

JOSEP MAS
LLUÍS PALLÍ
JOAN BACH

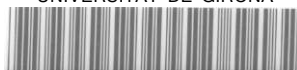
GEOLOGIA DE LA PLANA DEL
BAIX EMPORDÀ



ESTUDIS SOBRE EL BAIX EMPORDÀ
EXTRET DEL VOLUM N.º 8

MCMLXXXIX

UNIVERSITAT DE GIRONA





Universitat de Girona

● Biblioteca

1100120306

GEOLOGIA DE LA PLANA DEL BAIX EMPORDÀ

PER

JOSEP MAS* LLUÍS PALLÍ*^o JOAN BACH*

* Dept. Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona.
^o Col·legi Universitari de Girona, U.A.B.

RESUM

Els trets geològics que presenta la Plana del Baix Empordà es deuen, fonamentalment, als processos sedimentaris que es desenvoluparen durant l'Holocè, una vegada la mar assolí una cota estable, propera a l'actual, en la transgressió Versiliana. En aquest estudi descrivim els diferents ambients sedimentaris que han donat lloc a la seva morfologia actual: ambients al·luvial, palustre i litoral; així com els materials corresponents. També fem referència als dipòsits marginals d'origen col·luvial i eòlic. Finalment, integrem el conjunt de les dades en un esquema que expresa l'evolució geològica de la Plana en els darrers milers d'anys.

ABSTRACT

The geological features of the Baix Empordà Plain are mainly related to the sedimentary processes that took place during the Holocen, when a stable sea level was reached at the end of the Versilian transgression. In this paper, all the sedimentary environments which have given rise to the present morphology are described: alluvial, coastal and palustrine environments as well as colluvial and aeolian deposits. We conclude with a scheme in which the geological evolution of the Plain is shown.

1.— INTRODUCCIÓ.

Aquest estudi sobre la Plana del Baix Empordà constitueix una descripció del seus trets geològics i geomorfològics, amb especial èmfasi a les resultants de la dinàmica sedimentària que s'hi ha desenvolupat en el Quaternari, concretament durant l'Holocè. Amb aquesta idea, hem

realitzat una nova cartografia (Pallí i Mas, 1989), recopilant i actualitzant els coneixements existents i aportant-hi noves dades.

En particular, insistim en el fet que l'evolució de la Plana del Baix Empordà data de temps molt recents; de forma que no és possible entendre-la sense considerar els moviments eustàtics, el ritme de subsidència i la neotectònica que ha afectat aquest sector en els darrers milers d'anys. Així mateix, també cal tenir present la relació dels processos sedimentaris amb les variables esmentades. Des d'aquesta perspectiva, presentem un esquema de la història geològica de la Plana. En ell, es discuteixen determinades qüestions relacionades amb la seva evolució holocènica, la qual ha donat lloc als trets morfològics actuals. Amb tot, l'aportació de noves dades planteja nous problemes dins de l'esquema elaborat, els quals exposem en aquest treball, i que, al nostre entendre, poden ésser motiu de futures línies de recerca.

2.— CONTEXT GEOGRÀFIC.

En el sector centre-nord de la comarca del Baix Empordà, on se situa la zona estudiada, és possible distingir-hi diverses unitats geogràfiques netament diferenciables des del punt de vista topogràfic. La seva diferenciació ve donada, en realitat, pels seus trets geològics, litologia i estructura concretament.

Així, en el sector esmentat hom pot identificar-hi les següents unitats lito-geogràfiques (Pallí i Bach, 1987), (Fig. 1),

- *Les Gavarres* i el *Massís de Begur* són les zones muntanyoses de l'extrem septentrional de la Serralada Litoral Catalana. Litològicament estan formades per materials metamòrfics, licorelles i esquists, juntament amb calcàries i quarsites d'edat paleozoica. Cap al sud entren en contacte amb granitoids.

Les Gavarres és caracteritzen per presentar un relleu suau amb una alçada màxima de 531 m (Puig d'Arques). El Massís de Begur formà part, en un origen, del mateix bloc paleozoic que Les Gavarres i se'n troba separat per la fossa tectònica del Corredor de Palafrugell. Amb un relleu similar a l'anterior, presenta la màxima alçada al Puig Son Ric, amb 329 m. Morfològicament, destaca la singularitat de la seva façana litoral.

—El *Massís del Montgrí* representa la separació física entre l'Alt i el Baix Empordà. Està constituït per una mola calcària la qual dóna les màximes elevacions en la part occidental: Muntanya d'Ullà (326 m), Mont Plà (311 m) i Muntanya de Santa Caterina (301 m). A la meitat oriental, està coronada per una extensa superfície d'erosió, la Muntanya Gran, lleugerament inclinada de nord a sud, amb un desnivell des de la costa



Fig.1.— Mapa de les unitats lito-geogràfiques de L'Empordà (Pallí i Bach, 1987).

de 230 m fins a 100 m. Originàriament, les illes Medes formaven part del massís.

—El *Terraprim d'Empordà*, juntament amb el Montgrí, assenyala el límit nord de la comarca. Presenta un relleu suau, característicament ondulat, i amb alçades no superiors als 200 m (Serra de Valldevià). Està

constituït per materials sedimentaris, conglomerats, sorrenques, llims i argilès que presenten una coloració vermellosa, fàcilment recognizable.

—La unitat de les *Pre-Gavarres* agrupa el conjunt de turons que apareixen al nord de Les Gavarres i que estan constituïts per materials paleogènics i neogènics, comprenent diverses litologies. El seu límit oriental el marquen els turons prop de Boada, Fontclara, Fontanilles i Gualta; mentre que, cap a l'oest, ressegueixen la vora de Les Gavarres fins al congost del riu Ter a Sant Julià de Ramis. Morfològicament, aquesta preplana està formada per petites serres de pujols i turons, separats per valls de poca fondària i d'escassa entitat hidrològica.

—Les zones veritablement planeres es localitzen a les planes al·luvials del Ter i del Daró i a les zones palustres que s'estenen al voltant de Fontanilles, Boada i Pals. Geogràficament formen la *Plana del Ter* i s'exemplen al llarg del *Corredor d'Albons* i del *Corredor de Palafrugell*.

Ambdós corredors són depressions d'origen tectònic. El primer d'ells s'obre entre el Montgrí i el Terraprim, essent un pas de comunicació entre l'Alt i el Baix Empordà. El segon, situat entre Les Gavarres i el Massís de Begur, arriba fins a mar per la vall de l'Aubí i la platja de Palamós. A la part septentrional, al nord de Palafrugell, aquest corredor orienta el seu drenatge cap a la Plana del Ter.

Concretament, la zona d'estudi que proposem sota el nom genèric de *Plana del Baix Empordà* comprèn les unitats de la Plana del Ter (zones al·luvials, palustres i litorals) i els estreps més nord-orientals de les Pre-Gavarres. Així mateix, abarca la part sud del Corredor d'Albons i la part nord del Corredor de Palafrugell. D'aquesta manera, queda emmarcada, al sud, per Les Gavarres i el Massís de Begur, des de mar fins a La Bisbal; al nord, pel Massís del Montgrí i el Terraprim d'Empordà, des de l'Estartit a Jafre; i, finalment, el límit oest ve assenyalat, dins la unitat de les Pre-Gavarres, per la línia Jafre-Foixà-Corsà-La Bisbal.

3.— CONTEXT GEOLÒGIC.

L'origen de la Plana del Baix Empordà, com a depressió envoltada de diversos blocs topogràficament més enlairats, cal cercar-lo en la història geològica que ha estat afectant tota la regió des del Neogen. És a dir, en els moviments tectònics que tingueren lloc durant l'orogènesi Alpina i que han continuat fins als nostres dies.

Aquest diastrofisme es caracteritzà per moviments distensius que, reactivant fractures més antigues, motivaren la formació de la dovella tectònica o «*graben*» de l'Empordà.

En el context regional, les planes de l'Alt i del Baix Empordà formen

part d'una depressió conjunta separada dels massissos circumdants mitjançant fractures. En el seu límit nord, es troba separada de la serralada del Pirineu per falles d'orientació NO-SE situades al peu de Les Alberes. El límit sud de la depressió empordanesa ve marcat per les factures E-O que la separen del massissos de les Gavarres i de Begur, els quals, com hem dit, són l'estrep més septentrional de la Serralada Litoral Catalana (Fig. 2).

Com a separació natural entre ambdues depressions, la de l'Alt i la del Baix Empordà, s'hi localitza el massís del Montgrí. Aquest, constituït per materials calcaris del Mesozoic, forma part de la sèrie alòctona que es desplaçà de nord a sud durant l'alçament del Pirineu. L'encavalcament resultant, que té el Montgrí com a exponent més representatiu



Fig.2.— Esquema estructural de l'Empordà. Modificat de Got (1973) i Pallí i Llompart (1981).
 Llegendes, 1: Paleozoic, 2: Mesozoic, 3: Terciari + Quaternari, 4: Sector estudiat. Poblacions, F: Figueres, G: Girona, LB: La Bisbal, LE: L'Escala, P: Palafrugell, PL: Palamós, SF: Sant Feliu de Guíxols, TM: Torroella de Montgrí.

en el sector estudiat, es continua en sentit NO fins a les serres de Figueres, en vestigis mig sepultats sota els materials neògens de l'Empordà, i dóna lloc a les escates de materials mesozoics aflorants a Belcaire, Albons, Sant Mori i Vilaur (Solé Sabarís *et al.*, 1955).

El joc de les fractures situades al nord del Montgrí, també d'orientació NO-SE, completaren l'enfonsament del bloc alt-empordanès i la seva individualització com a conca sedimentària.

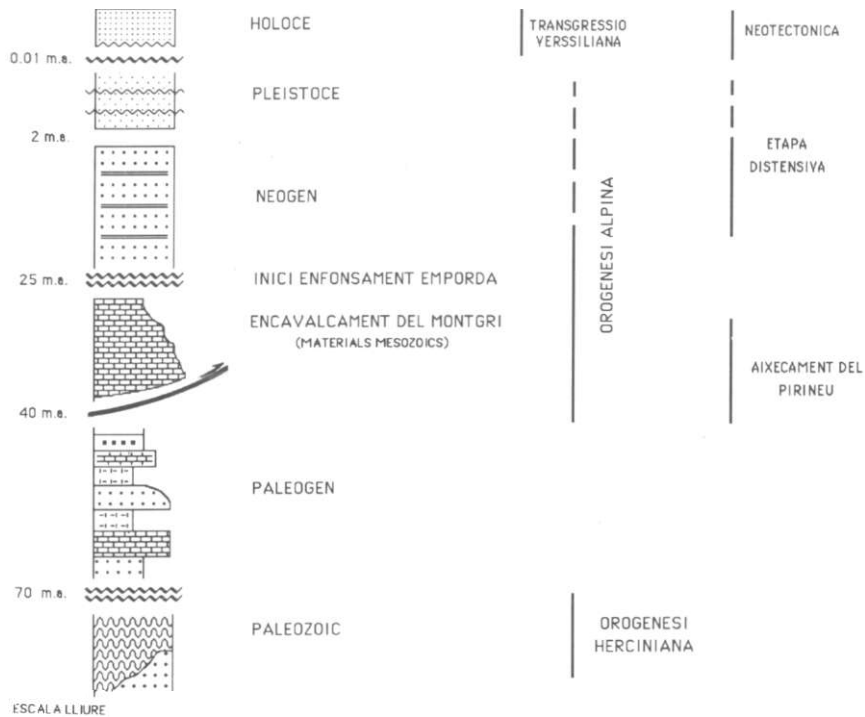
Un darrer conjunt de dislocacions important, sobretot pel que fa a la depressió del Baix Empordà, és el que ve donat per les fractures N-S que permeten el seu enfonsament respecte als blocs de la Garrotxa i del Terraprim a l'Oest i respecte a la mola formada pels massissos de Begur i del Montgrí a l'est, els quals en els darrers estadis del diastrofisme es comportaren com una sola unitat (Got, 1973). La perllongació cap al sud d'aquestes fractures obre l'anomenat Corredor de Palafrugell, formant una clara depressió tectònica entre els massissos de les Gavarres i de Begur; mentre que, cap el nord, dóna lloc al Corredor d'Albons de característiques similars al primer.

Així doncs, la història que ha conduït a la formació de l'Empordà, com a entitat geològica, pren un caire fonamentalment estructural dins d'una evolució que hom pot adjectivar de complexa. Per aquesta raó, creiem oportú exposar-la en una breu síntesi abans de passar a descriure els trets geològics de la plana (Fig. 3).

