

AIGUAMOLLS LITORALS: EL DELTA DE L'EBRE

Síntesi del medi físic d'una zona humida litoral

Antoni Curcó

Parc Natural del Delta de l'Ebre, Generalitat de Catalunya

The Ebre delta, with an area of 330 km² and located in the south of Catalonia, shapes a formidable example of coastal wetland. In this work we carry out a synthesis essay on the physical environment components: geographic physiognomy, geology (evolution and sedimentary environments), topography, soils, hydrology (superficial and underground waters) and climate. In spite of showing a quite flat topography, with slopes in the order of 0.01-0.02%, the Ebre delta shows a high heterogeneity in relation of environments and sedimentary, edaphic and hydrological processes. The confluence of contrasted dynamics (riverine, marine and underground) explain most of this high spatial and temporal variability. However, anthropogenic impacts produced since the 19th century, which have changed most of the hydrological and sedimentary balances (sediments retention by dams, riverine flow decrease, hydrological fluxes modifications, etc.) have strongly modified the pristine dynamics. Soil elevation loss, product of fluvial sediments drop, as well as the subsidence, makes in danger the physical, environmental and socioeconomic sustainability of the delta. This fact will worsen in the future since the sea level rise produced by the global warming.

Introducció

El delta de l'Ebre, situat a l'extrem meridional del Principat de Catalunya, constitueix una unitat geogràfica molt ben definida, tant per les peculiars característiques del medi natural com pel component socioeconòmic que s'hi desenvolupa (Fig. 1). Per ponent limita sobtadament amb un escarpament (2-3 m d'alçada) que s'estén més o menys continuament per tot el marge deltaic i que li confereix un veritable sentit fronterer. Únicament és tallat de forma neta per la incisió de l'Ebre, entre l'Aldea i Amposta. El delta emergit ocupa uns 330 km², àrea en la qual s'inclouen les llacunes litorals (14 km²) i el riu (8,1 km²) (Taula 1). A aquesta superfície hi caldria afegir la de les badies (68,5 km²) i, des d'un punt de vista més integrador, la del delta marí submergit, que assoleix una profunditat d'uns 30 m. Si bé la major part de la plana al·luvial està dedicada al conreu de l'arròs (unes 21.000 ha), encara hi resten importants zones d'hàbitats naturals (llacunes litorals, aiguamolls dolços i maresmes, ullals, dunes, badies i boscos riparis), majoritàriament incloses dins el Parc Natural del delta de l'Ebre (7.802 ha). Unes altres 3.200 ha, que cobreixen bona part dels arrossars immediats al Parc Natural, estan protegides pel Pla d'Espais d'Interès Natural.

Fins fa ben poc temps, aquest dilatat territori era considerat un espai inhòspit. Les extremes condicions ambientals (inundacions, paludisme, etc.), així com també la gran deixadesa administrativa, afavoriren una economia basada en l'aprofitament dels recursos naturals (pesca, caça, salines, pastures). Aquesta feble incidència humana féu possible la pervivència d'amplis espais poc alterats fins ben entrat el segle XIX. La construcció de dos grans canals conduí la posterior gran transformació socioeconòmica i ecològica. L'expansió agrícola conformà un altre model d'ocupació del territori, el qual s'ha perllongat fins avui. Gran part dels actuals valors naturals del delta de l'Ebre es deuen a la coexistència de zones humides naturals i d'arrossars, de fet, un altre tipus d'aiguamoll. Aquest equilibri està entrant en crisi actualment, ja que la delicada situació econòmica del sector agrari, així com el fràgil equilibri entre les activitats econòmiques i la conservació del patrimoni natural, posa a la societat davant d'un repte complex, però ineludible. I no cal oblidar, i en això el delta de l'Ebre també és singular, que es troba en joc la mateixa sostenibilitat física del territori, afectada des de fa més de 40 anys pel dèficit sedimentari provocat pels grans embassaments existents al llarg i ample de tota la conca.



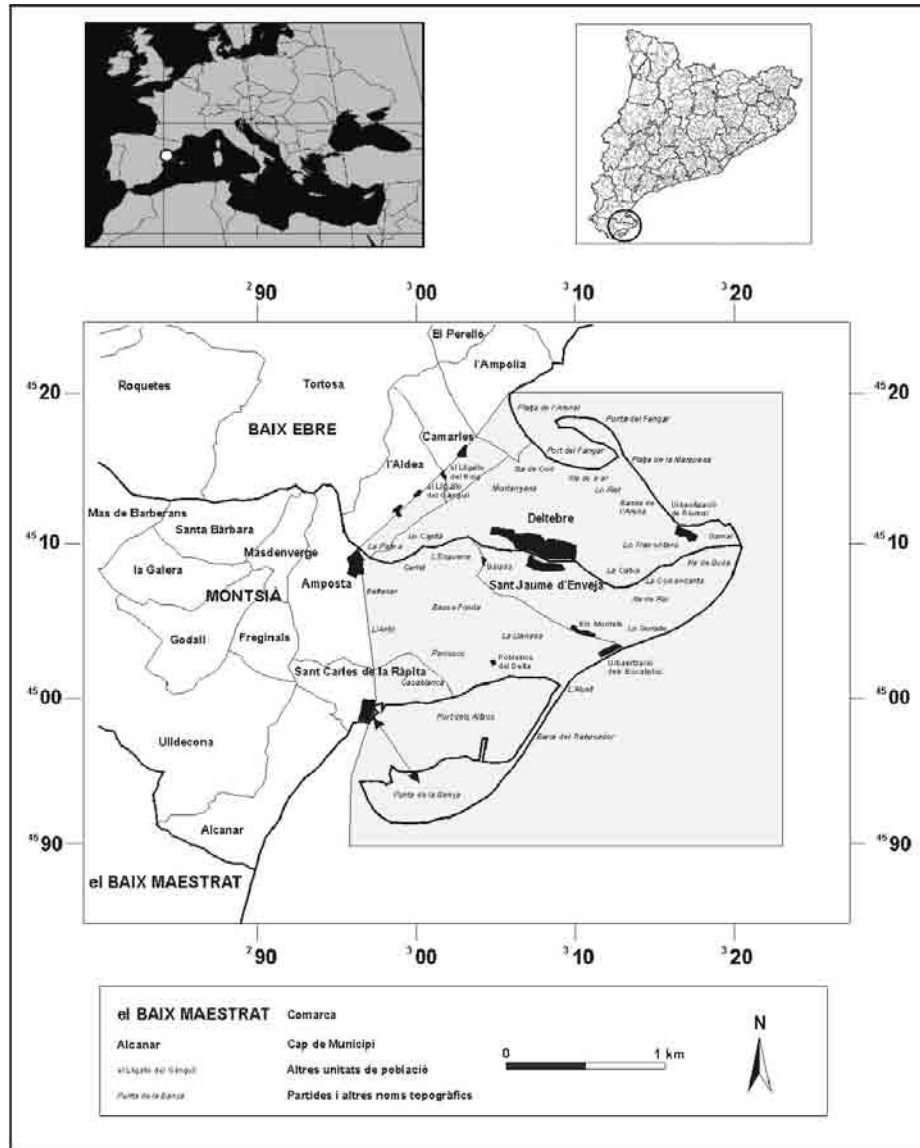


Figura 1. Situació geogràfica i delimitació de la zona d'estudi.

Geologia

Evolució geològica

L'origen remot del delta de l'Ebre cal cercar-lo tot just quan l'Ebre s'obrí pas cap a la Mediterrània, travessant l'extrem SO de les Muntanyes Cataladíniques. Durant bona part del terciari, la conca de l'Ebre conformà un sistema endorreic, tancat a la Mediterrània. L'obertura de la conca data de 5,3 milions d'anys, durant la transició entre el Miocè superior i el Pliocè (Canicio i Ibàñez, 1999). Els sediments corresponents al Pliocè mitjà i superior (3,5 milions de anys) posen de manifest una primera progressió costanera lligada al riu i aquest delta degué tenir una extensió igual o superior a l'actual, tal com ho mostren les seqüències estratigràfiques d'alguns son-

datges petroliers (Maldonado, 1977; Canicio i Ibàñez, 1999). Alguns autors suggereixen que els processos deltaics han tingut continuïtat al llarg de tot el quaternari, comprnent els darrers 1,8 milions d'anys (Ibàñez et al., 1997).

Taula 1. Superfícies de les principals unitats fisiogràfiques del delta de l'Ebre (segons Ibàñez et al., 1997).

Unitats fisiogràfiques	Superfície (km ²)	Percentatge (%)
Plana al·luvial	275,37	83,44
Riu	8,08	2,44
Llacunes litorals	13,96	4,28
Fletxes litorals	32,90	9,96
Total plana deltaica	330,31	100,00
Badia dels Alfacs	58,94	
Badia del Fangar	9,52	
Total badies	68,46	



Malgrat tot, durant l'Holocè es produïren canvis en la localització i la superfície de la terra emergida, causats per les variacions del nivell del mar associades a les fluctuacions glacials. L'alternança climàtica, amb les consegüents variacions marines cícliques, determinà la successió de períodes progradatius i regressius. El màxim del darrer període glacial (Würm) tingué lloc fa 18.000 anys, moment en què el nivell del mar es trobava a uns 120 m per sota de l'actual (Riba i Serra, 1993). El posterior ascens eustàtic, produït per l'escalament general del planeta, tingué lloc mitjançant pulsacions transgressives, que alternaren amb períodes d'estabilització i petits processos regressius (Díaz et al., 1990). Aquest ascens es desaccelerà fa uns 8.800-6.900 anys.

Fins a temps recents, la hipòtesi més acceptada per explicar l'actual desenvolupament deltaic partia d'una situació inicial amb una costa de tipus estuari, producte de l'últim ascens eustàtic. Hom creia, a partir de referències històriques poc consistents, que la mar penetrava fins a Tortosa en temps de l'ocupació romana i que la desforestació de la conca durant l'Edat Mitjana fou la causa d'un accelerat creixement (Guillén i Palanques, 1992; Serra, 1997). Una reconstrucció més documentada, realitzada a partir de dades geològiques, paleontològiques, batimètriques, històriques i cartogràfiques (Canicio i Ibàñez, 1999), mostra que a l'Holocè superior el delta de l'Ebre ja devia tenir una notable extensió i suggereix que el front

deltaic sobrepassava l'illa de Gràcia (Fig. 2). Durant els segles VI-X s'assolí el màxim desenvolupament del lòbul meridional (Riet Vell), el qual probablement penetrà uns 25 km mar endins. L'Atlas de Mercator-Hondius (1580) mostra clarament l'important desenvolupament del lòbul septentrional (Riet de Saida). L'abandonament del lòbul meridional tingué com a conseqüència directa el retrocés de la seva línia litoral, així com la gènesi de la Punta de la Banya i la barra del Trabucador. Vers el 1700, quan el lòbul septentrional ja havia assolit el màxim desenvolupament, tingué lloc un nou canvi de desembocadura prop de la Cava. Aquest provocà el reblliment de la badia que existia entre ambdós lòbuls, així com el desenvolupament del lòbul central. Els mapes dels segles XVIII-XIX mostren la ràpida progressió del lòbul central, la gènesi de la Punta del Fangar i la remodelació de la Punta de la Banya.