Prèviament als fenòmens distensius que, a partir de l'Eocè, originaren la seva estructura actual, cal imaginar l'Empordà com una gran conca sedimentària oberta cap a l'oest (la qual pel nord comunicaria amb la conca eocènica pirinenca) i que acolliria els sediments procedents d'un massís emergit situat a l'est. Aquests sediments es dipositaren damunt del materials paleozoics de Les Gavarres que formaven part del massís emergit.

Arran dels moviments tectònics que s'esdevenen durant l'orogènesi Alpina s'interventeix la geografia de la conca. El resultat és l'obertura de la conca cap a l'est i l'aparició de blocs topogràficament més enlairats que l'envoltaven com a conseqüència del joc de dislocacions. En aquest estadi té lloc l'encavalcament del massís del Montgrí. El seu desplaçament cap al sud quedà aturat en col·lisionar amb el sòcol cristal·lí del massís de Begur el qual, com s'ha demostrat per reflexió sísmica, podria haver actuat com a fre de l'encavalcament (Got, 1973).

Amb la nova disposició de la conca s'inicià la sedimentació dels materials neogens en la depressió empordanesa. Cal remarcar que la depressió de l'Empordà, en conjunt, ha sofert durant aquest període una subsi-



ESCALA LLIURE

Fig. 3.— Esquema dels estadis evolutius de la depressió del Baix Empordà.

dència generalitzada, avaluada en uns 5 mm/any (Marqués & Julià, 1986), que ha permès el seu rebliment de sediments. Segons les dades de sondes, la sèrie neogena, que només aflora als marges d'ambdues planes, arriba a assolir a l'Alt Empordà una potència d'uns 600 m. A la plana del Baix Empordà s'estima que aquesta potència podria quedar reduïda a uns 200 m; no obstant, han estat identificats en el Corredor d'Albons, per sota dels sediments quaternaris, amb un gruix superior als 150 m (Martínez Gil, 1972).

Durant el Quaternari, en termes generals, la tònica evolutiva de l'Empordà segueix unes directrius similars a les que regiren durant el Neogen. L'ompliment de sediments detrítics de les depressions coincidí amb moviments neotectònics sinsedimentaris que acabaren de definir la seva estructura actual. La manca d'unes direccions preferents d'aquestes dislocacions denota que foren moviments de reajustament local relacionats amb una tectònica anterior que marcà els trets principals (Got, 1973).

En l'evolució regional durant el Quaternari, concretament, en l'Holocè, cal incloure les variacions del nivell de la mar que es succeïren a

causa de les diferents pulsacions glaciars i que, mitjançant l'alternància de fases transgressives i regressives, influenciaren notablement la sedimentació.

Així, el màxim regressiu de la regressió würmiana (35.000 anys BP*) situà el nivell de la mar a una cota de -100 m davant de les costes empordaneses. En el període transgressiu que es succeí, anomenat Versilià en l'àmbit de la Mediterrània, tingué lloc un alçament continuat del nivell de la mar que assoliria la costa de -80 m ara fa 10.800 a. BP i la de -10 m a 8.000 a. BP. La seva estabilització a cotes properes a l'actual (-3 m) tingué lloc uns 5.000 a. BP, permetent la progradació dels grans deltes existents avui dia en la mar Mediterrània (Riba, 1981).

En conseqüència, és lícit pensar que el rebliment de la plana empordanesa ha vingut desenvolupant-se d'ençà la transgressió versiliana i, concretament, des que la mar assolí cotes properes a les actuals. D'aquesta manera, l'edat del seus sediments i de la seva morfologia queda limitada, doncs, a uns pocs milers d'anys.

4.— LA PLANA DEL BAIX EMPORDÀ.

Com ja s'ha esmentat a la introducció, l'esbós geològic que presentem té com a principal objectiu l'estudi dels materials que afloren a la Plana del Baix Empordà amb la finalitat de descriure quins han estat els trets evolutius que han conduït a donar el relleu actual.

Entre els límits que comprèn l'àrea d'estudi, els materials aflorants poden diferenciar-se en dos grups principals:

1.— Els materials pre-quatnaris, formats per les roques d'edats paleogenes i neogenes. Aquests conformen, en la major part, el relleu de les Pre-Gavarres i apareixen vorejant el contacte entre els massissos de Les Gavarres i de Begur i la Plana. També apareixen en el vessant meridional del Montgrí, subjacent a la sèrie mesozoica al·lòctona. Finalment, suporten els turons que sobresurten de la plana, a mena d'illes, damunt dels quals s'assenten diverses poblacions com Sant Iscle, Palau-Sator i Pals, entre altres.

En particular, els materials del Neogen afloren damunt dels del Paleogen, amb un contacte clarament discordant, en el límit més occidental de la Plana del Baix Empordà. Donat que no pertanyen a la zona d'estudi, limitem la seva descripció a les referències esmentades en el context geològic.

(*).- BP .- Abans del present (*Before Present*)

2.— Els materials quaternaris, entre els quals, emprant una diferenciació similar a la que apliquen Pallí i Bach (1987) a l'Alt Empordà, distingim,

—els dipòsits propis de la plana, és a dir, els sediments resultants de la dinàmica al·luvial que ha donat lloc al seu rebliment i als resultants de la interacció entre aquesta i la dinàmica litoral.

—els dipòsits marginals, que comprenen els materials resultants de la denudació dels relleus que circumden o es troben dins de la plana — col·luvions en general— i els sediments d'acumulació eòlica.

En referència als trets que exposem de l'evolució de la plana, aquests materials quaternaris només són representatius de la geodinàmica que s'ha desenvolupat en els darrers cinc mil anys aproximadament. Insistim, doncs, que quan parlem genèricament de Quaternari fem esment només, implícitament, a aquests últims milers d'anys pertanyents a l'Holocè.

4.1.— ELS MATERIALS PRE-QUATERNARIS.

La seqüència de materials pre-quaternaris -en concret, els pertanyents al Paleocè, Eocè i probablement a l'Oligocè- aflorant al Baix Empordà comprèn les diverses formacions litoestratigràfiques descrites per Pallí (1972). Una sèrie ideal, resultant d'enganxar tots i cadascun dels diminuïts afloraments escampats arreu de la Plana, fóra la següent (Fig. 4),

A.— Inicialment, a la base, un conjunt de materials continentals de caràcter fluvio-torrencial dipositats en un medi de ventall al·luvial i constituïts per conglomerats i sorrenques vermelles vinoses amb nivells argilosos. Es troben adossats a la vora nord de les Gavarres i del Massís de Begur.

B.— Per damunt es desenvolupa una formació calcària grisa, pròpia d'ambient de plataforma continental marina proximal, molt rica en microfauna, particularment Nummulits.

C.— A continuació, apareixen argiles i margues blavoses amb intercalacions sorrenques de gra fi, les quals degueren dipositar-se en una gran badia tancada, tranquil·la i en un medi anaerobi. Igual que l'anterior, es troba prop de les serres de les Gavarres i Begur.

D.— Damunt de la unitat anterior, descansa un complex de sorrenques i microconglomerats, rics en glauconita, de color gris-groguenc, corresponents a canals dipositats a la part frontal d'un delta. Afloren en els relleus dels voltants de Pals, Regencós i Peratallada.

E.— Segueix una unitat formada per argiles i llims gris-blavosos amb nivells de sorrenques del mateix color. Aquests materials marins de pla-

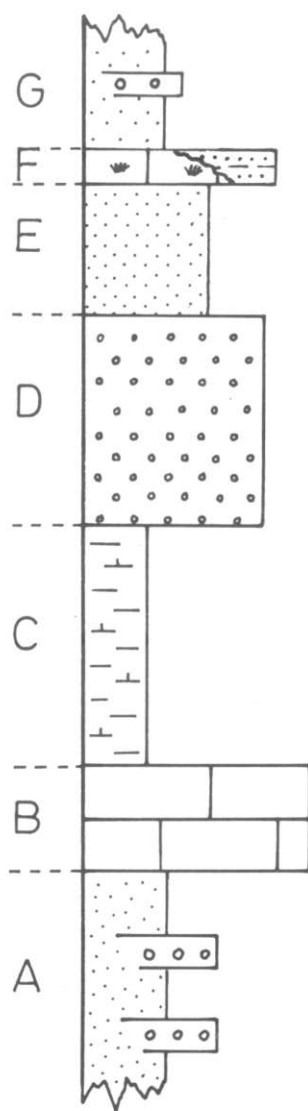


Fig.4.— Columna estratigràfica ideal dels materials paleogènics aflorants al Baix Empordà. Les lletres emprades corresponen a les unitats descrites en el text.

taforma continental, on és habitual observar en el seu interior l'existència de barres i canals de torrents retreballats per l'onatge marí, ocupen bona part del centre de la Plana (Ullastret, Fontanilles, La Fonollera, Mas Pla, Llabià).

F.— La darrera formació netament marina la constitueix un nivell de calcàries blanquinoses amb coralls. Aquests organismes configuren un ambient litoral somer i molt proper a la línia de costa. Lateralment, aquesta formació passa a un conjunt de sorrenques grogues de gra fi, intensament cimentades que corresponen a barres costaneres. Presenta el seu màxim desenvolupament a les proximitats de Llabià, Fontanilles, Ullastret, Serra de Daró i Gualta.

G.— Coronaria aquesta sèrie ideal una formació netament fluvial, constituïda per un conjunt vermellós de materials detrítics: argiles, sorrenques i conglomerats. Afloren en el sector nord-occidental —Ullastret, Parlavà, Ultramort, Serra de Daró, Verges i La Tallada—; així com a les proximitats del Montgrí des de L'Estartit, Torroella i Ullà fins a Bellcaire i Albons.

El contacte entre aquests materials pre-quaternaris i el sòcol infraja-cent de materials paleozoics es realitza mitjançant un contacte discordant, el qual, en determinades localitats s'ha transformat en un contacte mecànic per falla arran de la tectònica soferta amb posterioritat a la seva sedimentació, com pot observar-se al llarg del Corredor de Palafrugell.

Observant el mapa d'unitats litoestratigràfiques (Fig. 5), en el qual també hi ha representades les fractures, es manifesta com aquestes presenten diverses direccions i, localment, arriben a presentar una alta densitat. Com a conseqüència directa es produeix una intensa fragmentació d'aquests materials en blocs de petites dimensions causant el peculiar relleu que presenten.

No obstant, cal destacar la influència que exerceixen les fractures orientades N-S sobre la morfologia, dirigint les alineacions de les carenes en la mateixa direcció, com pot observar-se en el sector comprès entre Ullastret, Gualta i Peratallada. Aquesta alineació és igualment visible a través dels petits turons dispersats per la plana, com és el cas de les carenes allargades del Mas Coll, Pinell de Dalt i Mas Pla a la part oriental de la plana o dels pujols del sector occidental de Regencós.

Aquests turons presenten un relleu suau, amb vessant de poc angle, recoberts de materials de vessant —col·luvions— i drenats per valls de fons pla reblertes per una capa d'escassa potència de sediments al·luvials. En determinats punts, la diferent resistència a l'erosió d'una determinada formació litològica -per exemple, els conglomerats que culminen la carena prop de Llabià- permet desenvolupar vessants de major pendent i puntualment escarpades.

Una de les característiques observades en aquests turons és la uniformitat de cota topogràfica que es presenta en el cim d'alguns d'ells. Efec-

tivament, existeixen una sèrie de turons que presenten alçades compreses entre 95 i 110 m s.n.m. (Taula I). Aquesta uniformitat ens suggereix



Fig.5.— Mapa de les unitats litoestratigràfiques del Paleògen de la Plana del Baix Empordà (Pallí, 1972). Llegendra, 1: Post-Paleògen, 2: Mesozoic, 3: Paleozoic, 4: Granitoids. Les lletres emprades corresponen a les unitats descrites en el text.

l'existència d'una superfície d'erosió; en el sentit que, en una àrea on afloren materials raonablement uniformes en termes de resistència als processos erosius, amb una densitat de drenatge constant arreu i en vessants amb pendents similars, a mesura que l'erosió incideix en el relleu, els cims dels turons i les divisòries d'aigua arribaran tots a una mateixa alçada sobre el nivell de base, donant la impressió que pertanyen a una mateixa superfície horitzontal.

Topònim	Alçada (s.n.m.)
Sta. Susagna de Peralta	94 m.
Mont Garriga	95 m.
Puig d'En Pons	97 m.
Turons a l'E de Llabià	96 i 101 m.
Turons a l'O de Torrent	101 i 106 m.
Les Serres (entre Canapost i Peratallada)	106 m.
Puig Negre de Vulpellac	109 m.
Puig d'En Tries	110 m.

Els materials eocènics afectats per l'encavalcament del Montgrí reeixen un breu comentari apart. Aquests afloren en una franja estreta en el vessant meridional del massís. Estan formats pels sediments de l'Eocè superior —Oligocè i apareixen recoberts per materials de denudació del vessant en una gran extensió. Com a conseqüència dels esforços produïts per l'encavalcament presenten una estructura en forma de sinclinal tombat. La seva importància radica en el fet que permeten datar el moment de col·locació del mantell de ciment durant l'Eocè superior, probablement finieocènic, i amb menor possibilitat a l'inici de l'Oligocè (Pallí i Llompart, 1981).

4.2.—ELSMATERIALSQUATERNARIS.

Els materials quaternaris són els que caracteritzen, per sí mateixos, la Plana del Baix Empordà. Per aquesta raó, el seu estudi constitueix l'objectiu principal d'aquest treball. Entre ells distingim, com ja s'ha esmentat anteriorment, els dipòsits propis de la plana, incloent-hi les resultants de la dinàmica litoral, i els dipòsits marginals. En el Mapa 1 es presenta una cartografia de les unitats quaternaries de la Plana.

4.2.1.—ELSDIPÒSITSDELA PLANA.

Dins de la plana, entesa com a unitat morfològica, destaquen tres

tipus de dipòsits, els quals es descriuen en aquest apartat. En primer lloc, apareixen els dipòsits fluvials i fluvio-deltaics que formen la plana al·luvial, localitzant-se a la seva vorera les formacions palustres. Finalment, els dipòsits litorals, que formen part de la plana, s'individualitzen per l'acció de la dinàmica marina damunt dels sediments aportats pels processos al·luvials. Els diferents ambients sedimentaris que donaren lloc a aquests dipòsits s'han representat a la Fig. 6.

4.2.1.1.— LA PLANA AL·LUVIAL.

Els materials d'origen al·luvial, concretament fluvio-deltaic, són els que conformen la Plana del Baix Empordà pròpiament dita i es formen a partir dels aports del riu Ter, principalment, i d'altres cursos menors com el riu Daró, la riera de Peratallada i la riera Grossa de Pals.

La principal característica que destaca d'aquesta unitat geomorfològica és, obviament, la seva planúria. D'aquesta manera, el Ter, des que entra a la plana al sud de Jafre fins que arriba a mar, presenta un desnivell del 0.13% en un recorregut de 17.5 quilòmetres. Per la seva part, el

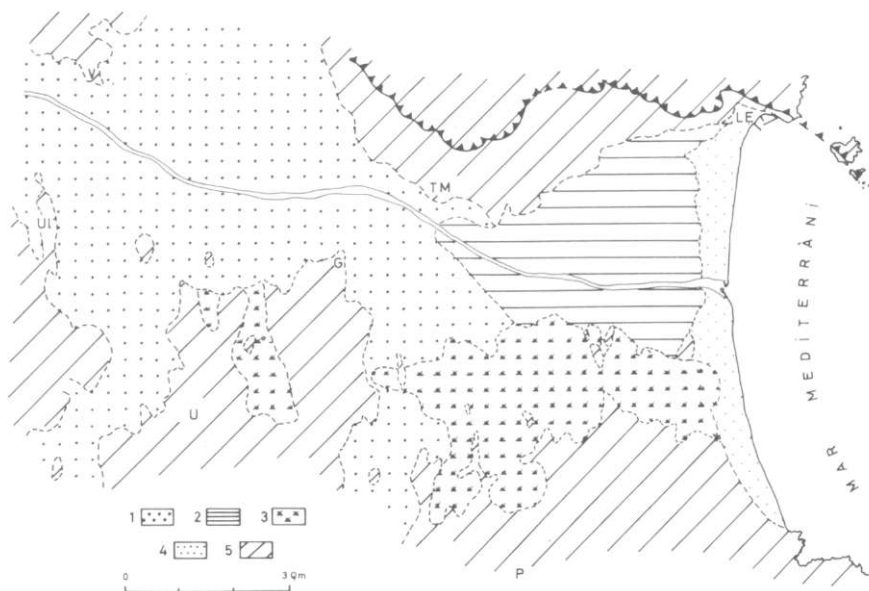


Fig.6.— Ambients sedimentaris holocènics en la Plana del Baix Empordà. *Llegenda*, 1: Fluvial, 2: Fluvio-deltaic, 3: Palustre, 4: Litoral, 5: Substrat pre-quaternari i dipòsits marginals. *Poblacions*, G: Gualta, LE: L'Estartit, P: Pals, TM: Torroella de Montgrí, U: Ullastret, UI: Ultramort, V: Verges.

Daró, com a segon curs en importància, té un pendent del 0.3% des del sud de La Bisbal fins a Gualta, on passa definitivament a transcórrer per la plana al·luvial del Ter.

Actualment, el riu Ter presenta un traçat amb una sinuositat molt baixa que gairebé permet considerar-lo com a rectilini. No obstant, la llera abandonada que es distingeix de forma contínua des de Verges, passant per Torroella de Montgrí, fins a L'Estartit —on forma el paratge conegut per «Ter Vell»— ens mostra que en èpoques pretèrites aquest riu presentava un curs amb meandres ben desenvolupats.

Al llarg del temps, el medi físic ha estat intensament modificat per acció antròpica amb la finalitat fonamental de millorar les seves condicions d'habitabilitat i d'ús. En el cas del Baix Empordà aquestes accions s'han centrat en la modificació del traçat de la xarxa de drenatge i en la dessecació de basses i estanys per part de la mà de l'home. Malgrat que, ocasionalment, al llarg del treball farem referència a aquestes modificacions, adreçem el lector als treballs de Matas (1986) i Boadas *et al* (1987) on es detallen aquests tipus d'activitat antròpica a l'àrea estudiada.

Una de les accions antròpiques més coneguda és la desviació del Ter en data històrica. Està documentat que, amb anterioritat al segle XIV, existia un braç del riu Ter que, partint de Verges i La Tallada, desembocava a la platja de Sant Martí d'Empúries, el traçat del qual a través del Corredor d'Albons encara és recognoscible a la fotografia aèrea. La desviació del curs de l'aigua i el consegüent dessecament d'aquest braç disminuïren el volum de sediments que colmatava la depressió de l'Alt Empordà a favor de la plana que s'obria al sud del Montgrí. Les antigues zones palustres de Sobrestany i Cinc-Claus són reflexe de l'aturada de la dinàmica al·luvial en aquell sector.

Centrant-nos a la Plana del Baix Empordà, el seu origen està associat als sediments aportats pel Ter que es dipositaren en ambients sedimentaris fluvials en el sector més intern i que desenvoluparen modestes formacions deltaïques, recognoscibles en el camp, en arribar a la línia de costa. Observant el mapa de la plana és fàcilment identificable com la seva amplada s'aprima notablement entre Gualta i Torroella, on queda limitat un passadís d'uns dos quilòmetres d'amplada entre el Massís del Montgrí al nord i els estreps més septentrionals de les Pre-Gavarres al sud. La definició d'aquest passadís no és en absolut capriciosa, sino que permet diferenciar dues grans zones sedimentàries a la plana del Ter: una, essencialment fluvial a l'oest, entre Jafre i Torroella, i l'altra, fluvio-deltaica a l'est, entre Torroella i la mar.

A més, cal destacar els al·luvials menors de les rieres de Peratallada

i Gossa de Pals. A tots ells ens hi referirem per separat.

1.—EL SECTOR FLUVIAL ENTRE JAFRE I TORROELLA DE MONTGRÍ.

Amb aquesta distinció present, el Ter desenvolupa àmpliament en el primer tram, el comprès entre Jafre i Torroella, la seva plana d'inundació mitjançant una dinàmica típicament fluvial. Dita plana solcada per un corrent fluvial està formada per material no consolidat procedent de sediments transportats pel mateix corrent i que, periòdicament, es veu sotmesa a inundació per desbordament del riu. La seva formació i evolució està lligada a la dinàmica del corrent fluvial —migració lateral de la llera i acreció lateral dels meandres amb erosió i deposició simultànies— i als processos de desbordament, en superfície.

Litològicament està formada per sediments detrítics, sorres, llims i argiles negres predominantment, i en menor proporció nivells d'arena gruixuda i graves. L'acumulació d'aquests materials al·luvials no superaria en gaire una potència aproximada de 50 m (Martínez Gil, 1972). Des del punt de vista geomorfològic, s'ha de destacar el meandre abandonat que l'antiga llera del Ter, anteriorment esmentada, desenvolupà a l'entrada del Corredor d'Albons.

A la part sud d'aquesta plana al·luvial hi conflueixen els aports del riu Daró. Aquest riu, que situa la seva conca a la vessant septentrional de Les Gavarres, transcorre en direcció N-S per una vall reblerta de materials al·luvials que, segons dades de sondeigs, no superen un gruix superior als 15—20 m. A l'alçada de Serra de Daró, el riu presenta una brusca inflexió en el seu traçat passant a transcórrer cap a l'est, resseguint el contacte dels materials eocènics amb la plana fins a arribar a Gualta. Avui dia, desguassa directament en el riu Ter i ha estat desviat del seu curs original, dirigit cap al sud-est, mitjançant un canal artificial. No obstant, no descartem la possibilitat d'existència d'una antiga llera del Daró situada al nord de Serra de Daró, on actualment hi resta la riera Vella, i, probablement, també al nord de St. Iscle. Aquesta llera s'hauria unit al curs del Daró a les proximitats de Fonolleres.

El riu Daró es caracteritza per presentar un règim torrencial, desguasant importants cabals en períodes d'intensa precipitació i restant pràcticament sec la resta de l'any. La insuficient secció de la seva llera per a drenar grans cabals és una de les causes de les inundacions que ocorren en aquest sector. A tall d'exemple, l'estany d'Ullastret, al que ens referirem més endavant, es nodria, principalment, de les aigües del Daró que, en èpoques de crescuda, desbordaven i inundaven la clotada. Actualment, el canal que condueix les aigües del Daró fins al Ter, prop de Gualta, ha minvat la possibilitat d'inundació.

Els darrers elements geomorfològics a destacar en aquest tram de la plana del Ter són les petites àrees deprimides que periòdicament queden inundades. Entre les de major entitat, cal citar la localitzada al nord de La Sala i Ultramort, coneguda amb el nom d'estany de La Sala. La causa d'aquests embassaments cal cercar-la en l'escàs o nul pendent del terreny, fet que impossibilita l'existència del mínim drenatge en superfície, i en la baixa permeabilitat dels materials generalment argiles i llims, que dificulten la pèrdua per infiltració.

Així mateix, cal esmentar la presència d'un estanyol, existent encara en el segle XVIII, prop del Mas Estanyol de Cruïlles, en la confluència del riu Daró i la riera de Vilar prop de La Bisbal, i una altra zona d'embassament a l'oest d'aquesta població.

2.— EL SECTOR FLUVIO-DELTAIC ENTRE TORROELLA DE MONTGRÍ I LA MAR.

En el sector existent entre Torroella de Montgrí i el litoral, la plana pròpiament dita inclou diversos ambients sedimentaris, tots ells holocènics, resultants de la progradació cap al mar dels materials detrítics dipositats pel riu Ter i altres corrents menors. En aquest tram són perfectament recognoscibles les traces d'una formació deltaica que es formà, bàsicament, amb els aports de sediment del riu Ter.

Aquesta formació es desenvolupa a banda i banda de l'actual curs del Ter. El seu marge esquerre, va a enllaçar amb els dipòsits de vessant del Montgrí; mentre que, el marge dret, passa progressiva i gradualment a dipòsits palustres. Com pot observar-se a la cartografia, sembla que aquesta formació ha ocupat només la meitat septentrional de la plana; fet que contrasta amb el mapa de potència dels materials elaborat pel Ministeri d'Obres Públiques (1970), que situa la màxima potència d'aquests materials (50 — 60 m) en el sector sud de la plana, prop de Fontanilles. La contraposició entre allò observat i la cartografia ressenyada, suggereix que, durant el reompliment de la conca baix-empordanesa, l'activitat fluvio-deltaica anà migrant arreu de la plana, anant a raure en els darrers estadis en la seva meitat nord. El control d'aquests desplaçaments podria ésser imputable, exclusivament, a la mateixa dinàmica fluvial (Schumm, 1977); no obstant, també cal tenir present els moviments neotectònics que, durant el Quaternari, regiren l'enfonsament i la subsidència de la conca.