Durant els segles XX-XXI s'ha produït una relativa estabilització morfològica, causada en bona part per les modificacions hidrològiques realitzades per l'home a la conca. La dinàmica durant l'últim segle ve determinada per l'obertura el 1937 d'una nova desembocadura (gola de Sorrapa) al nord de l'antiga (gola de Llevant) i l'increment del nombre d'embassaments a la conca (Canicio i Ibàñez, 1999). L'obertura de la nova gola ha provocat la progradació de barres litorals i l'augment dels aiguamolls a la zona del Garxal. De forma paral·lela, el balanç sedimentari negatiu a la gola de Llevant ha ocasionat el seu

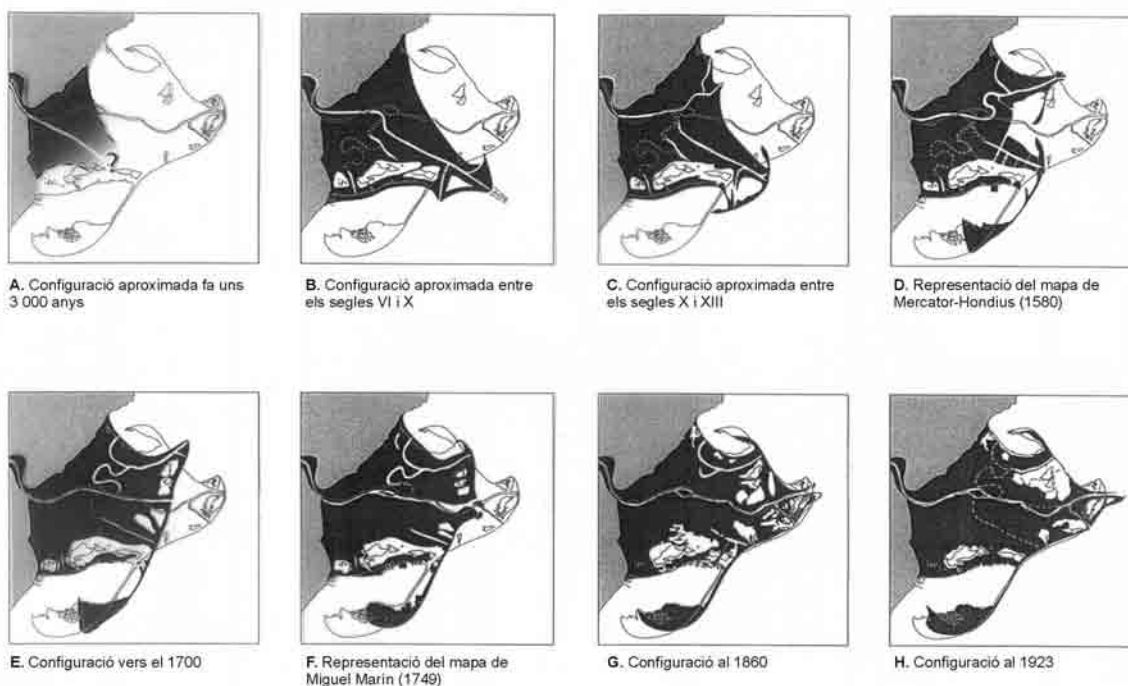


Figura 2. Reconstrucció de l'evolució del delta de l'Ebre durant l'Holocè superior. Segons Canicio i Ibàñez (1999).



retrocés, mesurat en 70-80 m any⁻¹ (1957-1989) (Jiménez, 1996). Per altra banda, al segle XX s'han construït uns 200 embassaments a la conca, fet que ha provocat la retenció de gairebé el 99,9% de la descàrrega fluvial sòlida (Ibàñez et al., 1996a). El dèficit sedimentari ha conduït a una aturada del creixement en l'actual desembocadura, àrea en què s'hauria de produir el màxim desenvolupament en condicions naturals. En aquesta situació, les forces marines prevalen sobre els impulsos constructius fluvials i s'ha passat d'un delta dominat pels agents fluvials a un altre dominat pels agents marins (Jiménez et al., 1997). Per aquest motiu, el contorn deltaic va prenent progressivament un nou perfil d'equilibri, regit principalment per les condicions d'onatge. Actualment, considerant globalment tot el Delta, no es produeix una pèrdua de la superfície emergida, sinó una redistribució dels sediments litorals (Fig. 3). En aquest sentit, es poden identificar àrees regressives, les quals són compensades per un creixement en altres zones, sobretot a les fletxes litorals (Jiménez, 1996). Un altre efecte dels embassaments és la mitigació dels desbordaments fluvials, fet que provoca una disminució de les aportacions sedimentàries sobre la plana deltaica. Abans de l'entrada en funcionament dels embassaments, la taxa d'acreció als arrossars era de 4,7-7,4 mm any⁻¹, mentre que actualment es produeix una pèrdua d'elevació mitjana de 0,2 mm any⁻¹ (Ibàñez et al., 1997). En l'actualitat, solament s'han mesurat taxes d'acreció positives (0,32-5,65 mm any⁻¹) en alguns aiguamolls, on té lloc una accreació orgànica, producte de l'elevada producció primària i la baixa taxa de descomposició (Ibàñez et al., 1996b). La subsidència mitjana al llarg de tot el quaternari ha estat mesurada en 0,09-0,3 mm any⁻¹. Per a períodes més curts (darrers centenars d'anys) la taxa augmenta fins a 3,2 mm any⁻¹, mentre que altres estimacions a més curt termini (desenes d'anys) donen valors compresos entre 3 i 6 mm any⁻¹, a les zones més modernes, i entre 1 i 2 mm any⁻¹, a les més antigues (Ibàñez et al., 1996b; CEDEX i ITGE, 1996). El dèficit sedimentari en sentit vertical fa que el balanç entre l'acreció i la subsidència sigui negatiu en bona part del Delta. A més, la disminució d'elevació es veu augmentada per l'ascens eustàtic del nivell del mar per efecte de l'escalfament climàtic (Ibàñez et al., 1997). Aquest ascens ha estat avaluat en 1-2 mm any⁻¹ i hom preveu un augment de 48-50 cm vers l'any 2100 (Gornitz, 1995). El balanç entre l'ascens eustàtic marí i la disminució d'elevació a causa de la subsidència eleva a 68-70 cm la pèrdua d'elevació respecte al nivell de mar durant el mateix període. Aquesta afectarà gairebé un 50% del Delta,

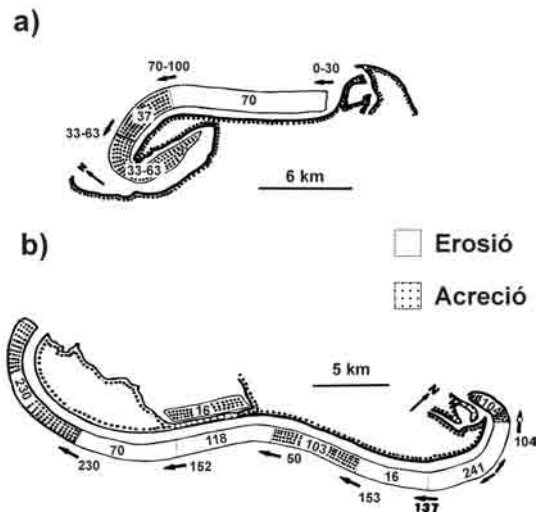


Figura 3. Balanç sedimentari i transport litoral longitudinal net ($\times 1.000 \text{ m}^3 \text{ any}^{-1}$) a l'hemidelta nord (a) i sud (b). Segons Jiménez i Sánchez-Arcilla (1993).

exceptuant els aiguamolls que tinguin les actuals taxes d'acreció (Ibàñez et al., 1997).

Ambients sedimentaris

Al delta de l'Ebre s'hi poden distingir tres tipus d'ambients sedimentaris: la plana deltaica, els ambients litorals i de transició, i els ambients marins (Maldonado, 1986). La **plana deltaica** comprèn la majoria de les terres emergides i inclou tres ambients: els fluvials, els lacustres i els palustres. Els primers es troben representats pels canals fluvials i els *levees* o motes fluvials (Fig. 4). Els *levees* es disposen paral·lelament a banda i banda del curs del riu i els materials que els formen estan constituïts principalment per sorres i llims, encara que la variabilitat textural és alta (Maldonado, 1977). Solament són activament sedimentaris quan el canal fluvial queda desbordat per una riuada. Els canals fluvials abandonats es formen a partir d'un canvi de desembocadura, fet que desencadena un procés de rebliment de la llera antiga i el desenvolupament d'un ambient lacustre. Els ambients lacustres i palustres es localitzen a les zones regularment o permanentment inundades. Generalment es troben associats a les masses d'aigua de les llacunes litorals, maresmes i ullals. Les llacunes litorals se situen a les zones més deprimides de la plana i es caracteritzen per presentar una seqüència de sorres a la base que passen a sediments orgànics en superfície. Horitzontalment, la textura també és variable i, en general, és més sorrenca prop de la costa i més fina a les zones més distals. La història evolutiva d'una llacuna es pot resumir en aquestes fases: 1) aïllament d'una badia per barres litorals; 2) rebliment progressiu per deposició de materials fins a les zones



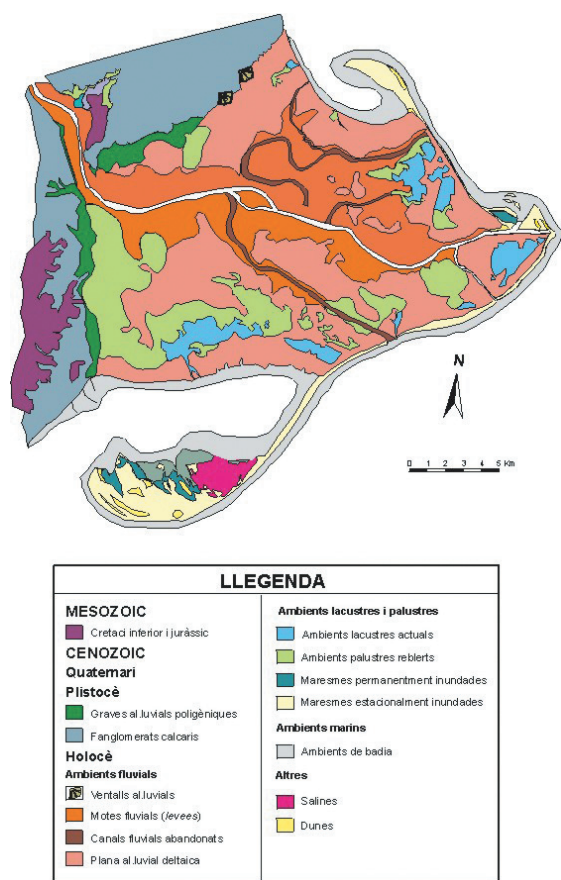


Figura 4. Mapa geològic dels ambients sedimentaris del delta de l'Ebre i de les àrees veïnes. Segons Maldonado (1977).

més profundes i de materials més grollers a les zones més perifèriques, i 3) desenvolupament de vegetació macrofítica en el fons, que afavoreix les condicions anòxiques. La fase final dels ambients lacustres és la formació d'ambients palustres, en els quals la vegetació helofítica o halofítica ocupa pràcticament tot l'espai d'aigües lliures. En els ambients d'aigua dolça o salobre es poden formar gruijos importants de matèria orgànica vegetal que, amb els temps, originen les formacions torboses. Les àrees de torbes (sub)superficials més potents (fins a 7 m de gruix), es localitzen a les zones de contacte entre els materials holocènics i els plistocènics. Diversos estudis palinològics (Jonker, 1952; Ruiz, 1977) posen en evidència la relativa modernitat d'aquestes formacions, datades del període subatlàntic (2.500-2.800 anys). Existeixen altres torbes més antigues (8.300-12.000 anys) disperses per tota l'actual plana, localitzades entre 2 i 16,5 m per sota del nivell actual (Somoza et al., 1998). Les maresmes són ambients intermitentment inundats per l'aigua marina. Per tant, es localitzen a les zones intermareals i es caracteritzen per una important oscil·lació de la salinitat i del nivell d'aigua. Poden estar més

o menys vegetades a partir del règim hidrològic i salí. Es troben àmpliament representades a les fletxes litorals i el front deltaic (Fig. 4). Els sediments són clarament sorrenços, anàlegs als dels ambients holomarinis de platja. Malgrat tot, es produeix certa variabilitat vertical per causa de la dinàmica sedimentària i del desenvolupament vegetal.