La formació fluvio-deltaica, *sensu stricto*, presenta una forma lobulada, de perímetre sensiblement triangular amb el vèrtex situat a uns 4,5 Qm a l'interior. La base d'aquest suposat triangle es situaria propera a la línia de costa amb una longitud d'uns 5 Qm presentant una superfície

aproximada d'uns 16,5 Qm². A més dels canals més coneguts del riu Ter, l'actual i el corresponent al «Ter Vell», hem identificat al marge dret possibles nous canals que, dins de la dinàmica deltaica, actuarien com a canals de distribució de sediment i permetien la progradació del delta, atorgant-li la morfologia lobulada (vegeu Mapa 1).

D'aquesta manera, la plana deltaica que observem estaria formada per aquests canals de distribució, actualment reblerts de sediment ja sigui per acció natural o antròpica, i àrees de sediment, lleugerament emergides, que degueren constituir la progradació real de la plana cap a mar.

Els sediments d'aquestes àrees són de tipus detrític, generalment de gra fi —argiles i llims—, resultants dels processos de desbordament dels canals o de inundació. El sediment més groller —arenas i graves— apareix a la base de les antigues lleres i canals —paleocanals— i a la desembocadura dels canals de distribució.

En el cas del marge dret de la formació, la distribució dels materials fluvio-deltaics i dels canals de distribució degué venir condicionada, possiblement, pels petits relleus de material eocènic —turons de Mas Pinell i de La Fonollera—, a recés dels quals es degué propiciar la deposició.

3.— *AL·LUVIALS MENORS.*

Dues rieres que també aporten els seus sediments a la plana són les de Peratallada i Grossa de Pals. Cal remarcar, des del punt de vista geogràfic, que ambdues aboquen els sediments a la zona identificada com a palustre i que, per tant, no col·laboren de forma directa en la progradació de la plana deltaica.

Prop de Gualta i Fontanilles, el riu Daró, que quan s'acosta a mar veu la seva llera modelada per la mà de l'home amb el nom de Rec del Molí, uneix els seus aportats amb els del riu Ter. Donada la intensa activitat fluvial —pretèrita i actual— del Ter respecte a la del riu Daró, inclourem els aportats d'aquest en una única plana al·luvial atribuïda al primer, sense fer distincions.

La riera de Peratallada transcorre en sentit N-S fins a aquesta població, on varia el sentit a NE i comença a desenvolupar la seva pròpia plana al·luvial emmarcada entre els relleus eocènics de Peratallada i Fontanilles i les muntanyes de Torrent i Boada. Un dels trets més destacables, insinuat per la topografia i cartografiat per fotografia aèria, és la progradació d'aquest al·luvial per damunt dels materials palustres, com ho mostra el contacte convex que els enllaça. Això ens indica com, en estadis pre-actuals, el retrocés o rebliment de les zones palustres tingué lloc,

almenys a les àrees marginals, de forma natural mitjançant els sediments aportats per aquesta riera.

La riera Grossa de Pals, i amb menor entitat les rieres Petita i de Camany, drenen la part nord del Corredor de Palafrugell, on recullen les aigües procedents de les muntanyes de Torrent i Montràs i del vessant occidental del Massís de Begur. La riera Grossa presenta una plana al·luvial estreta —uns 300 m a prop de Pals— i, juntament amb les altres dues, vessava les seves aigües a l'estany Marisc de Pals. A diferència de la riera de Peratallada, no s'observa que els materials al·luvials es disposin guanyant terreny a l'estany. Ara bé, en els talussos naturals que limiten la riera apareixen nivells de sediments al·luvials més antics, situats uns 4 ó 5 m per damunt de la llera actual. Aquest fet indicaria un procés d'encaixament de la riera Grossa de Pals.

4.2.1.2.— LES ZONES PALUSTRES.

En el conjunt de zones palustres de la Plana del Baix Empordà, destaquen per la seva entitat l'estany d'Ullastret i l'ampla superfície d'estanyols que s'extenia entre Pals, Boada — Fontclara, Fontanilles i Gualta. Tanmateix, hi existeixen altres zones inundables de menor importància, ja sigui per l'extensió que abarquen, pel seu embassament periòdic o, senzillament, perquè han estat fortament degradades per acció antròpica. Aquestes darreres són testimoni del progressiu rebliment existent a la plana i de la deficiència del seu drenatge.

1.— L'ESTANY D'ULLASTRET.

Com ja és ben conegut, l'estany d'Ullastret va ésser, fins al moment de la seva dessecació, un dels més importants del Baix Empordà. La pròpia fisiografia de la clotada i el comportament de les aigües permetien l'existència d'una zona quasi permanentment inundada i de considerables dimensions (1.81 Qm²). Efectivament, aquests factors, que més correctament els podríem definir com geomorfologia i dinàmica hidrològica, determinaven la seva existència (Fig. 7).

Geològicament, l'estany d'Ullastret deu la seva forma, allargada de nord a sud, a una fractura de la mateixa orientació que produeix un alçament relatiu del bloc de Llabià, a l'est, respecte al bloc d'Ullastret, a l'oest. Altres fractures de menor transcendència i distintes orientacions acaben de perfilar la seva estructura.

Les roques del substrat de l'estany són les margues blaves i margocalcàries de l'Eocè superior, que ja de per sí mateixes són poc resistents a l'erosió. Aquesta manca de resistència ve accentuada per les fractures,

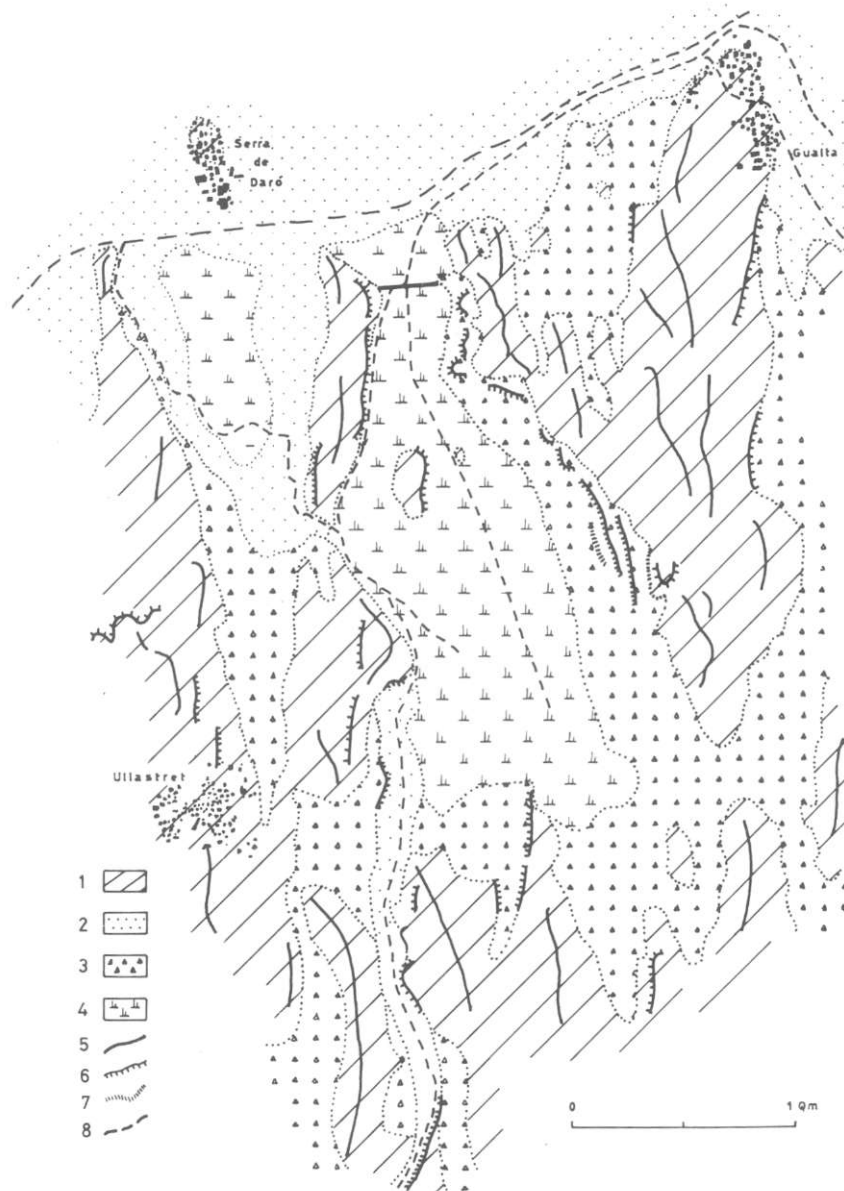


Fig. 7.— Mapa geomorfològic de l'Estany de Ullastret i de la seva conca hidrogràfica. *Llegenda*, 1: Substrat paleogen indiferenciat, 2: Materials al·luvials, 3: Materials col·luvials, 4: Materials palustres, 5: Carena, 6: Ressalt (menor de 10 m), 7: Canvi suau de pendent, 8: Curs d'aigua.

les quals fragmenten la roca i, a més, en el cas que ens ocupa, orienten l'acció dels processos d'erosió damunt d'aquesta litologia feble. D'altra banda, la presència de sorrenques fortament cimentades i conglomerats a la Muntanya de Llabià i al Puig de St. Andreu i de calcàries arenoses al Puig de la Roqueta ressalten, amb la seva major resistència a l'erosió, la fragilitat a la denudació de les margues infrajacsents. Aquest parell de factors, litologia i estructura, propiciaren la creació del que anomenarem la cubeta d'Ullastret.

La problemàtica que, als nostres ulls, presenta la seva formació és en quin estadi de la història geològica de la regió va formar-se aquesta àrea deprimida, i quina disposició tenia la xarxa de drenatge —acceptant un model d'erosió per processos al·luvials— que l'originà; donat que, avui dia, es presenta com una cubeta endorreica amb tendència a la colmatació.

Les dades de què disposem no ens permeten d'aportar una solució coherent i definitiva. Ja que la seva formació no sembla ésser possible per les característiques progradients que ha presentat la Plana del Baix Empordà en els darrers temps, opinem que cal situar-la en un cicle erosiu anterior a l'actual, possiblement pre-holocènic o dins l'Holocè inferior (8.000 — 10.000 a. BP) i del qual posem escassa, si no nul·la, informació.

Al nostre entendre, la dinàmica hidrològica que actualment regeix l'estany està condicionada a la relació entre aquesta cubeta i la plana del Ter. La cubeta d'Ullastret forma una zona topogràficament deprimida unida a la plana al·luvial del riu Ter, fet que determina l'entrada d'aigua en episodis de desbordament dels rius que solquen la plana, concretament del riu Daró. La colmatació sedimentària d'aquesta zona només és possible pels materials transportats, majoritàriament en suspensió, per les aigües desbordants del Daró i pels al·luvions arrastrats per la riera de Salsàs; la qual, amb una conca hidrogràfica de reduïdes dimensions (2.1 Qm²), degué contribuir modestament a la sedimentació. Els processos de vessant actuant en els relleus circumdants no presenten prou entitat com per a aportar un volum significatiu de sediment a la cubeta. D'altra banda, la baixa permeabilitat de les argiles i llims sedimentats al llit de l'estany, així com la de les margues infrajacsents, devia reduir la pèrdua d'aigua per infiltració i, com a resultat, les aigües s'hi mantindrien durant llargs períodes de temps. Amb aquest conjunt de condicionats es fa palès com l'estany d'Ullastret hauria constituït una zona quasi permanentment embassada i lleugerament enfonsada en els darrers temps respecte a la plana del Ter.

Paral·lelament a aquest estrany, hauria existit entre Serra de Daró i Ullastret una zona palustre coneguda pel nom d'estany Adrover, el qual, possiblement, s'hauria comunicat amb el d'Ullastret (Matas, 1986). La situació de l'estany Adrover no està ben definida i els seus antics límits són difícilment recognoscibles tant en el camp com en la fotografia aèria. En la Fig. 7, s'hi ha representat una probable ubicació d'aquesta zona palustre.

2.— *ELS ESTANYS DE PALS, BOADA-FONTCLARA, FONTANILLES I GUALTA.*

Aquestes zones palustres existents a la Plana del Baix Empordà configuren una àrea planera, mal drenada de forma natural —com ho indiquen la manca de cursos naturals i els nombrosos recs construïts per facilitar el drenatge— i amb un pendent inferior al 0.2%. Es localitzen en el marge dret del riu Ter, i ocupen una extensió d'uns 12 Qm². Fins a data històrica (segle XVIII) s'hi conservaren l'estany Marisc de Pals, l'estany de Boada-Fontclara, l'estany Buleny de Fontanilles i l'estany de la Poma en el terme de Gualta. Actualment es troben completament dessecades i les úniques llacunes apareixen a les Basses d'En Coll, més lligades a la dinàmica litoral que a la pròpia de les zones palustres.