Els **ambients litorals i de transició** comprenen les zones d'influència fluvial, però en les que es produeix una mobilització dels sediments per part dels agents marins. Els ambients de transició es troben representats bàsicament pel front deltaic, format per barres sorrenques en forma de mitja lluna i associades a la progradació deltaica (Maldonado, 1986). Poden arribar a aïllar petites masses d'aigua marina i desencadenar el procés de formació de les llacunes litorals. Les platges, les barres litorals i les fletxes són formacions litorals sorrenques, originades a partir de les arenes del front fluvial, les quals són remobilitzades pel mar o bé a partir de l'erosió dels antics lòbuls. Per tant, es troben associades als processos de transferència litoral. Les barres litorals són formacions submergides o emergides, disposades més o menys paral·lelament al llarg de la línia de costa i a una profunditat màxima de 6 m. Cap a mar enllacen, a una profunditat d'uns 10 m, amb els sediments del prodelta (Jiménez, 1996). L'evolució del sistema de barres submergides ve determinat per les condicions de l'onatge. L'agrupament de diverses barres i la seva posterior emergència origina una fletxa. Les fletxes litorals es nodreixen a partir de l'erosió dels antics lòbuls i tendeixen a assolir un contorn en equilibri amb el règim d'onatge. Les dunes són formacions sorrenques modelades per l'acció del vent. La seva gènesi s'inicia a partir de la deposició d'arena a les platges i, un cop seca, queda a la mercè del vent, el qual la pot transportar fins que es produeix una pèrdua energètica. Al delta de l'Ebre, els camps dunars més importants es localitzen a l'hemidelta nord: platja de la Marquesa-el Garxal i Punta del Fangar, àrea en què assoleixen el màxim desenvolupament i dinamisme. Algunes dunes, de tipus *barján*, tenen una elevació mitjana de 2,1 m, si bé en certs anys poden assolir alçades màximes de 6-8 m (Serra et al., 1997). La seva morfologia ve regida pel mestral, el qual provoca una orientació del sistema NO-SE, i paral·lel a la costa (Serra et al., 1997). Altres camps dunars es troben en el front deltaic (Garxal, illa de Sant Antoni, illa de Buda, litoral de l'Aufacada) i a la fletxa de la Punta de la Banyà. En aquests casos, presenten un desenvolupament més feble, ja que el mestral tendeix a transportar els materials cap a mar. El vents de component E solament prenen solament significació en algunes formacions de menor entitat, sobretot a l'hemi-



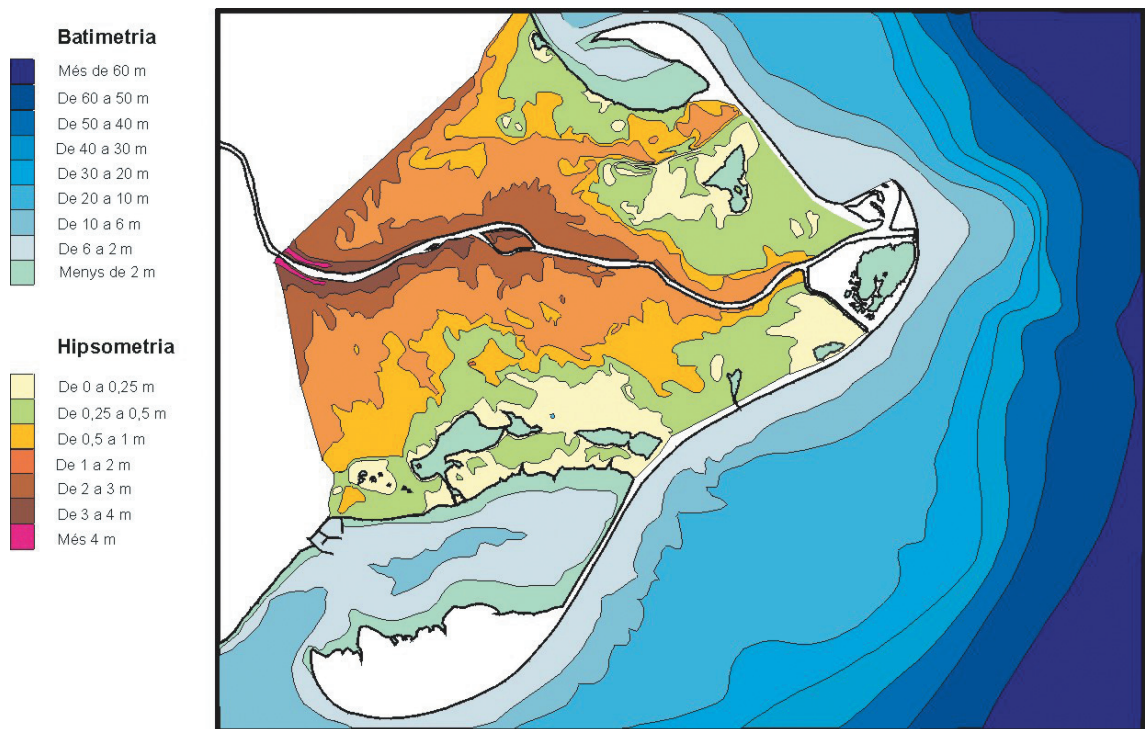


Figura 5. Mapa topogràfic del delta de l'Ebre. Elaborat a partir de Canicio i Ibàñez (1996a).

delta sud (Serra et al., 1997). Alguns estudis apunten que el camp de la Punta del Fangar augmentà en superfície en el període 1957-97, amb una taxa mitjana de creixement de 0,21-0,32 ha any⁻¹ (Jiménez, 1996; Serra et al., 1997). Entre el 1991 i el 1996, l'àrea no ha experimentat un canvi significatiu, malgrat que s'ha observat una minva de l'elevació, probablement a causa dels canvis climatològics i a la reducció dels sediments fluvials (Serra et al., 1997).

Els **ambients marins** es poden classificar en ambients de badia, de prodelta i de plataforma. L'ambient de badia es desenvolupa a les masses d'aigua marina que queden confinades per les fletxes litorals, tot i que resten connectades àmpliament amb la mar per goles permanents (Camp i Delgado, 1987; Camp, 1994). A la zona més perifèrica hi dominen les sorres, mentre que vers el centre ho fan els sediments fins, localment enriquits en matèria orgànica (Maldonado, 1986). El prodelta se situa en els ambients submergits litorals i es troba format principalment per materials terrígens fins, amb un notable contingut de matèria orgànica (Maldonado, 1986). Aquests sediments s'enriqueixen en sorres fines cap al front deltaic i en argiles marines vers la plataforma continental. El prodelta forma una falca que s'estén fins a connectar amb la plataforma continental. Per últim, l'ambient de plataforma continental es localitza a mar oberta, a una profunditat superior als 100 m. En ella no es dona cap influència sedi-

mentària del prodelta, si bé es troba integrada pels mateixos tipus de materials (Maldonado, 1977). Es tracta d'un ambient sedimentari relict, associat a l'últim descens eustàtic glacial (Maldonado, 1986).

Relleu

El delta de l'Ebre presenta un relleu molt pla, amb pendents de l'ordre del 0,01-0,02% (Casanova, 1998). La mateixa dinàmica fluvial i sedimentària determina que les màximes elevacions es localitzin als *levees* del canal fluvial actualment funcional, els quals mostren cotes topogràfiques decreixents des d'Amposta (uns 4,5 m) fins a la desembocadura (uns 0,5 m) (Fig. 5). Els *levees* dels antics canals fluvials també presenten una elevació superior en comparació amb la plana deltaica adja-

Taula 2. Superfícies de la plana deltaica emergida tenint en compte dels rangs altitudinals. Segons Canicio i Ibàñez (1996a).

Elevació (m s.m.)	Superfície (km ²)	Percentatge (%)
5-4	0,49	0,18
4-3	7,68	2,79
3-2	27,22	9,88
2-1	68,90	25,02
1-0,5	47,89	17,39
< 0,5	123,19	44,74
TOTAL	275,37	100,00



cent, fet gràcies al qual encara es poden reconèixer en el mapa topogràfic (Canicio i Ibàñez, 1996a). Fora de les àrees d'influència fluvial, les elevacions són molt més baixes i vénen determinades, a excepció dels ambients dunars, per la dinàmica marina. Considerant únicament la plana emergida, s'ha calculat que més d'un 40% del Delta es localitza dins de l'interval intermareal i, fins i tot, algunes zones se situen per sota del nivell de mar (Canicio i Ibàñez, 1996a; Taula 2). Les llacunes i les badies presenten una batimetria bastant soma (Fig. 5). Les llacunes assoleixen unes profunditats mitjanes d'uns 60 cm, si bé en algunes (Platjola, Encanyissada, Calaixos de Buda) poden superar 1 m. La batimetria del riu és bastant irregular i la profunditat mitjana varia entre 3 i 9 m, encara que en algunes zones d'aflorament d'aigües subterrànies (les peixeres) s'assoleixen 20 m (Ibàñez, 2001). El perfil batimètric d'ambdues badies és bastant similar. La zona més profunda, localitzada a la part central (6 m a la badia dels Alfacs i 4 m a la del Fangar), queda envoltada per una plataforma molt poc profunda d'uns 0,5 m. Per últim, el fons marí de la costa externa presenta una profunditat inferior als 60 m. Destaca la presència de dues extenses plataformes (10-20 m de profunditat), que indiquen el màxim de progressió que assoliren els lòbuls septentrional i meridional (Fig. 5).