Les àrees palustres, en conjunt, es situen marginalment al delta del riu Ter i hi conflueixen els aportats d'aigua i sediment del riu Daró i les rieres de Peratallada i Grossa de Pals. Per la part sud queden limitades pels relleus emergits de les muntanyes de Torrent i Boada i per les estribacions septentrionals del Massís de Begur.

La possibilitat de desenvolupament d'aquest ambient palustre dins del context geològic de la plana cal atribuir-la a la progressiva acreció de la formació fluvio-deltaica cap a l'est a mesura que es rebria la conca. D'aquesta manera, es creà una àrea deprimida al sud que només rebia els sediments aportats pel Ter i pel Daró en episodis de crescuda i desbordament. L'escassa entitat de les rieres de Peratallada i de Pals no subministraven tampoc els sediments suficients per a la seva colmatació. A mesura que la formació deltaica augmentava la seva amplada a la línia de costa, les àrees palustres interiors quedaven envoltades, i pràcticament tancades, entre aquesta i els relleus circumdants; de forma que, en l'actualitat, el contacte amb la mar es realitza mitjançant la zona de maresma degradada recentment de les Basses d'En Coll de menys d'un quilòmetre d'amplada.

Litològicament, estan constituïdes per sediments fins, argiles i llims negres, denotant una important presència de matèria orgànica com és

habitual en àrees pantanoses, i són més o menys salobres a conseqüència de la seva relació amb la mar.

Efectivament, les zones palustres presenten unes característiques d'aigua dolça-salobre, arran dels aports d'aigua procedents tant del continent com de la mar i pel contingut de sals inherent en aquests materials (Bach, 1979).

Una peculiaritat litològica, particularment interessant, és la presència de travertins situats en àrees properes a les zones palustres. Ens referim als afloraments de Sant Julià i Sant Feliu de Boada i als del sud de Pals. Així mateix, també s'han identificat afloraments travertínics a Fontclara i Palau-Sator, i al sud d'ambdues poblacions.

Cada un d'aquests afloraments presenta unes característiques geològiques pròpies, les quals descriurem a continuació. No obstant, la identificació d'un seguit de similituds ens permet elaborar un model genètic conjunt per a tots ells.

Tant els travertins de Boada com els de Pals es recolzen damunt d'un nivell d'argiles negres amb abundants fragments de petxiens i gasteròpods (Fig. 8) i, ocasionalment, damunt de materials col·luvials. Aquesta sèrie es recolza, a la vegada, damunt de materials paleogens. La seva potència és variable i no supera el metre i mig de gruix. Aquests nivells de travertins no són continus i presenten enfalcaments que, en distàncies curtes, redueixen el gruix del travertí a una senzilla crosta decimètrica o, inclús, el fan desaparèixer. Donen lloc a una morfologia aterassada i en la seva estructura interna és possible identificar-hi restes de tiges i de vegetals, en posició vertical i bon estat de preservació.

Un darrer denominador comú entre ambdós afloraments és la seva situació al voltant de la cota topogràfica de 20 m s.n.m. (entre 18 i 22 m)

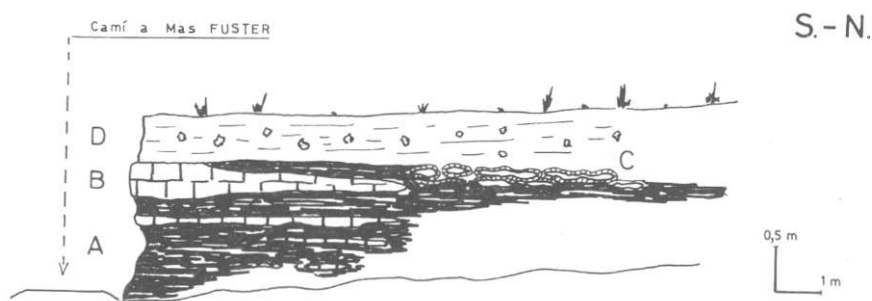


Fig.8.— Tall geològic dels travertins a la carretera de St. Julià a St. Feliu de Boada. Llegendada, A: Llims negres, B: Travertí, C: Crosta calcària, D: Col·luvions.

fet que ens suggereix la possibilitat que, malgrat la distància que els separa, estiguin relacionats entre ells.

Els travertins aflorants a Fontclara i Palau-Sator presenten una estructura geològica més senzilla. Ambdós s'assenten directament damunt de les roques paleogèniques, sobre les calcàries amb microfauna els primers i damunt les sorrenques els segons. Tot i això, el travertí situat al sud de Palau-Sator presenta uns trets diferents als anteriors. Es caracteritza, no només per la major extensió del seu aflorament, sinó pel fet de recolzar-se damunt d'una formació al·luvial-col·luvial, existent entre el travertí i l'Eocè subaflorant, i no haver-hi identificat cap nivell d'argiles negres. Finalment, els travertins que recobreixen el vessant est de La Coniera, uns 500 metres al sud de Fontclara, deuen el seu origen a l'escorriment superficial de les aigües de font.

Com a possible explicació, apuntem la idea que la seva gènesi estés relacionada amb sorgències —probablement artesianes— d'aigua rica en carbonat procedent de la dissolució de les formacions carbonatades del Paleogen. Val a dir que el fenomen de l'artesianisme relacionat amb l'aquífer existent en els materials paleogènics ja havia estat citat per Faura i Sans (1923).

En els afloraments de Pals i Boada, aquests travertins precipitaren coetàniament a la sedimentació dels materials d'ambient palustre, com ho delata l'existència de sediments rics en matèria orgànica i restes d'organismes interdigitats amb els primers. A més, la disposició dels materials palustres a una cota uniforme ens suggereix un nivell d'estany enlairat un 8-10 m per damunt de la cota actual dels antics estanys de Pals i Boada, el qual s'endinsaria igualment en la vall de Peratallada on l'àmbit palustre quedaria substituït per una dinàmica al·luvial-col·luvial.

Al nostre entendre, la presència d'aquestes seqüències de sediments palustres —fangs negres— i travertins a l'entrada del Corredor de Palafrugell és notablement destacable perquè aporta dades sobre les característiques geològiques d'aquest sector en un moment donat de la seva evolució. Per tant, considerem que la seva interpretació dins del context regional i, a ser possible, la seva datació absoluta són dos problemes puntuals, d'interessant resolució, per al coneixement de la geologia del Baix Empordà.

4.2.1.3.— EL MEDI LITORAL.

El medi litoral es troba representat de forma contínua al llarg de la costa del Baix Empordà, des de L'Estartit fins a Punta Espinuda, límit meridional de la Platja de Pals.

En aquest medi, hom hi distingeix tres ambients distints (Fig. 9),

1.— La platja, influenciada directament per la dinàmica marina, és el resultat del retreballament dels sediments fluvials per l'onatge i els corrents marins. A la zona estudiada, l'amplada mitjana de la platja és d'uns 30 — 40 m.

Les sorres de la platja de la Plana presenten una granulometria compresa entre 0.2 i 2 mm de diàmetre; mostrant una mancança de granoclassificació sobretot a la zona de la platja més propera a la línia de costa. La granoclassificació de les sorres augmenta a mesura que ens desplaçem cap a zones més interiors, on l'efecte dels temporals és més esporàdic. En aquestes, el tamany de l'arena queda comprès, en un alt percentatge, entre 0.2 i 0.6 mm (Obrador *et al.*, 1971).

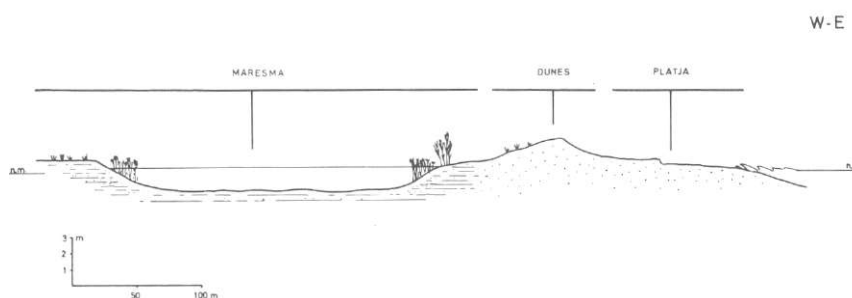


Fig.9.— Perfil morfològic del cordó litoral en la zona de les Basses d'En Coll (Mas, 1986).

Un element morfològic destacable és la fletxa de sorra que es forma a la desembocadura del riu Ter. La seva morfologia és variable i és el resultat de l'equilibri entre el ritme d'aports de sediment per part del riu i de la capacitat de retreballament d'aquests pels processos marins (onatge i corrents).

A l'àrea del Ter Vell i la Platera, s'han identificat unes depressions somes en la part interior de la platja i que anomenaren depressions de rera-platja. Aquestes solen trobar-se en aquells llocs on el cordó litoral de dunes presenta escassa entitat (Fig. 10).

2.— El cordó litoral de dunes és producte dels processos eòlics. A la façana litoral estudiada, s'esten de forma quasi contínua, rera les platges de Pals, de La Fonollera i de L'Estartit, exceptuant el lloc del Ter Vell. Les dimensions mitjanes d'aquest cordó són d'uns 10 a 15 m d'amplada i de 2 a 5 m d'alçada.

En el sector de La Fonollera i Pinell també s'hi troben unes depressions sommes, però aquestes estan situades rera les dunes.

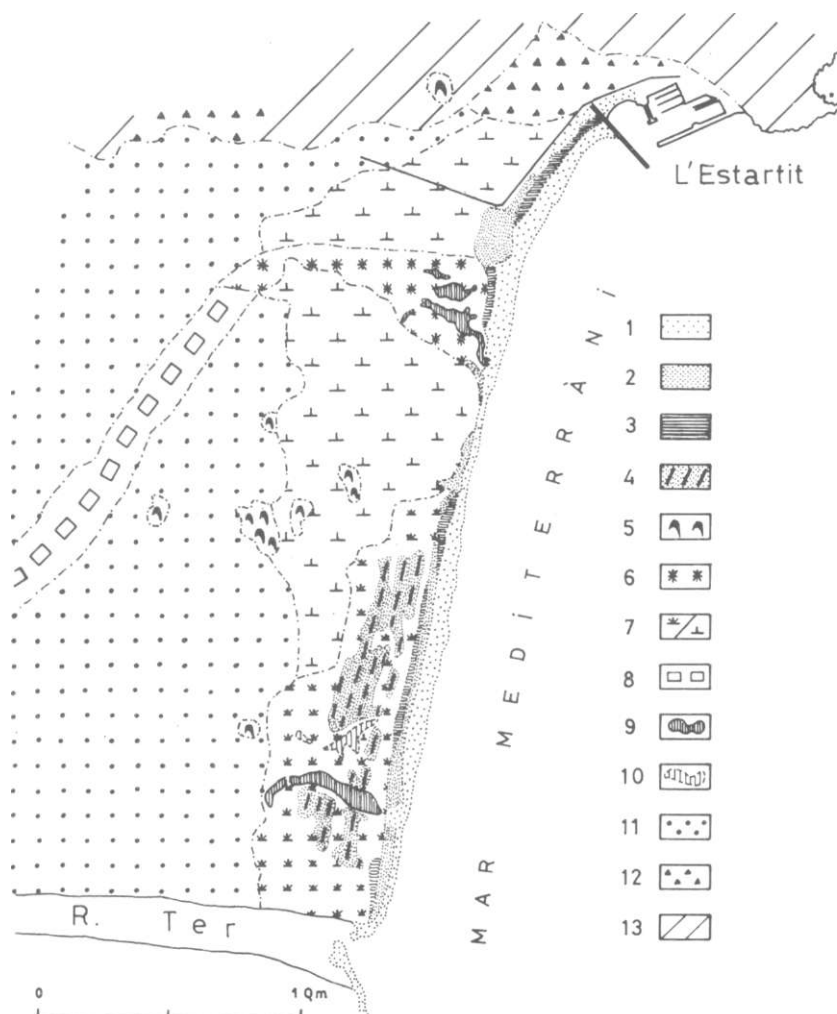


Fig.10.— Mapa d'unitats quaternàries de la franja litoral entre el Montgrí i el riu Ter. *Lle-genda*, 1: Platja, 2: Dunes del cordó litoral 3: Depressió rera-platja o rera-duna, 4: Restes de dunes d'antics cordons litorals, 5: Dipòsits eòlics, 6: Maresma recent, 7: Maresma degradada antiga, 8: Antic curs fluvial, 9: Estanys litorals, 10: Antics estanys litorals, 11: Al·luvial, 12: Col·luvial, 13: Substrat pre-quaternari.