Sòls

Els escassos estudis edafològics, realitzats sobretot als conreus (Casanova, 1998; ACA, 2002; Curcó, 1993; Curcó et al., 2002; Curcó

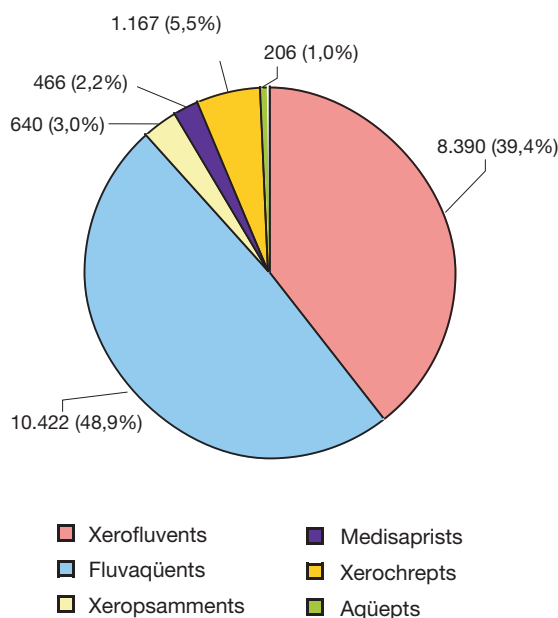


Figura 6. Superfícies (en ha) dels grups de sòls de l'àrea agrícola del delta de l'Ebre. Elaboració pròpia a partir d'ACA (2002).

et al., en prep.), indiquen que al Delta hi dominen els entisòls, és a dir, els sòls poc desenvolupats, formats modernament a partir dels sediments deltaics (ACA, 2002). En aquests, els processos d'edafització queden periòdicament interromputs per la deposició de nous materials (avingudes fluvials, temporals marins, transport eòlic). Únicament es troben sòls més evolucionats en el límit occidental, àrea en la qual es produeix una alternança de materials holocènics i plistocènics. Per altra banda, l'alteració del règim hidrològic i sedimentològic, provocada per l'expansió agrícola, ha tingut una marcada influència en les característiques d'una bona part dels sòls: rebliment artificial de llacunes i de canals fluvials abandonats, alternança d'episodis secs amb d'altres d'inundació, etc. El cultiu de l'arròs, establert fa més de 150 anys, ha afavorit la formació d'una capa superficial de sediments (25-35 cm de gruix), bastant impermeable (Casanova, 1998). En termes generals, els sòls del delta de l'Ebre presenten una gran potència (més de 120 cm), textures moderadament grosses (si bé existeix una alta variabilitat a partir de la posició geomorfològica), condicions de drenatge normalment deficitaris, un pH bàsic o alcalí, salinitats altament variables segons la posició geomorfològica, continguts en matèria orgànica moderats en els horitzons superiors (2-5%), pendents molt suaus (menys del 2%) i alts continguts en carbonat càlcic (ACA, 2002).

A la zona agrícola, els sòls predominants són els aqüents (gleisòls segons la FAO) i els fluvents (fluvisòls p.p. segons la FAO), els quals representen conjuntament més del 88% de la superfície conreada (ACA, 2002; Fig. 6). Els **aqüents** (49% de la superfície), presenten un règim d'humitat àqüic, és a dir, es troben saturats d'aigua al llarg de tot o bona part de l'any. Els aqüents es localitzen bé en àrees baixes, bé en zones més elevades prop dels ullals (Fig. 7). En general, es tracta de sòls salins-sòdics o salins, a causa de llur baixa permeabilitat o de llur proximitat al mar. Això no obstant, existeixen casos en què la salinitat és molt baixa per raó de la seva proximitat als ullals o per l'alta elevació. Al delta de l'Ebre, la majoria dels aqüents pertanyen als *Fluvaqüents* (*Aeric* i *Typic fluvaqüents*), si bé també existeixen exemples de *Psammaqüents* a les àrees més litorals (*Typic psammaqüents* i *Thapso-Histic fluvaqüents*).

Els **fluvents** es localitzen a les àrees amb una influència sedimentària més intensa, particularment als *levees* i a les zones pròximes (Fig. 7). Globalment, ocupen gairebé el 40% de la superfície agrícola. Es tracta de sòls ben drenats, amb una bona diversitat textural, si bé normalment hi predomina la fracció llimosa. Moltes de llurs propietats evidencien un marcat gradient a causa de l'elevació, de



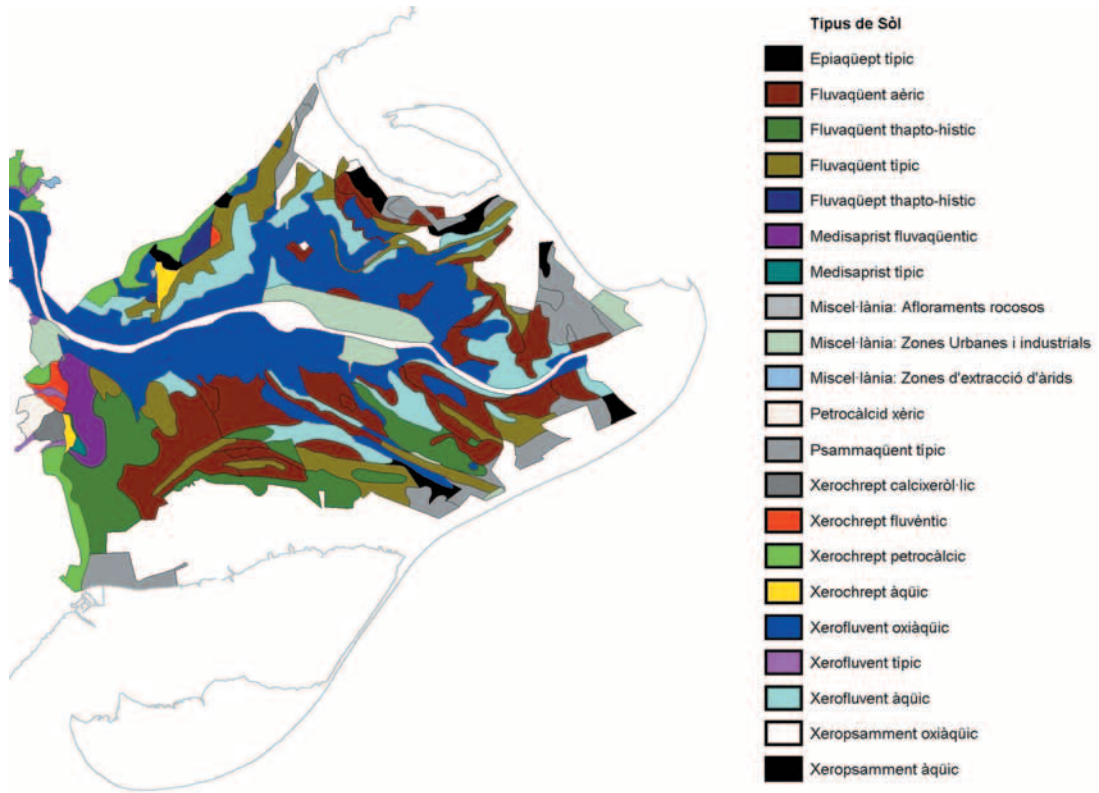


Figura 7. Mapa de sòls de l'àrea agrícola del delta de l'Ebre. Segons ACA (2002).

forma que els situats a les zones més altes estan més ben drenats i tenen un contingut en argiles, una salinitat i un grau d'oxidació més baixos que els de les zones baixes. Se n'han identificat dos subgrups: els *Oxyaquic xerofluvents*, molt comuns i propis dels *levees*, i els *Aquic xerofluvents*, més locals i amb un règim d'humiditat més hídric.

Els **psamments** (arenosòls o regosòls segons la FAO) constitueixen els sòls típics de les zones litorals i es caracteritzen per un predomini de la fracció arenosa. Ocupen prop del 3% de la superfície cultivada i es concentren particularment a les planes intermareals. En els horitzons basals, la proporció de sorres ultrapassa el 95%, per bé que en superfície hi domina la fracció llimosa. A la zona agrícola, estan representats per sòls amb un grau moderat o alt d'hidromorfisme. Dins d'aquest grup, s'han distingit els *Oxyaquic* i els *Aquic xeropsamments*. Un altre grup de sòls present al delta de l'Ebre correspon als **histosòls** (2% de la superfície), i només se'n troben a les àrees torboses. Es tracta de sòls altament orgànics i, generalment, hidromorfs. L'alta durada del període d'inundació fa que la matèria orgànica es descompongui molt lentament. Ateses les condicions climàtiques i la riquesa en bases del medi, al delta de l'Ebre s'hi desenvolupen els *Medisaprist* (*Típic* i *Fluvaqüèntic medisaprist*). Els **xerochrepts** (cambisòls segons la FAO) pertanyen al grup

dels inceptisòls, és a dir, sòls amb un epipedí òcric i un horitzó d'alteració de tipus càmbic, ric en carbonat càlcic. Els carbonats es poden presentar formant des de pseudomicelis i nòduls (*Calcixerollic xerochrepts*) fins a compactes crostes calcàries (*Petrocalcic xerochrepts*). La salinitat és molt baixa en tot el perfil i el contingut en matèria orgànica, moderat. Els xerochrepts (5,5% de la superfície cultivada) es localitzen en el límit occidental, allà on conflueixen els materials holocènics i plistocènics. A part dels esmentats, han estat identificats altres tipus de xerochrepts (*Fluvèntic* i *Aquic xerochrepts*). Per finalitzar, cal esmentar els **aqüèpts** (fluvisòls p.p. segons la FAO). Molt locals (1% de la superfície), mostren un perfil edàfic molt similar als aqüents, ja que també tenen un règim àqüic. Es localitzen en el límit occidental deltaic i només a l'hemidelta nord. Dins d'aquest grup s'han identificat els *Típic epiaquepts* i els *Thapso-Hístic fluvaquepts*.

Hidrologia

El delta de l'Ebre mostra una gran diversitat de medis aquàtics. Els variables i fluctuants equilibris entre els fluxos d'aigües marines i continentals, superficials i subterrànies, en són els principals responsables. Des d'un punt de vista expositiu es poden distingir diferents compartiments, ben caracteritzats



ecològicament, tot i que sovint existeix una gran interconnexió entre ells. Fins ben entrat el segle XIX, la dinàmica hidrològica del delta de l'Ebre estava regida solament per processos naturals. L'entrada d'aigua dolça únicament era possible durant els desbordaments fluvials o les pluges intenses, malgrat que localment era molt important a les zones d'ullals. La plana deltaica situada dins l'interval intermareal (0-0,5 m d'altitud) estava ocupada majoritàriament per llacunes litorals i maresmes, ambients sotmesos a la dinàmica dels temporals marins, les mareas i els factors climàtics. Durant els segles XIX-XX, associat a l'expansió del conreu de l'arròs, es produí una intensa artificialització dels fluxos de les aigües superficials i subterrànies (Canicio i Ibàñez, 1996b).

Aigües superficials

L'Ebre, el riu més cabalós de la península Ibèrica, drena uns 85.550 km² i té una longitud de 928 km, 30 dels quals transcorren pel Delta (Ibàñez et al., 1996a). En l'actualitat, presenta tres desembocadures: la gola de Migjorn (normalment tancada), la gola de Llevant (obstruïda artificialment) i la gola de Sorrapa. Atès el seu marcat caràcter mediterrani, mostra un cabal molt irregular, tant pel que fa als valors mensuals com als anuals. El cabal mitjà anual a Tortosa (1912-2001) ha estat de 12.729 hm³ any⁻¹, per bé que ha oscil·lat entre 4.284 i 28.692 hm³ any⁻¹ (CHE, 2003). Les aportacions han minvat des de començaments del segle XX per efecte, sobretot, d'un augment del consum d'aigua, originat per un increment de la superfície agrícola i dels usos industrials i urbans, unit a possibles canvis en la conca (disminució de les precipitacions, reforestació, etc.). Tot plegat, els cabals han passat de 14.462 hm³ any⁻¹ (meitats del segle XX) a 9.429 m³ s⁻¹ (1981-2001), el que representa una disminució propera al 35% (Fig. 8). En règim natural, el patró estacional es caracteritzava per presentar un màxim a la primavera (desglaç de les neus pirinenques), seguit per un marcat mínim estival, i una recuperació del cabal a la tardor i a l'hivern (Ibàñez et al., 1996a). Aquest ha estat modificat arran de la construcció d'un gran nombre d'embassaments, alguns dels quals (Ribarroja i Mequinença) tenen un gran efecte regulador, fet que ha provocat una menor fluctuació estacional dels cabals, que ha esmorteït tant els estiatges més aguts com les crescudes fortes (Fig. 8). Al llarg del tram deltaic, l'Ebre es comporta hidrològicament com un estuari, ja que el fons de la llera del riu aigües avall de Tortosa presenta una elevació inferior al nivell del mar. Per altra banda, la diferència de densitats entre l'aigua fluvial i la marina comporta la formació en profunditat d'una falca salina. La

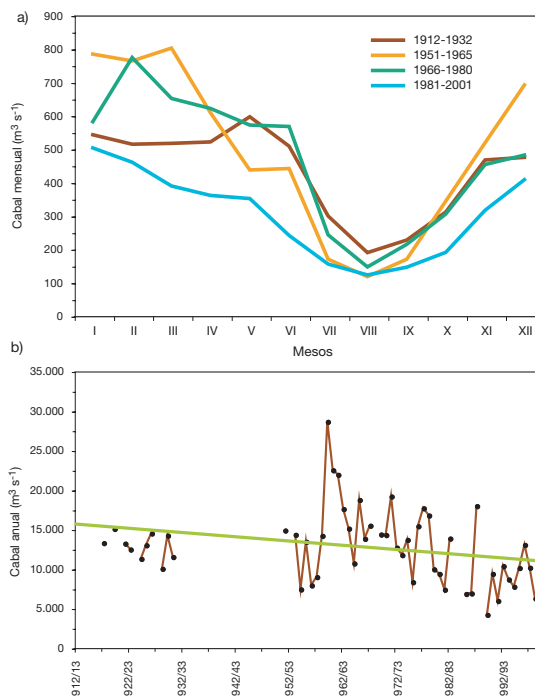


Figura 8. a) Evolució dels cabals mensuals del riu Ebre a Tortosa en diferents períodes del segle XX. Elaborat a partir de CHE (2003). b) Sèrie històrica dels cabals anuals del riu Ebre a Tortosa. Elaborat a partir de CHE (2003).

seva posició depèn principalment del cabal fluvial, si bé no existeix una relació lineal entre ambdós paràmetres atesa la irregular batimetria dels fons del riu (Ibàñez et al., 1996a). Hi ha constància històrica que, abans de la construcció dels grans embassaments, la falca salina podia arribar a Tortosa durant alguns estiatges marcadament forts. La creixent regularització, unit a una progressiva disminució dels cabals, ha comportat una permanència temporal més gran de la falca, si bé aquesta mai assoleix punts tan allunyats de la desembocadura com en temps pretèrits (Ibàñez, 2001). El gran creixement agrícola, industrial i urbà ha provocat un augment de la salinitat i dels nutrients, amb el consegüent increment del grau d'eutròfia (Muñoz i Prat, 1990). A més, al sector deltaic s'hi afegeix el problema derivat d'una permanència temporal més forta de la falca salina. La descomposició de la matèria orgànica, produïda pel fitoplàncton, pot provocar un esgotament de l'oxigen en el fons i es poden desencadenar anòxies, especialment durant els mesos estivals (Ibàñez et al., 1995).

Les **llacunes litorals** (les *basses*) són extensions d'aigua salobre situades a les depressions de les àrees costaneres. Des de mitjan del segle XIX, la majoria patiren una disminució de la superfície i algunes, fins i tot, desaparegueren com ara l'Embut, la Creu i l'Arena (Fig. 9). En l'actualitat, les llacunes del



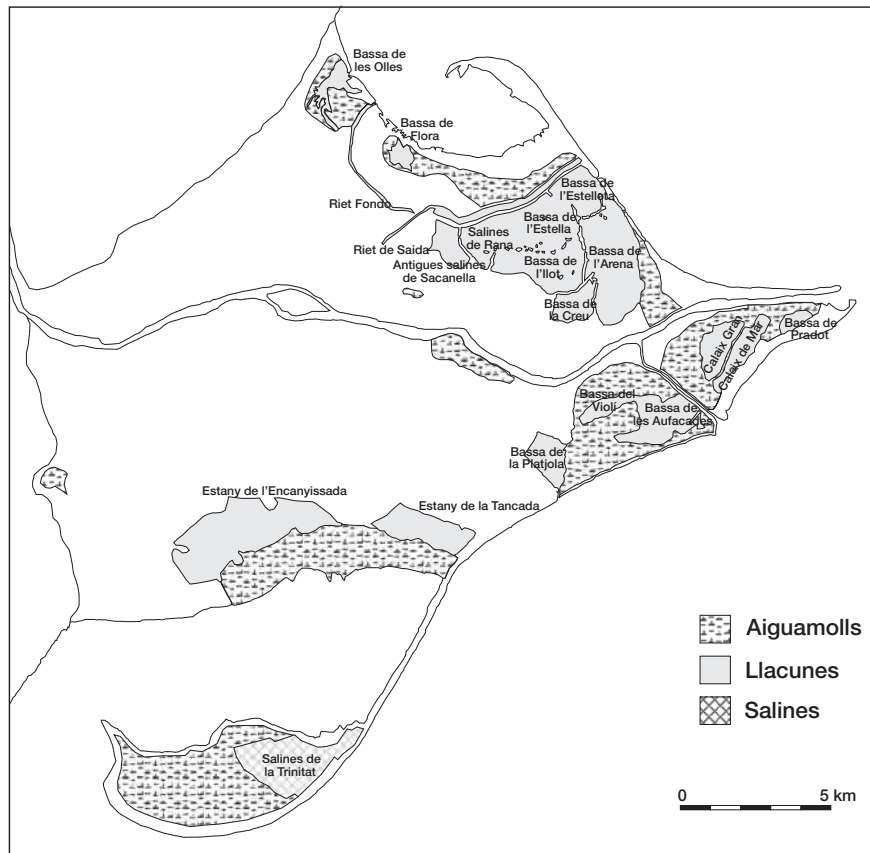


Figura 9. Mapa de les llacunes i aiguamolls del delta de l'Ebre a començaments del segle XX. Elaborat a partir de Faura (1923) i Faura et al. (1923).

delta de l'Ebre ocupen globalment 1.378 ha, si bé aquesta àrea s'incrementa a 1.396 ha si s'inclouen algunes petites llacunes (la Nòria, bassa dels Ous, etc.). Les més extenses, amb àrees superiors a 300 ha, són l'Encanyissada i els Calaixos de Buda, cadascuna d'elles integrada per dues cubetes. La comunicació amb el mar es realitza a través d'un o més canals, anomenats goles. La formació d'una llacuna no és un procés simple, sinó que sovint és el resultat de l'acció conjunta de diversos processos geomorfològics, químics i biològics, que confereixen a cada llacuna una personalitat pròpia (Menéndez, 1990). Les llacunes presenten un gran dinamisme hidrològic. L'intercanvi, tant d'aigua com d'altres elements, es realitza a diferents nivells espacials, ja sigui en sentit vertical o horitzontal (Comín i Ferrer, 1979). A través del sediment es produeixen entrades i sortides d'aigües freàtiques continentals i marines; també existeix un bescanvi d'aigua amb l'atmosfera per l'evaporació i les pluges. En sentit horitzontal, les llacunes estan sotmeses a entrades d'aigua marina a través de les goles, mentre que les d'aigua dolça només tenen lloc durant les grans pluges i els desbordaments del riu. Hom pot generalitzar que, en condicions naturals, es donaria una alternança d'un període més

dolç, des de la tardor fins a la primavera, amb un altre de més salí als mesos més càlids (Comín et al., 1987). El flux d'aigua a les llacunes, exceptuant al Garxal, ha estat fortament alterat. Per una banda, els desbordaments fluvials hi són molt poc freqüents i, fins a temps recents, s'hi abocaven grans quantitats d'aigua dolça procedents dels drenatges dels arrossars. Això ha comportat una inversió del cicle hidrològic, ja que l'estació dolça ara s'estén al llarg del període d'inundació dels arrossars (abril-desembre) i l'estació més salobre durant la resta de l'any. Per la mateixa causa, s'ha produït una disminució de la salinitat mitjana anual, un augment de la concentració de nutrients i una minva de la transparència de l'aigua, tot i que existeixen grans diferències entre llacunes. La construcció de canals de circumval·lació, que recullen i desvien l'aigua dels drenatges directament a mar, ha suposat una important millora en algunes llacunes, com ara al Canal Vell i a l'Encanyissada (Menéndez et al., 1995).

Les **badies** (Fangar i Alfacs) són cossos d'aigua costanera parcialment tancats, però amb connexions lliures amb el mar. L'aigua principalment té un origen marí, encara que sempre queda diluïda per les entrades d'aigua dolça. En condicions d'escàs hidrodinamisme



es produeix una estratificació halina i tèrmica ben marcada, i l'aigua marina tendeix a localitzar-se a la part més profunda (Camp i Delgado, 1987). L'entrada més important d'aigua marina es realitza a través de les goles, si bé els temporals de llevant poden provocar entrades que sobrepassen les fletxes litorals. Les aportacions d'aigua dolça tenen un origen més variable, per bé que el més important prové de l'aigua del drenatge dels arrossars. El temps de renovació de l'aigua dolça s'ha estimat en 1-2 dies al Fangar i en 10 dies als Alfacs (Camp et al., 1985). En condicions de calma meteorològica i amb els canals de drenatge oberts, es produeix un flux superficial d'aigua cap a fora de la badia. Aquest procés determina la formació d'una capa d'aigua salobre que sura per sobre d'una massa d'aigua salina més densa. La picnoclina normalment es localitza a 3-4 m de profunditat a la badia dels Alfacs i a 1-2 m a la del Fangar. L'estratificació tendeix a desaparèixer quan els canals agrícoles es tanquen (novembre-març), tot i que la barreja vertical es pot intensificar durant els períodes de forts vents. A la badia dels Alfacs, la picnoclina es pot veure igualment afectada quan es produeix una forta descàrrega d'aigua dolça freàtica. Per altra banda, un volum important d'aigua freda i bastant salina es pot acumular a la part més profunda de la badia dels Alfacs durant l'estiu. Altres estructures poc permanents es produeixen durant les pluges fortes, les quals poden crear una llentia d'aigua superficial, i també quan entra aigua de baixa salinitat per la gola, procedent de la descàrrega fluvial (Camp i Delgado, 1987). La majoria dels paràmetres fisicoquímics de l'aigua presenten una considerable variabilitat espacial i temporal, especialment en superfície.