A l'extrem meridional de la platja de Pals, el cordó litoral queda unit al complex de dunes continentals que remonten el massís de Begur. La distinció entre ambdues és certament difícil. A la cartografia de la Fig. 11 hem senyalat un contacte aproximat basant-nos en la distribució dels

afloraments de materials eocènics, damunt dels quals s'assenten les dunes continentals, i ubicant les acumulacions eòliques pròpies del cordó litoral a les zones més properes a la línia de costa i, cap al nord d'aquest conjunt, en aquells punts on les acumulacions presenten una morfologia de cordó litoral antic.

Els materials que conformen les dunes procedeixen dels sediments de la platja, transportats per deflacció i acumulats a la part interna del cordó litoral. La selecció del sediment exercida pel vent es fa palesa en les corbes granulomètriques (Obrador *et al.*, 1971); observant-se com l'arena acumulada a la duna presenta un tamany de gra considerablement més fi que el dels dipòsits de platja.

3.— Les zones de maresma, situades darrera el cordó litoral de dunes, han estat formades en la confluència dels processos litorals amb la dinàmica fluvio-deltaica. En aquesta zona s'hi localitzen els estanys o llacunes litorals. Dins de la Plana del Baix Empordà, ocupen una franja considerable del cordó litoral.

Entenem per maresma tot terreny pla i pantanós situat a la zona costanera darrera un golf, badia o estuari i format per dipòsits de llims i sorres. En una primera fase gran part de la superfície de la maresma és ocupada per aigües marines i fluvials i dona lloc a brassos morts de rius i llacunes. En una fase posterior, es consoliden i són fixats per plantes halòfiles. Les particularitats i la rellevància que adquireixen aquests ambients durant l'evolució de la plana els atorguen un interès que justifica la seva descripció acurada respecte als altres ambients.

D'aquesta manera, les zones de maresma poden dividir-se en dos complexos: el format pel Ter Vell i La Platera, al nord, i el de La Fonollera i Les Basses d'En Coll, al Sud.

1.—LA ZONA DEL TER VELL I LA PLATERA

Aquesta zona de maresma presenta un contacte definit amb els materials fluvio-deltaics de la plana i, entre ells i la línia de costa, arriba a una amplada màxima d'uns 1,3 Qm, acupant una superfície de 2,8 Qm² (Fig. 10). En ella, hom hi pot identificar una zona de maresma degradada recentment, que comprén el paratge de La Platera, i una zona de maresma degradada, des de més antic, que comprendria la resta de l'extensió. Dins del conjunt d'aquesta maresma degradada, les llacunes i environs del Ter Vell i la llacuna del Frare Ramon a la Platera serien les úniques parts corresponents a maresmes actives en l'actualitat.

El terme «maresma degradada» pot resultar confús i, sovint, ha estat mal definit, sobretot en àrees amb un fort impacte de l'activitat hu-

mana. Quan parlem de «maresma degradada» fem referència, concretament, a aquelles àrees que, per qualsevol causa —natural o antròpica—, rarament estan sotmeses a períodes d'inundació o entrada de la mar, no presenten llacunes i posseeixen acumulacions eòliques deslligades del cordó litoral. És en aquest sentit que les maresmes esmentades poden qualificar-se de degradades.

Com ja s'ha esmentat anteriorment, es coneix per «Ter Vell» una banda de terreny existent entre Torroella de Montgrí i L'Estartit que correspon a una antiga llera del Ter, fàcilment identificable, i que desembocava a la platja de L'Estartit.

Aquest antic curs, actualment reblert de materials, solca la plana fluvio-deltaica i, en arribar a mar, s'eixampla a manera de ventall englobant una zona amb llacunes (de dimensions 700x300 m) limítrofa a la platja. Aquestes presenten una bona comunicació amb la mar a través de la platja, on s'interromp el cordó de dunes litorals. Amb tot, el seu funcionament hidrològic està relacionat amb els fluxes superficials i subterranis de la plana al·luvial. A banda i banda d'aquestes llacunes i de la seva zona d'influència s'estén el que anomenem la maresma degradada del Ter Vell. Al marge nord, s'hi assenta l'eixample de L'Estartit i, pel marge sud, limita amb La Platera, fent que l'àrea de maresma s'estengui fins a l'actual curs del Ter.

D'altra banda, La Platera presenta en l'actualitat una única llacuna, anomenada del Frare Ramon, situada a la seva part sud i de dimensions aproximades de 200 m de llargada i 20 a 30 m d'amplada. A la fotografia aèria de 1956, encara és possible identificar-hi dues llacunes més, de dimensions menors, totes elles perpendiculars a la línia de costa i envoltades d'acumulacions eòliques pertanyents, probablement, a antics cordons litorals. Degut a la presència del cordó de dunes, l'entrada d'aigua marina a La Platera en episodis de tempesta hauria estat a través de les desembocadures dels estanys, on, com pot observar-se avui dia a l'estany del frare Ramon, el cordó hi apareix menys desenvolupat. Així mateix, al nord de La Platera el cordó desapareix puntualment i és substituït per la depressió de rera-platja, éssent el lloc més propici per a la comunicació amb la mar. No obstant, el fort impacte humà exercit en aquest sector, concretament en els darrers anys, ha accelerat la seva degradació i per tant, avui dia, considerem oportú qualificar els environs de La Platera com a maresma degradada i només la llacuna del Frare Ramon com a únic reducte de maresma activa.

2.— *EL SECTOR DE LA FONOLLERA - LES BASSES D'EN COLL.*

Com a continuació de la zona de La Platera, igualment en relació amb la plana al·luvial del Ter i al sud d'aquest, s'hi localitza la zona de maresma de La Fonollera - Les Basses d'En Coll (Fig. 11), aquestes últimes relacionades amb la dinàmica de les zones palustres. En general, és possible distingir unes àrees que presenten degradació recent, com són les pròximes al riu Ter, i unes altres, localitzades en el sector central, degradades des de més antic.

La longitud d'aquestes maresmes és d'uns 2.2 quilòmetres i la seva amplada màxima és inferior a 1.000 m, presentant una extensió aproximada d'uns 2 Qm². En el seu límit sud, enllaça amb el conjunt de sediments eòlics de Pals.

La complexitat que presenta aquesta zona està relacionada tant amb la progració de la pròpia plana com amb la dinàmica fluvio-deltaica que l'ocasiona. D'aquesta manera, la zona nord de la Fonollera presenta les característiques pròpies d'un ambient de maresma —actualment degradada— on és possible identificar l'existència d'estanys antics perpendiculars a la línia de costa d'entre els quals, els situats més cap al Ter encara presenten petits embassaments relictos.

Per la seva part, la zona de les Basses d'En Coll es mostra com la continuació de la zona palustre en el contacte amb el medi litoral. Efectivament, el drenatge de la part meridional de la Plana del Baix Empordà, tant subaèri com subterrani, va a desembocar en el paratge de les Basses d'En Coll, limitat entre els turons eocènics de Mas Pinell i La Fonollera, al nord, i les acumulacions col·luvials i eòliques de Pals, recolzades també sobre les marques de l'Eocè, al sud. Això fa que la llacuna existent —que comprèn el tram final del Rec del Molí— es nodreixi d'aigües continentals. Aquest fet no impedeix que, l'aigua de mar que penetra a la llacuna a través del seu canal o bé, més extraordinàriament, travessant l'espai de la platja, atorgui una certa salobritat a aquestes aigües.

Donada aquesta relació amb el mar, hem cartografiat com a zona de maresma —actualment degradada— la franja més pròxima a la línia de costa; amb el benentès que les aigües que alimenten aquesta zona humida procedeixen, en la seva major part, de la plana al·luvial.

Atenent ara a les formacions de dunes litorals, és fàcil identificar, a uns 300 m darrera el cordó litoral, una alineació d'aquestes, paral·lela a la línia de costa, i que, en conclusió, degueren haver format part d'un antic cordó litoral. Com a element significatiu, a La Fonollera apareix una llacuna darrera aquest cordó antic —també paral·lela a ell— i que



Fig.II.— Mapa d'unitats quaternàries de la franja litoral entre el riu Ter i el massís de Begur. *Llegenda.* 1: Platja, 2: Dunes de cordó litoral, 3: Depressió rera-duna, 4: Antiga depressió rera-duna, 5: Restes de dunes d'antics cordons litorals, 6: Dipòsits eòlics, 7: Dipòsits eòlics amb substrat pre-quaternari subflorant, 8: Maresma degradada recentment, 9: Maresma degradada antigament, 10: Estanys litorals, 11: Antics estanys litorals, 12: Zona palustre, 13: Antic curs fluvial, 14: Al·luvial, 15: Col·luvial, 16: Substrat pre-quaternari.

hom pot atribuir a les restes d'una depressió de rera-duna. Al sud de les Basses d'En Coll, malgrat les transformacions sofertes pels cinturons de dunes, és possible distingir i separar el cordó antic de l'actual per la depressió de rera-duna existent entre ambdós. Aquesta depressió s'estén uns 500 m fins que queda colmatada per acumulació eòlica.

Aquest doble cordó de dunes ens reflexa la progradació del medi litoral com a resultat del retreballament marí dels sediments aportats continuament pels rius. L'establiment d'un cordó litoral avançat afavoreix la formació de zones deprimides darrera seu, on s'establiran les futures àrees de maresma, possibilitant l'embassament d'aigua marina en llacunes paral·leles a la costa. Aquestes àrees es degueren anar colmatant progressivament amb els aports de materials fluvials. Una llacuna d'aquest tipus és l'esmentada a la zona de La Fonollera, situada al front d'uns dels canals de distribució de la formació deltaica i pertanyent al cordó més antic.

Centrant-nos a les llacunes o estanys, la seva formació no depèn només de la progradació del sistema litoral —que, com ja hem expressat, dóna lloc a llacunes paral·leles a la costa—, sinó també de la dinàmica dels processos fluvials actius a la plana. És a dir, els diferents cursos d'aigua que la solquen, i també, en el nostre cas, els canals de distribució, és veuen obligats a travessar els cordons litorals de dunes a fi de poder desembocar a mar. A mesura que té lloc la progradació i les zones de maresma es rebleixen de sediments, aquests canals poden quedar aïllats en forma de llacuna, amb disposició perpendicular a la línia de costa (Bach, 1986, i en premsa). Les llacunes del nord de La Fonollera i les Basses d'En Coll —així com la llacuna existent a La Platera, esmentada a l'apartat anterior— són exemples d'aquest tipus de procés. Malgrat que en algunes d'elles no sigui identificable la continuació de la llera cap el continent, aquestes llacunes són testimoni del canvi que els cursos d'aigua han anat sofrint al llarg del temps.

Finalment, lligat a la progradació del litoral, citarem l'existència d'escarpats en el vessant est del relleu eocènic d'El Pinell de Dalt i de l'assentament arqueològic de «La Fonollera» atribuïbles a veritables penya-segats marins produïts per l'acció erosiva de l'onatge. D'aquesta forma, queden senyalats dos antics límits de la línia de costa.

4.2.2.— ELS DIPÒSITS MARGINALS.

Dins dels dipòsits marginals s'hi inclouen aquells que no estan relacionats directament amb el rebliment de la plana per processos al·luvials i litorals. Ens referim, concretament, als materials de vessant, desenvol-

lupats en els relleus que envolten la plana i en els seus turons, i a les acumulacions eòliques continentals (vegeu Mapa 1).

4.2.2.1.— ELS DIPÒSITS DE VESSANTS.

En el cas de la Plana del Baix Empordà, els dipòsits de vessant és a dir, l'acumulació de materials procedents de l'erosió a la base d'un pendís, amb més o menys transport, i, en general, amb escassa cimentació, cal localitzar-los a les vores dels massissos que la limiten i dels relleus que hi apareixen dispersos.

Malgrat l'absència de grans formacions de relleu, aquests tipus de dipòsits apareixen ben representats a la zona estudiada; de forma que s'han distingit els següents tipus de formació superficial en vessant.

1.— MATERIAL COL·LUVIAL.

En general, estan formats per aquells materials de tamany heterogeni, resultant de la denudació del vessant i transportats ja sigui per processos gravitatoris, escorrentia superficial difusa i reptació del sòl, entre altres. La seva litologia depèn fonamentalment de les roques aflorants en el vessant, encara que, habitualment, solen predominar les granulometries fines (llims i arenes de gra fi) davant les més grolleres (sorres i blocs).