Actualment, prop del 65% de la superfície del Delta són **arrossars**. Atesa l'alta salinitat dels sòls, aquest conreu necessita una inundació amb aigua dolça al llarg del període de creixement de la planta (abril-setembre). L'aigua s'assegura mitjançant una **xarxa d'irrigació** jerarquitzada i força complexa. La captació es fa l'assut de Xerta (60 km de la desembocadura) i es transporta per gravetat a través de dos canals, un a cada banda del riu. Un cop assoleixen el Delta, es comencen a ramificar, formant una xarxa de tipus capil·lar, fins que arriben a les parcel·les conreades. L'aigua circula permanentment durant el període de creixement i és recollida mitjançant una xarxa de drenatge anàloga a la d'irrigació. Els desguassos resultants vessen les aigües, normalment per gravetat, a les badies, a mar obert o, en alguns casos, a les llacunes. Recentment, s'ha construït un sistema de bombes que forcen el drenatge en alguns períodes de l'any. L'aigua dels drenatges té efectes importants sobre altres sistemes aquàtics (llacunes litorals i les

badies). Per altra banda, els drenatges agrícoles tenen també una notable incidència sobre el flux d'aigua a les zones d'ullals, ja que intercepten part de la descàrrega d'aigua subterrània. Actualment, aquest efecte s'allarga més enllà del període d'inundació dels arrossars, atès que, sovint, les bombes continuen en funcionament durant l'hivern. En termes ecològics, els arrossars es poden definir com aigüamolls temporals i soms, amb unes característiques fisicoquímiques i una dinàmica temporal fortament determinades per l'home (Comín i Forés, 1989). Aquest és el principal element regulador del sistema i ho fa mitjançant intervencions directes (treballs mecànics sobre el sediment; aportacions d'aigua, nutrients i fitocides; etc.). Una particularitat molt notable dels arrossars és la gran importància que hi tenen les interaccions entre el sediment, la columna d'aigua i l'atmosfera, així com la influència dels organismes biològics, els quals poden arribar a modificar algunes condicions del medi (Forés i Comín, 1987).

Els **ullals** són fonts naturals que inunden zones més o menys extenses. L'aigua prové de les precipitacions que cauen als relleus veïns (Ports, Montsià, Boix-Cardó) i que s'infiltra fàcilment gràcies a la seva naturalesa càrstica. Les àrees d'ullals coincideixen amb les zones de descàrrega de l'aqüífer que s'estén entre aquestes serres i el Delta (Bayó, 1985). Els materials deltaics, poc permeables, actuen com un tap enfront del flux subterrani, fet que provoca un aflorament ascendent de l'aigua (fins a 2 m). Per això, es localitzen principalment a la zona de contacte entre els materials plioquaternaris i els holocènics, és a dir, des d'Amposta a Sant Carles de la Ràpita i des d'Amposta a l'Ampolla. Alguns d'aquests afloraments se situen a la llera del riu (les *peixeres*) o, fins i tot, en el fons del mar o a la mateixa línia litoral (Espanya et al., 1993). A la plana deltaica han estat identificades tres zones principals d'ullals, les quals coincideixen amb les àrees torboses de més potència: ullals de Baltasar i de Panxa, ullals dels Erms de Vilacoto i ullals de l'Aldea. Actualment només són funcionals els ullals de Baltasar i els de Panxa, ja que a la resta el flux d'aigua ha estat alterat per l'home (Espanya et al., 1993). Els de Baltasar conformen el grup més nombrós i en més bon estat de conservació. Es localitzen en una petita àrea (4,5 km²) entre Amposta i Sant Carles de la Ràpita. En conjunt, s'hi han identificat més de 40 ullals de més de 3,5 m de diàmetre, encara que el nombre amb un diàmetre inferior supera el centenar (Espanya et al., 1993). Els ullals tenen una forma aproximadament circular (3-50 m de diàmetre) i una fondària entre 2,15 i 7 m (Rodrigues-Capítulo et al., 1994), tot i que en alguns casos es produeix una fusió de diferents cubetes i aleshores l'ullal presenta forma



de vuit o té un contorn irregular. El perfil batimètric sol tenir forma d'embut i en el punt central i més profund de cada cubeta se sol localitzar la zona d'alimentació de l'ullal. L'aigua que flueix per l'ullal és drenada en superfície mitjançant un canal de drenatge artificial, o bé subterràniament a través dels materials torbosos (España et al., 1992). El flux anual d'aigua procedent dels ullals s'ha estimat en 0,1-0,3 m³ s⁻¹ a l'hemidelta nord i 1,0-1,2 m³ s⁻¹ a l'hemidelta sud, si bé als anys més plujosos pot arribar a 1,7 m³ s⁻¹ (Canicio i Ibàñez, 1996b). Els principals paràmetres de l'aigua estan influenciats bàsicament pel seu origen càrstic (alta transparència, baixa salinitat, etc.), així com també per la seva alta taxa de renovació. A més, la majoria dels factors ecològics són bastant constants en el temps, fet que, unit al caràcter oligotròfic de l'aigua i a la naturalesa torbosa del substrat, conformen uns espais molt particulars en comparació a la resta de medis aquàtics del delta de l'Ebre (Rodrigues-Capítulo et al., 1994).

Aigües subterrànies

La hidrologia de les aigües subterrànies està determinada, en bona part, per les característiques geològiques regionals. Aquí hi conflueixen diferents formacions sedimentàries: els materials carbonatats de les serralades veïnes (serra del Montsià, Ports, serra del Boix-Cardó), els dipòsits fluvials plioquaternaris del tram inferior de l'Ebre i de les fosses litorals i prelitorals, i el conjunt fluviodeltaic holocènic deltaic. Cadascuna d'aquestes formacions sedimentàries posseeix un aqüífer regional propi, si bé es produeix una notable connexió entre elles. El sistema hidrogeològic del Delta és bastant complex i es troba format per tres aqüífers: el superficial, l'intermedi i l'inferior (Bayó et al., 1997). L'**aqüífer superficial**, majoritàriament lliure, presenta una potència bastant homogènia (5-10 m). Els materials predominants són les sorres fines, per bé que existeixen intercalacions d'alguns paleocanals fluvials, dipòsits fangosos de llacuna i formacions torboses. El nivell piezomètric de l'aqüífer es localitza normalment a escassos decímetres de profunditat. Actualment, el cicle d'inundació amb aigua dolça dels arrossars provoca un rentat de les sals en els nivells més superficials de l'aqüífer. Per aquest motiu, la salinitat és moderada a la capa més superficial (1-3 m) i bastant salina o hipersalina a la part basal. Per altra banda, la disminució dels cabals fluvials ha provocat una permanència més prolongada de la falca salina i un increment de la salinitat del freàtic a les àrees fluvials (Bayó et al., 1993). L'alternança de materials de diferents permeabilitats ocasiona la semiconfinació d'aquest aqüífer en algunes zones. Una conseqüència d'aquest fet és la formació d'extenses

salmorres, producte de l'evaporació de l'aigua marina que ha restat aïllada en alguns dipòsits sorrencs (Bayó et al., 1993).

L'**aqüífer intermedi** presenta una permeabilitat molt baixa (*aqüítard*), atès que majoritàriament es troba format per argiles i llims de prodelta. La potència d'aquest aqüífer va augmentant progressivament d'uns 10 a 50 m des de la part proximal fins a la part més distal deltaica (Canicio i Ibàñez, 1996b). L'**aqüífer inferior**, de 70-500 m de potència, és de tipus multicapa, ja que, tot i predominar les graves fluvials, aquestes s'intercalen amb freqüència amb sediments marins i perfluvials més fins (Canicio i Ibàñez, 1996b). Els estudis existents posen de manifest el seu alt grau de complexitat, ja que alguns processos tectònics (subsidiència, falles, etc.) han provocat discontinuïtats (Canicio i Ibàñez, 1996b). En termes generals, es caracteritza per presentar una gran permeabilitat, per bé que el gradient hidràulic és força baix. Alguns autors suposen que pot aflorar en alguns punts propers a la línia litoral a mar oberta (Bayó et al., 1997). La salinitat és baixa en els nivells més superficials i a la zona més proximal del Delta, àrees en què es produeix una certa recàrrega a partir del riu i del freàtic perideltaic, i és salobre o salí en els nivells més profunds.

Clima

Temperatures

La temperatura mitjana anual per al conjunt de les estacions meteorològiques considerades (Deltebre "el Fangar", Deltebre "la Cava", Deltebre "Parc Natural", l'Aldea, Tortosa "Observatori de l'Ebre", Amposta, Amposta "Agronòmica", Amposta "Erms Salats", Santa Bàrbara, Sant Carles de la Ràpita "els Alfacs", Sant Jaume d'Enveja "Illa de Buda") és de 16,8°C, per bé que a les localitats litorals tendeix a ser més alta (Fig. 10). El mes més càlid (agost) presenta una temperatura mitjana de 24,9°C, malgrat que la variació entre localitats fluctua entre 24,1 i 25,6°C. La temperatura mitjana del mes més fred (gener) és de 9,7°C (9-10,5°C). Hem observat que els valors hivernals més alts es donen a les zones litorals que limiten amb les badies (els Alfacs i el Fangar), ambdues estacions amb temperatures superiors als 10°C. La temperatura màxima absoluta registrada ha estat de 43°C i la mínima de -6,4°C, ambdues a l'Observatori de l'Ebre. Els valors extrems que presenten les localitats deltaïques difereixen bastant, a causa segurament de la curtedat dels registres. En els darrers 60 anys, el nombre mitjà anual de dies de glaçada a l'estació de Roquetes ha estat de 3,4, concentrats principalment al gener, i el de dies amb temperatures superiors a 30°C s'eleva a més de 56, sobretot al juliol i a l'agost.



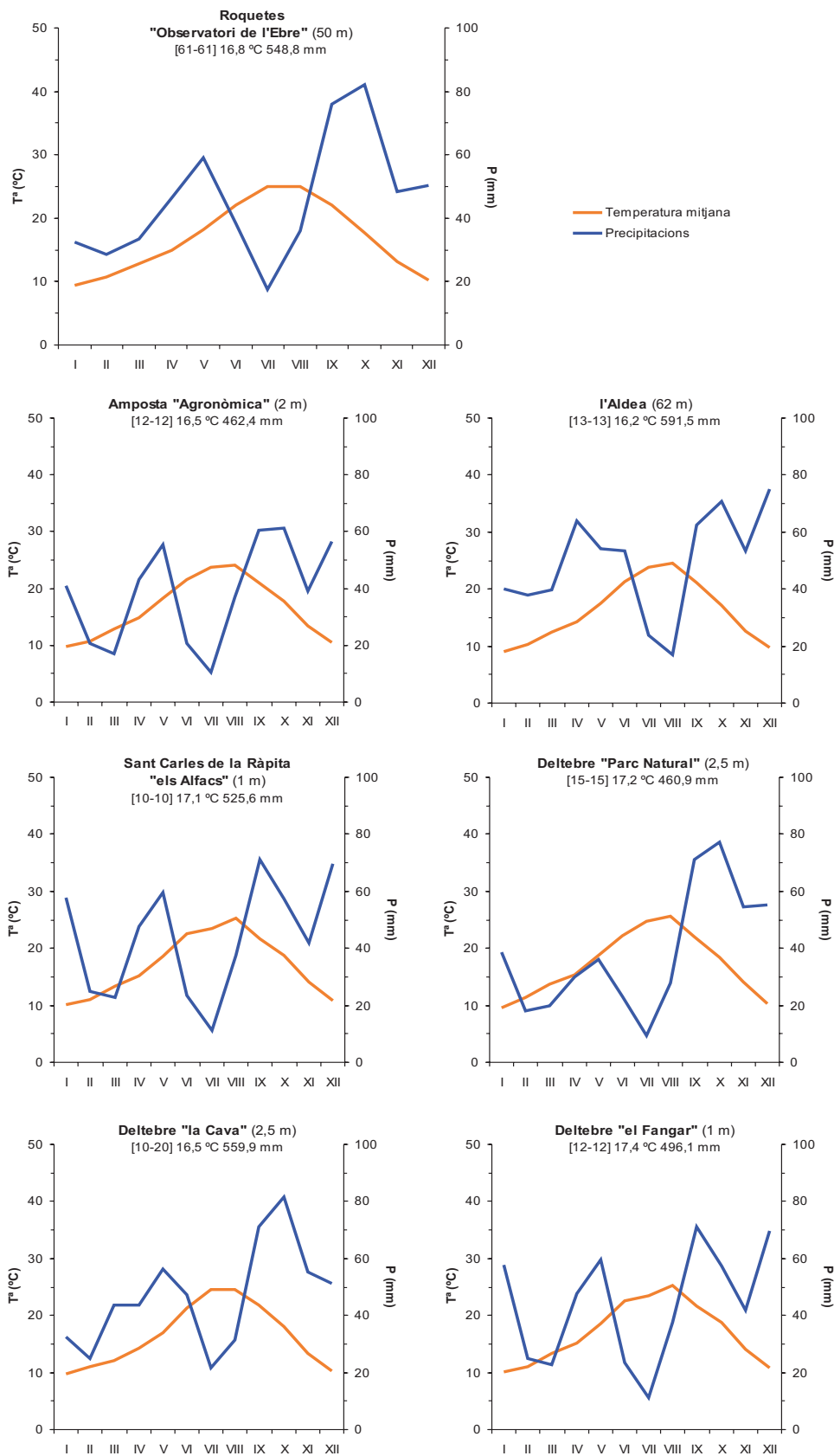


Figura 10. Diagrames ombrotèrmics de les estacions meteorològiques estudiades (T: temperatura mitjana; P: precipitacions).



Segons els criteris de Bagnols i Gausson a Bolòs i Vigo (1984), les localitats estudiades presenten 0-2 mesos subhivernals, 4-5 mesos temperats, 2-3 de subestivals i 4 d'estivals. Per tant, el clima és marítim d'hivern molt suau, particularment a les localitats més litorals (el Fangar i els Alfacs), en les quals tota l'estació és tèrmicament temperada. L'estiu és molt càlid i prolongat (4 mesos estivals). La llarga sèrie històrica de l'Observatori de l'Ebre permet fer una anàlisi sobre les fluctuacions de la temperatura en els darrers 61 anys (1942-2002). La temperatura mitjana anual ha anat oscil·lant més o menys cíclicament, i aproximadament cada dues dècades s'han produït marcats descensos (Fig. 11a). No obstant això, a partir dels anys 70 la temperatura ha anat augmentant de manera bastant sostinguda, passant de 16,2 (1972-77) a 17,4°C (1998-2002). A més, els màxims històrics s'han donat durant aquesta darrera fase. Aquest increment tèrmic està relacionat sobretot amb un ascens del mes més càlid, que ha pujat de 24,9 (1972-77) a 26°C (1998-2002).

Precipitacions

La precipitació mitjana anual és d'uns 525 mm, per bé que existeix una notable heterogeneïtat entre estacions (445-627 mm; Fig. 10). Les localitats situades fora del Delta o en el seu límit tendeixen a presentar una pluviositat més alta (533-627 mm) que les pròpiament deltatiques (445-526 mm). El patró de variació estacional és bastant similar en totes les localitats i dominen les que presenten un règim estacional TPHE. Els màxims de pluges tenen lloc a la tardor (37% del total), particularment al setembre i a l'octubre. El període de mínimes precipitacions correspon a l'estiu (15%), amb un mínim generalitzat al juliol. Les pluviositats primaveral i hivernal presenten per al conjunt de les localitats estudiades uns valors similars, pròxims al 24% del total anual. La sèrie de l'Observatori de l'Ebre mostra que la precipitació anual ha fluctuat molt en els darrers 60 anys (Fig. 11b). Durant el període 1942-56, la pluviositat mitjana anual fou de 529 mm, amb fortes oscil·lacions interanuals (350-820 mm). Entre finals dels anys 50 i mitjans dels 70, tingué lloc un important increment (640 mm de mitjana anual) i és l'etapa en què s'han registrat els màxims històrics: (1.054-1.016 mm). A partir de mitjans dels 70, la mitjana anual s'ha estabilitzat en uns 494 mm, valor més baix que la mitjana d'abans del 1956. Per altra banda, el mínim absolut de precipitacions s'ha produït durant aquest període (251 mm).

Evapotranspiració potencial i balanç hídric

L'ETP mitjana anual (1931-1970), d'uns 869 mm, és força elevada (Rivas-Martínez et

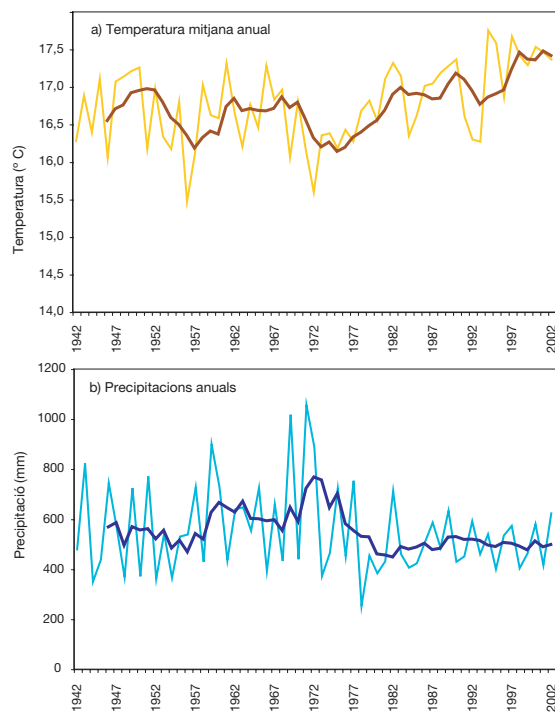


Figura 11. a) Evolució de la temperatura mitjana anual a l'Observatori de l'Ebre (Roquetes) durant el període 1942-2002. La línia gruixuda indica la variació de la mitjana mòbil en un període de 5 anys. b) Evolució de la precipitació anual a l'Observatori de l'Ebre (Roquetes) durant el període 1942-2002. La línia gruixuda indica la variació de la mitjana mòbil per a un període de 5 anys.

al., 2003). D'octubre a març es produeix una recàrrega de la reserva hídrica del sòl gràcies a les altes precipitacions i a les baixes temperatures. Assoleix el màxim valor durant els mesos de febrer-març i a partir d'abril s'inicia el consum de la reserva, la qual s'acaba esgotant al juny. Les elevades temperatures i les minses pluges fan que el dèficit hídric s'estengui al llarg de tot l'estiu i atenyi el màxim al juliol. El dèficit hídric anual és de 293 mm. Tanmateix, creiem necessari assenyalar que en la majoria dels ambients del Delta el dèficit hídric climàtic és compensat, fins i tot a l'estiu, per les condicions d'inundació o per l'existència de nivells freàtics molt superficials.

Integració termopluiomètrica i bioclimes

Segons els criteris proposats per Bolòs i Vigo (1984), les estacions estudiades presenten 1-2 mesos peràrids, 1-6 mesos àrids, 0-3 mesos subàrids, 2-5 mesos subhumits i 1-5 mesos humits. En conjunt, els períodes humits i subhumits s'estenen per la majoria dels mesos de tardor i al gener (Fig. 10). Generalment, el febrer i el març són mesos àrids o subàrids. A començaments de primavera (abril i maig), els períodes subhumits predominen en algunes estacions, mentre que en



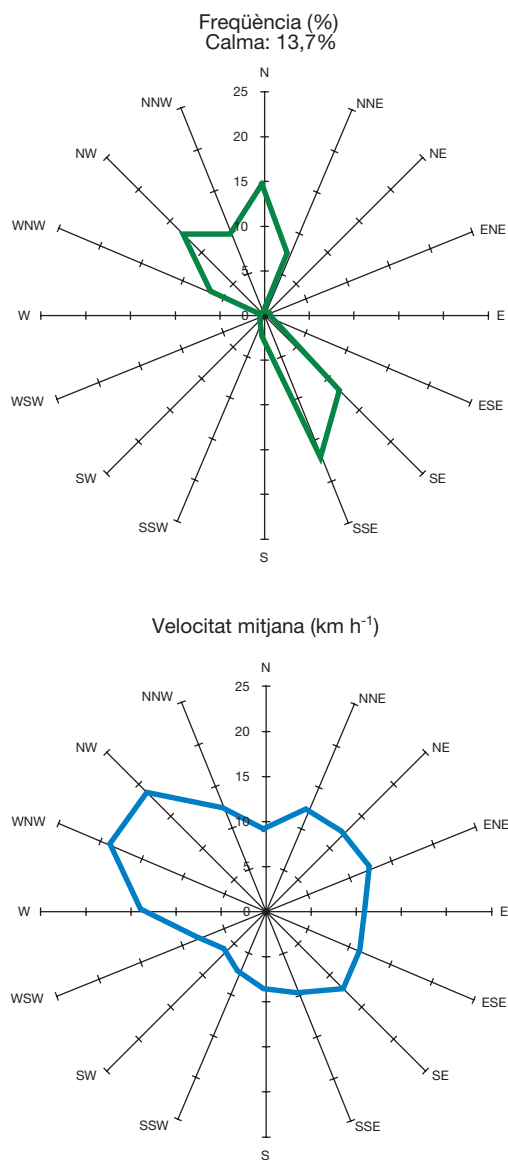


Figura 12. Rosa dels vents (freqüència i velocitat mitjana anual) de l'Observatori de l'Ebre (1942-1961, 1986-2002).

les altres l'aridesa o la subaridesa ja hi són ben patents. A partir de juny s'inicia el període estival, caracteritzat per una perllongada i accentuada aridesa. En alguns casos, el mes de juny ja esdevé peràrid, tot i que en la majoria de localitats únicament és peràrid el juliol. Les estacions estudiades presenten un bioclima xerotèric (mediterrani), caracteritzat per una dilatada aridesa estival (1-8 mesos) i per una bonança tèrmica hivernal. A més, la majoria s'inclouen dins del subtipus marítim subhumit de tendència àrida de terra baixa, ja que l'hivern és força curt (0-2 mesos subhivernals) i a l'estiu hi apareix un marcat període peràrid (1-2 mesos). Els Alfacs i el Fangar gaudeixen d'un hivern tèrmicament temperat i d'una aridesa estival de 4 mesos (1-2 dels quals són

peràrids). Aquestes característiques són més aviat pròpies dels climes marítics d'hivern temperat, molt estesos per la terra baixa del nord i del centre del País Valencià i de les illes Balears (Bolòs i Vigo, 1984). Això no obstant, cal tenir en compte l'escassa representativitat d'aquestes sèries tan curtes (10 i 12 anys).