Les principals formacions col·luvials de la plana apareixen envoltant els relleus de roques eocèniques i la seva composició litològica dependrà, doncs, dels materials eocènics subaflorants. Presenten una potència rarament superior a 2 m i no s'hi han observat cimentacions (apart de puntuals formacions de crostes carbonatades o *caliche*).

Per la seva disposició, canvien la morfologia dels vessants, concretament a les parts més baixes on s'acumulen, reduint el pendent — originàriament poc escarpat— i atorgant-li un perfil sensiblement rectilini.

En determinats llocs, per exemple, al nord dels Masos de Pals hom pot observar que els materials col·luvials encerclen completament els turons eocènics. Ara bé, creiem que aquestes formacions concretes no poden considerar-se com a col·luvials, en sentit estricte, degut a l'escassa potència que tenen —inferior a 0.5 m— i al poc transport pel vessant que han sofert, a causa de l'escàs pendent existent. Així, considerem més correcte qualificar aquests dipòsits com a materials eluvials en vista dels trets esmentats. La formació d'aquests eluvials ha estat afavorida per l'existència de materials margosos subaflorants, fàcilment esmicolables.

2.—CONS DE DEJECCIÓ.

Dins del Corredor de Palafrugell, prop de Torrentí, s'ha identificat una formació col·luvial que, tant per l'organització sedimentològica que presenten els seus materials com per la morfologia lleugerament lobulada que atorguen a la superfície, podria atribuir-se a un mínuscul con de dejecció.

3.—DIPÒSITS DE PEUEMONT.

Apareixen a la falda sud del massís del Montgrí, des d'Ullà fins a L'Estartit. Estan formats per argiles i llims ocres amb blocs angulosos, predominantment carbonatats (Pallí i Llompart, 1981). D'entre els dipòsits de vessant són els que presenten un major pendent, de l'ordre de 4%.

4.—GLACIS D'ACUMULACIÓ.

Aquest tipus de formació es localitza extensament en el vessant septentrional de Les Gavarres, des de La Bisbal fins a Sant Climent de Peralta.

Consisteix en un dipòsit de materials detrítics, transportats per processos d'escorrentia, on enllacen amb els materials al·luvials de la riera de Vulpellac. L'acumulació d'aquests sediments, predominantment arenes i llims, amb petites intercalacions de nivells conglomeràtics, posseeix una potència d'uns 8 — 10 m, presentant un perfil rectilini i un pendent aproximat de 1' 1.5

Cap al nord, aquest glació d'acumulació, que anomenarem «glació de Fonteta», s'uneix a l'ampla superfície col·luvial que s'estén a l'oest de Canapost. Més cap a l'est, contacta amb la vall de la riera de Peratallada.

El glació de Fonteta està drenat per petites rieres les quals presenten un lleuger encaixament (d' 1 a 3 m) reflexant la inactivitat dels processos d'acumulació en l'actualitat.

Altres dipòsits de glació d'acumulació, de proporcions menors al descrit, són el que es formà al nord de Foixà en contacte amb la plana al·luvial del Ter, el desenvolupat al nord de Matajudaica i, finalment, el que apareix al sud de Casavells.

4.2.2.2.— ELS DIPÒSITS EÒLICS CONTINENTALS.

Les acumulacions de sorres, seleccionades i transportades pel vent, tenen lloc tant al litoral com a l'interior de la plana. Les primeres formen part del cordó litoral —les quals ja han estat comentades a l'apartat referit a aquest medi— i les segones constitueixen els dipòsits eòlics continentals. No obstant, no s'ha de desestimar la possibilitat que els

cordons litorals antics relictos a la maresma de La Fonollera - Basses d'En Coll hagin estat modificats per l'acció de la tramuntana.

Efectivament, el principal agent de la deflacció és la tramuntana. Aquest vent, de component nord, amb petites variacions NE i NO, pot presentar velocitats de fins a 170 Qm/h (Macau, 1964), i, en el context meteorològic de l'Empordà, domina clarament en intensitat i freqüència sobre els altres vents. No en va, la disposició de les diferents dunes identificades senyalen només la tramuntana com a agent generador.

Les acumulacions eòliques continentals es troben repartides arreu de la Plana del Baix Empordà. Generalment, es tracta de sorres de gra fi, subarrodonides, formades per quars, feldspat i biotita i per petits fragments de roques metamòrfiques i minerals de roques extrusives. Entre els principals dipòsits destaquen els que travessen els massissos de Montgrí i de Begur.

Els dipòsits eòlics de Montgrí afloren de forma contínua des d'Empúries fins a la plana del Ter. En concret, en el paratge de l'Horta d'En Reixac, a mig camí entre Torroella i L'Estartit, construeixen una duna de vessant, formada a recer del vent, en forma de mitja lluna de braços desiguals enfilats cap al sud. S'alça a una altura mitjana de 19 m damunt dels terrenys limítrofes. Els aports de sorra devien procedir dels cordons litorals i altres complexos de dunes existents a l'Alt Empordà. Aquest conjunt dunar, format en temps històrics, fou mòbil fins que, a les postrimetries del segle passat, es procedí a iniciar a la seva fixació per a repoblement forestal, fet que continuà durant els primers anys del present segle.

Els dipòsit eòlic que recobreix el massís de Begur s'inicia a la platja de Pals i ocupa la franja existent entre el Puig Caramany Gros i el Puig Son Ric de Begur, arribant a traspasar el massís fins al seu vessant meridional. La potència d'aquesta acumulació, estimada en uns 60 m (Cros, 1987) pot observar-se a les explotacions d'àrids que travessa la carretera de Regencós a Begur. A la platja de Pals, aquests complex dunar comença en el cordó litoral, on desenvolupa una morfologia ben definida a favor de tramuntana. A la foto aèria de 1.956, es possible identificar dunes en morfologia de barkhana, o sigui, en forma de mitja lluna amb els braços estesos a sotavent. Associat amb aquest complex dunar, cal citar les acumulacions eòliques emplaçades al sudoest de Regencós. La presència de microfauna pròpia de llacunes salobres en aquests dipòsits indicaria que els aports de sediment no només devien procedir de la platja i de la resta de dunes litorals i continentals, sinó que també la deflacció de les zones palustres de la plana degué aportar-hi material (Cros, 1987).

A més dels dos grans dipòsits eòlics esmentats, cal fer referència als conjunts d'acumulacions eòliques continentals menors que existeixen arreu de la plana del Ter.

A la part nord, prop de Canet de Verges, aflora un conjunt de dipòsits sorrencs, sis en total, d'origen eòlic, sense una morfologia definida ni una expressió topogràfica destacable. Més cap al sud, i ja al marge dret del riu Ter, existeix una considerable extensió de sediments eòlics ($0,3 \text{ Qm}^2$), com ho assenyala el topònim de «Els Sorrers», situats un quilòmetre al nord de Sant Iscle. Fins fa relativament pocs anys mantenien la seva morfologia; però en l'actualitat han estat degradades per acció antròpica. Al mateix marge dret del Ter, apareixen altres acumulacions eòliques prop de Foixà.

Altres afloraments són els que apareixen en el terme de Gualta, destacant per la seva extensió ($0,56 \text{ Qm}^2$) el que voreja la carretera que condueix a Pals.

Cros (1987), mitjançant l'estudi granulomètric, mineralògic i microfaunístic d'aquests darrers dipòsits eòlics, conclou que deuen estar formats per sediments procedents dels aportos al·luvials del riu Ter.

Finalment, cal mencionar les acumulacions eòliques, de poca entitat i considerablement degradades, que apareixen a les proximitats del Ter Vell, al nord de la zona de maresma del mateix nom; ja que hom pot atribuir llur origen tant a processos eòlics continentals com a restes d'un antic cordó litoral. Determinats criteris morfològics, com són la manca d'una alineació paral·lela a la costa, la seva continuïtat espacial i la proximitat d'un antiga llera del Ter també paral·lela a mar com a límit interior, no ens permeten afirmar que corresponguin a un antic cordó litoral. L'existència ja citada de dunes formades per sediments al·luvials al voltant del Ter sembla recolzar aquesta idea. En conseqüència, les considerarem, amb la deguda reserva, com a dipòsits eòlics continentals.

5.— DINAMISME A LA PLANA DEL BAIX EMPORDÀ DURANT H'OLOCÈ.

Com s'indueix de les dades exposades fins ací, l'evolució geològica de la Plana del Baix Empordà ha estat dirigida, dins de l'emmarcament estructural corresponent, pels processos sedimentaris que s'hi desenvoluparen. En aquest apartat, realitzem un breu sumari d'aquestes dades amb la finalitat d'elaborar un senzill esquema evolutiu.

Primerament, cal tenir en compte el lapse de temps que abarquen els materials estudiats. Ja hem fet èmfasi en el fet que la plana al·luvial del Ter, així com els diversos ambients associats, va establir-se en el moment

que el nivell de la mar s'estabilitzà en una cota propera a l'actual en els darrers estadis de la transgressió versiliana, ara fa uns 5.000 anys aproximadament. Aquesta estabilitat havia de permetre, en primer lloc, la progradació dels aparells deposicionals a mesura que s'acumulaven els sediments i, juntament amb la subsidència existent, el reompliment de la plana amb els materials aportats.

Aquesta dinàmica es desenvolupà en un marc geogràfic definit entre els massissos emergits; els quals presentaven característiques morfològiques, com són la distribució de la xarxa de drenatge, el perfil i pendent dels vessants i la distribució dels materials de vessant, entre altres, diferents a les actuals i relacionades amb el nivell de base —el nivell del mar— existent en aquell moment determinat. Per exemple, la superfície d'erosió identificada a les Pre-Gavarres delata l'existència d'una etapa de modelat anterior a l'actual dinàmica de denudació.

Amb tot, els elements més destacables en l'evolució de la plana són la formació al·luvial i el cordó litoral. La morfologia que ofereixen en superfície reflecteix les particularitats d'aquestes dinàmiques en els darrers estadis evolutius; les tendències dels quals han estat esquematitzades de forma cartogràfica en la Fig. 12.

A la plana al·luvial és possible distingir-hi una ampla plana d'inundació formada en el sector anterior al passadís de Torroella — Gualta. La plana d'inundació s'estén a través del Corredor d'Albons fins a Empúries i, per la part sud, remonta l'al·luvial del riu Daró.

En aquest sector, cal ressenyar-hi l'existència de l'estany d'Ullastret. La seva dinàmica hidrològica encaixa en la dinàmica al·luvial que actualment regeix la zona. No obstant, l'origen de la cubeta on es troba instal·lat caldria cercar-lo, al nostre entendre, en etapes o cicles d'erosió pretèrits.

La formació fluvio-deltaica, pròpiament dita, es desenvolupa en el sector oriental de la plana del Ter, a l'est del passadís esmentat. El delta, de morfologia lobulada i amb canals de distribució del sediment ben representats, posseeix unes dimensions reduïdes respecte a la superfície total de la plana al·luvial. Una extensió similar l'ocupen les zones palustres existents entre els relleus emergits al sud i la formació deltaica progradant.

Els nivells de llims negres amb fragments de petxines i de travertins, localitzats a Boada i Pals, estan, probablement, en relació amb antics nivells d'estany. El seu emplaçament d'uns 8 — 10 m per damunt de la cota dels estanys actuals denota un nivell de base diferent i més elevat. No podem deixar, doncs, d'anotar les connotacions paleogeogràfiques



Fotografia aèria feta després de les pluges dels primers mesos de l'any 1977, que permet de fer-nos una idea força exacta de com era l'antiga fesonomia de l'estany d'Ullastret. (Foto cedida per *Trabajos Aéreos y Fologramétricos*).

QUATERNARI

MEDI LITORAL



Estany litoral, actual o antic



Maresma



Maresma degradada



Platja



Duna de cordó litoral



Duna d'antic cordó litoral

ELS MARGES



Col.luvial de vessant



Glacis d'acumulació



Con de dejecció



Peudemont



Pla eluvial sobre Eocè subflorant



Acumulació eòlica continental

PLANA AL.LUVIAL



Plana d'inundació



Antic curs fluvial



Zones palustres



Travertins

PRE-QUATERNARI



Substrat indiferenciat



Contacte entre materials



Curs d'aigua



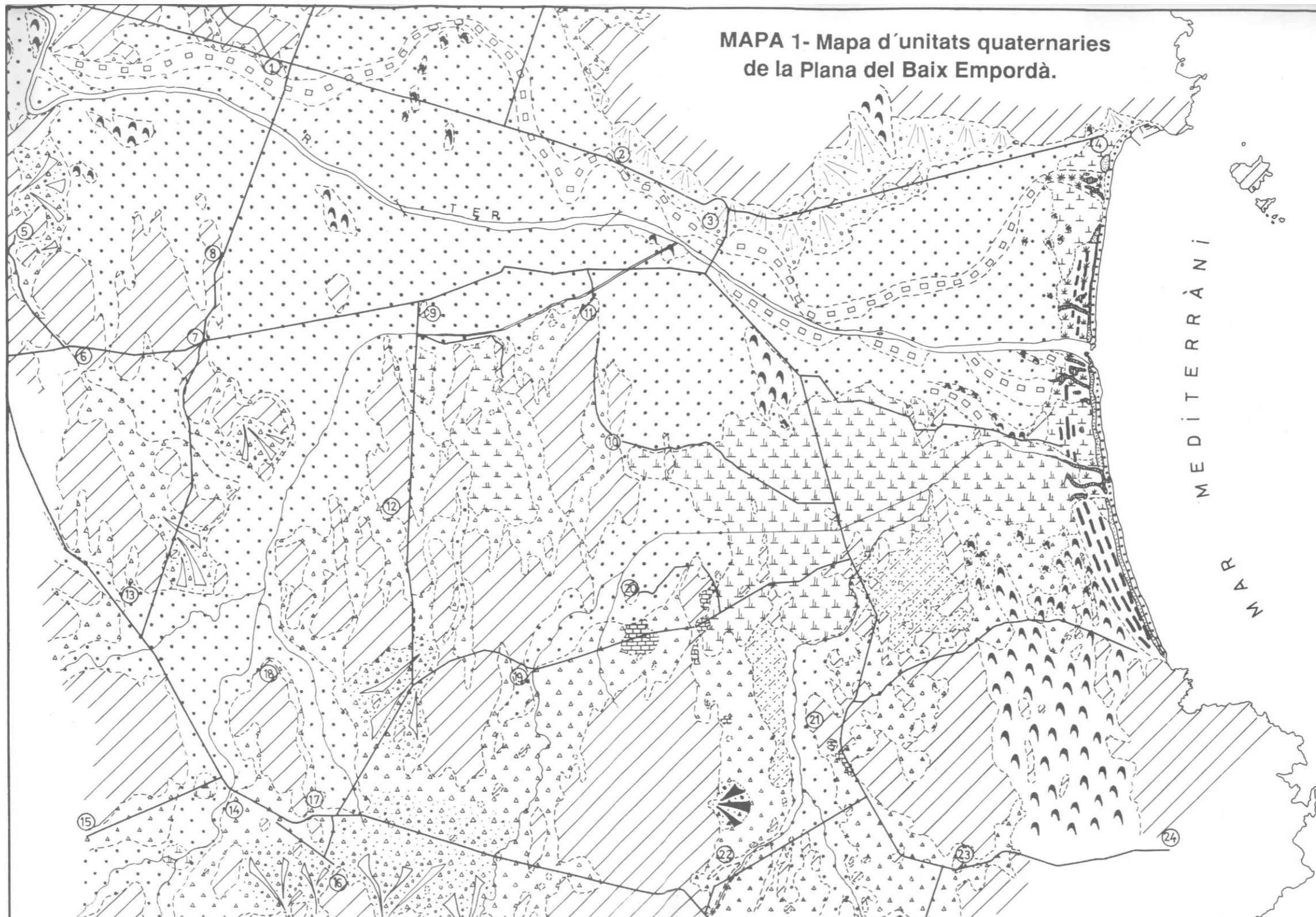
Resclosa



Carretera

Poblacions: 1—Verges; 2—Ullà; 3—Torroella de Montgrí; 4.—L'Estartit; 5.—Foixà; 6.—Rupià; 7.—Parlavà; 8.—Ultramort; 9.—Serra de Daró; 10—Fontanilles; 11.—Gualta; 12.—Ullastret; 13.—Corçà; 14.—La Bisbal; 15.—Cruilles; 16.—Fonteta; 17.—Vulpellac; 18.—Castell d'Empordà; 19.—Peratallada; 20.—Palau Sator; 21.—Pals; 22.—Torrent; 23.—Regencós; 24.—Begur.

MAPA 1- Mapa d'unitats quaternaries de la Plana del Baix Empordà.



que la confirmació d'aquest fet comportaria; insistint, al mateix temps, en l'interès que presenten aquests afloraments.

A la part frontal de la formació deltaica s'hi estableix un cordó litoral generat pel retreballament del sediment per l'onatge. Associades al medi litoral, també apareixen extenses zones de maresma situades darrera d'aquest cordó.

A la maresma de La Fonollera — Basses d'En Coll, és possible observar la progradació del cordó litoral a través de les alineacions de dunes i d'estanys que formaven part d'un cordó més antic. Tanmateix, la

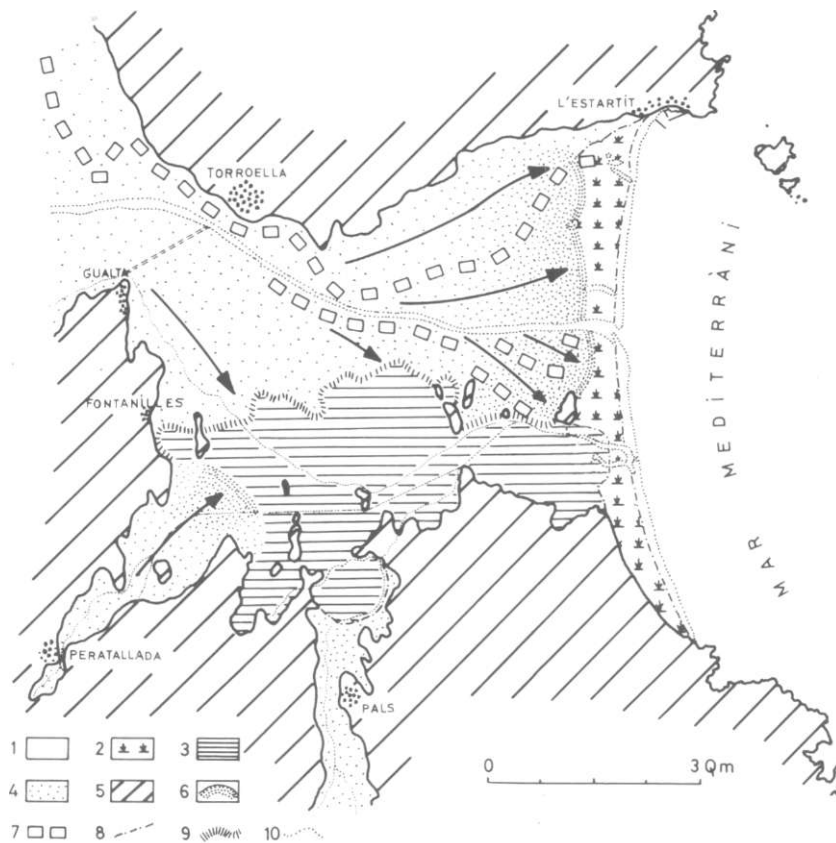


Fig. 12.— Esquema interpretatiu de l'evolució recent de la Plana del Baix Empordà. Llegendada, 1: Espai de dunes litorals i platja actual, 2: Espai de maresmes, estanys i antics cordons litorals, 3: Espai de zones palustres i estanys, 4: Espai del medi al·luvial, 5: Substrat pre-quaternari i dipòsits marginals, 6: Front de sediments al·luvials, 7: Antic curs fluvial, 8: Límit entre espais, 9: Límit gradual entre espais, 10: Xarxa fluvial i límit de costa.

presència de llacunes perpendiculars a la costa reflecteix l'existència d'antics cursos d'aigua que arribaven a mar, denotant la importància que les aigües continentals tenen en la dinàmica de l'àrea.

D'altra banda, en la maresma del Ter Vell — La Platera també ha estat possible intuir una possible progradació del litoral, malgrat la degradació antròpica que pateix la zona. En conseqüència, hom pot decantar-se cap a una interpretació evolutiva similar a la descrita pel sector de la Fonollera — Basses d'En Coll.

Cal afegir que, dins de l'evolució de la plana en els darrers segles, destaca la influència de l'activitat humana i, concretament, les accions realitzades sobre les zones humides.

Finalment, es planteja la continuïtat de la progradació de la plana fluvio-deltaica en el futur, mantenint constants o estables les variables del nivell de base, neotectònica i tasa de subsidència. Alguns autors han manifestat la impossibilitat de progradació pel fet que, en sortir del recés del Montgrí i del massís de Begur, els aports seran arrastrats pels corrents de deriva litoral, impeding d'aquesta manera la progradació de la formació deltaica. Admetem, però, que abans d'arribar a aquesta situació, la plana podria haver progradat una distància d'uns 500 m. Arran dels estudis geofísics realitzats a la plataforma continental davant les costes de l'Empordà i el Rosselló, Got (1973) suggerí que la progradació estava més lligada a la relació amb els processos de sedimentació i morfologia de la plataforma que a la disposició dels relleus emergits.

6.— BIBLIOGRAFIA.

BACH, J. (1979). *Salinització dels aqüífers de la franja costera de l'Alt Empordà*. Tesi de Llicenciatura, inèd. Universitat Autònoma de Barcelona.

BACH, J. (1986). Sedimentación Holocena en el litoral de l'Alt Empordà. *Pub. XI Congreso Esp. Sedimentología*. Barcelona.

BACH, J. (en premsa). Sedimentación Holocena en el litoral emergido de l'Alt Empordà. *Acta Geológica Hispánica*. Barcelona.

BOADAS, J.; OLIVERAS, J.M. i SUNYER, X. (1987). *El Ter*. Quaderns de la Revista de Girona, n° 12, 106 pp.

CROS, LI. (1987). *Estudi sedimentològic dels dipòsits eòlics continentals del Baix Empordà*. Tesi de Llicenciatura, inèd. Universitat de Barcelona.

FAURA I SANS, M. (1923). *Explicació de la fulla n° 24, Sant Feliu de Guíxols*. Servei del Mapa Geològic de Catalunya. 88 pp. Mancomunitat de Catalunya. Barcelona.

GOT, H. (1973). *Étude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de la histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan*. Tesi Doctoral. Univ. Scienc. et Techniq. Languedoc, Montpellier, 294 pp.

MACAU, F. (1964). L'Alt Empordà geometritzat per la tramuntana. *Inst. Est. Empordanesos*, vol. V, pp. 21-39. Figueres.

- MARQUES, M.A. i JULIA, R. (1986). Fluvia and Muga delta plain geomorphological features and evolution, Alt Empordà — Gulf of Roses. *Thalassas*, 4,1: 123-134.
- MARTINEZ GIL, F.J. (1972). *Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán*. Mem del I.G.M.E., tomo 84, Vol. 2, Madrid.
- MAS, J. (1986). Geologia del Baix Ter. *Rev. de Girona*, 115: 71-74.
- MATAS, J. (1986). *Els estanys eixuts*. Quaderns de la Revista de Girona, n°7, 95 pp.
- MINISTERI D'OBRES PÚBLIQUES (1970). *Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental (zona norte)*. Memoria, planos y anexos. Madrid.
- OBRADOR, A.; PALLI, LI.; ROSELL, J. i TRILLA, J. (1971). Morfologia de la costa baixa en la província de Gerona. *Rev. de Girona*, 55: 29-36.
- PALLI, LI. (1972). *Estratigrafia del Paleogeno del Empordà y zonas limítrofes*. Pub. de Geologia de la Univ. Autònoma de Barcelona, n° 1, 338 pp., 32 quadres, 82 fig. i 2 mapes. Bellaterra.
- PALLI, LI. i LLOMPART, C. (1981). *Geologia del Montgrí*. Publ. Inst. d'Est, del Baix Empordà. T. I. Sant Feliu de Guixols.
- PALLI, LI. i BACH, J. (1987). *Itinerari geològic pel Baix i Alt Empordà*. Pub. I.C.E. de la U.A.B., Bellaterra, 94 pp.
- PALLI, LI i MAS, J. (1989). *Mapa litomorfològic de la Plana del Baix Empordà*. Edic. Uni. Geol. C.U.G. Escala 1:30.000, 82 sig. conv. Girona.
- RIBA, O. (1981). Canvis de nivell i de salinitat de la Mediterrània occidental durant el Neogen i el Quaternari. *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 9: 45-62.
- SCHUMM, S.A. (1977). *The Fluvial System*. John Wiley & Sons, New York, 338 pp.
- SOLE SABARIS, LI.; FONTBOTE, J.M.; MASACHS, V. i VIRGILI, C. (1955). Continuidad de las escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueras y el Macizo del Montgrí y edad de su formación. *Univ. Barcelona, Secret. Pub., Tomo Hom. Dr. E Pardillo*, pp. 145-153.