D'acord amb Rivas-Martínez (1987 i 1995), les localitats estudiades s'enquadren dins del bioclima mediterrani pluvioestacional-oceànic i a cavall dels estatges mesomediterrani i termomediterrani. Malgrat la disparitat dels resultats que depenen del criteri tèrmic adoptat, fem notar que els valors que prenen els diferents índexs climàtics se situen generalment en els llindars que separen ambdós estatges i, més concretament, entre el mesomediterrani inferior i el termomediterrani superior.

Vents

En tot el període considerat (1942-1961 i 1986-2002), el percentatge mitjà anual de dies de calma a l'Observatori de l'Ebre representa prop del 14% (Fig. 12). De totes les components eòliques, n'hi predominen clarament dues. La primera està definida pels vents de N i NW (N, NW, WNW i NNW), els quals bufen conjuntament un 42% dels dies de l'any (Fig. 12). En freqüència, destaquen la tramuntana (N: 14,4%) i el mestral, també anomenat cerç o vent de dalt (NW: 12,5%, NNW: 9,5%). La segona component en importància engloba els vents de xaloc (SSE: 17,4%, SE: 12,2%). La comparació entre la freqüència i la velocitat mitjana demostra que no existeix sempre una correspondència entre els vents més potents i els més persistents. Els vents més potents són els de component WNW i NW (18,5 km h⁻¹ i 18,3 km h⁻¹ de velocitat mitjana anual, respectivament); en segon lloc, prenen rellevància els de component E (NNE-SE), amb valors mitjans entre 11,6 i 12,5 km h⁻¹. Cal assenyalar que tant el llevant (E) com el gregal (NE), tot i la baixa persistència (0,9 i 0,2%, respectivament), tenen notables velocitats (12,6 i 16 km h⁻¹).

El mestral és el vent amb més potència, la qual s'accentua per l'escàs relleu del delta de l'Ebre. És un vent molt sec i temperat i pot assolir valors instantanis per sobre dels 100 km h⁻¹. Si bé pot bufar en qualsevol època, es concentra principalment entre finals de tardor i començaments de primavera, i presenta un marcat mínim estival. La tramuntana sol ésser un vent sec i força fred que es distribueix bàsicament durant els mesos hivernals. Els vents de component est, girats més o menys cap a gregal o cap a xaloc, s'anomenen genèricament llevants i, sovint, estan associats a temporals marins i a fortes pluges. Evidentment, els llevants gregalejats afecten més intensa-



ment l'hemidelta nord i els xaloquejats, l'hemidelta sud. Les diferències estacionals que existeixen entre els diferents tipus de llevants són prou notables. El xaloc actua sobretot durant els mesos estivals, moments en què assoleix les màximes velocitats anuals. Al contrari, el llevant i el gregal són vents que bufen especialment a la primavera i a la tardor.

Marees

En aquest sector del Mediterrani, el màxim interval de variació del nivell del mar atribuïble a les marees astronòmiques és de 0,20-0,25 m i, per aquest motiu, se'l defineix com un medi micromareal (Jiménez, 1996; Sánchez-Arcilla i Jiménez, 1994). La influència de les marees només es deixa sentir a la falca fluvial salina, en la circulació hidrològica a les llacunes litorals i a les maresmes de les costes internes de les badies (Jiménez et al., 1997). Les variacions del nivell del mar associades a fenòmens meteorològics (marees meteorològiques) solen tenir unes magnituds molt més grans, si bé mostren una periodicitat i una magnitud bastant complexes de pronosticar, atesa l'aleatorietat dels fenòmens meteorològics. A les costes de l'Ebre, s'han descrit diferents situacions susceptibles de provocar canvis del nivell del mar, com ara les seixes, ones marines de gran longitud que provoquen un ascens del nivell del mar d'uns 50 cm (Maldonado, 1977). Així i tot, les fluctuacions més freqüents estan associades als vents i als canvis de pressió atmosfèrica. S'hi han identificat tres tipus de vents amb capacitat de provocar temporals marins: el mestral, el llevant i el migjorn. Malgrat la gran potència, el mestral no exerceix una influència crucial, atès que bufa de terra vers a mar i únicament té efectes locals a les badies. El llevant i el gregal indueixen la formació d'ones de gran altura i d'alta capacitat energètica. A més, normalment s'originen a partir de profundes depressions baromètriques, situacions que amplifiquen l'ascens del nivell del mar. Les llevantades són els principals responsables de les marees meteorològiques més intenses. Els vents de component sud també poden provocar temporals, les garbinades, les quals afecten sobretot l'hemidelta sud a l'estiu. Una altra situació meteorològica bastant freqüent són les calmes de gener: descensos hivernals del nivell del mar induïts per la persistència d'algunes situacions anticiclòniques (Jiménez, 1996). Mesures fetes a Vandellòs (1983-1994) mostren que el percentatge anual de dies amb nivells de mar més alts que el valor mitjà és del 49% (Jiménez et al., 1997). La probabilitat d'ocurrència augmenta de gener a octubre, mes en què s'assoleix el màxim anual (Fig. 13). Aquest ascens es realitza de forma esglaonada i, a partir d'octubre, les probabilitats mensuals tornen a davallar.

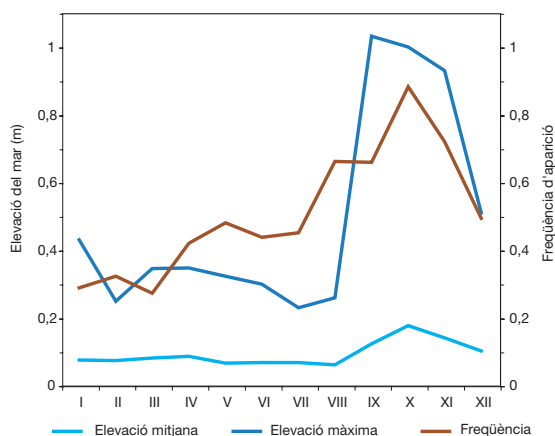


Figura 13. Distribució mensual de la probabilitat d'ocurrència i de les magnituds (mitjanes i màximes) de les marees meteorològiques registrades a Vandellòs (1983-94). A partir de Jiménez (1996).

Aquesta evolució es troba relacionada amb els patrons climàtics generals. La freqüent presència de potents anticiclons durant l'hivern i l'estiu afavoreix l'estabilitat climàtica i un baix nivell del mar (Jiménez et al., 1997). A més, les marees estivals mostren una altura mitjana i màxima bastant menys important que les hivernals. Durant la primavera i, sobretot, a la tardor és bastant freqüent el pas de borrasques enfront de la costa deltaica, les quals afavoreixen pujades del nivell del mar, a més de l'aparició dels llevants, que fan augmentar l'altura i la capacitat energètica de l'onatge (Jiménez, 1996).

Agraïments

Des de pràcticament qualsevol punt de vista que es consideri, el delta de l'Ebre és un dels espais naturals de Catalunya més profundament estudiats. Una gran quantitat d'organismes, tant universitaris com administratius, han invertit temps i diners en nombrosos projectes d'investigació, tesis i informes tècnics. Així i tot, la informació resta sovint massa dispersa i oblidada. La redacció d'aquesta abreujada introducció al medi físic del delta de l'Ebre no hauria estat possible sense l'ingent treball d'un gran nombre d'investigadors, amb alguns dels quals hem departit converses i passejades. A tots ells vull expressar el meu agraïment: Jordi Camp, Antoni Canicio, Elisenda Forès, Carles Ibàñez, José Antonio Jiménez, Agustín Sánchez-Arcilla,... Per altra banda, espero haver sabut expressar correctament l'essencial de llurs recerques.

Bibliografia

ACA (2002). *L'estudi dels sòls de l'àrea d'actuació de la zona del regadiu del delta de l'Ebre*. Informe tècnic. Agència Catalana de





- l'Aigua. Generalitat de Catalunya.
- BAYÓ, A. (1985). Les aigües. In: *Història Natural dels Països Catalans. Vol. 3. Recursos geològics i sòls*, pp. 17-56. Enciclopèdia Catalana, Barcelona.
- BAYÓ, A., E. CUSTODIO i C. LOASO (1997). Las aguas subterráneas en el Delta del Ebro. *Revista de Obras Públicas*, 3.368: 47-65.
- BAYÓ, A., C. LOASO, J.M. ARAGONÉS i E. CUSTODIO (1993). Marine intrusion and brackish water in coastal aquifers of southern Catalonia and Castelló (Spain): a brief survey of actual problems and circumstances. In: *Study and Modelling of Saltwater Intrusion in Aquifers*: 741-766. Proceedings 12th Saltwater Intrusion Meeting, CIHS, Nov. 1992. Barcelona.
- BOLÒS, O. de i J. VIGO (1984). *Flora dels Països Catalans. Vol. I*. Editorial Barcino. Barcelona.
- CAMP, J. (1994). *Aproximaciones a la dinàmica ecològica de una bahia estuàrica mediterrànea*. Tesi doctoral inèdita. Universitat de Barcelona.
- CAMP, J. i M. DELGADO (1987). Hidrografia de las bahías del delta del Ebro. *Investigación Pesquera*, 51(3): 351-369.
- CAMP, J., M. DELGADO, O. DELGADO, M. PÉREZ i M. VIDAL (1985). Algunes idees sobre el model de producció a les badies del delta de l'Ebre. *Treballs de la Societat Catalana de Biologia*, 37: 65-68.
- CANICIO, A. i C. IBÁÑEZ (1996a). Topography and bathymetry of the deltaic plain. In: *MedDelt Final Report, Ebre delta Plain Working Group*: 1-4. Departament d'Ecologia, Universitat de Barcelona.
- CANICIO, A. i C. IBÁÑEZ (1996b). Evaluation of water fluxes and sediment supply. In: *MedDelt Final Report, Ebre delta Plain Working Group*: 25-42. Departament d'Ecologia, Universitat de Barcelona.
- CANICIO, A. i C. IBÁÑEZ (1999). The Holocene evolution of the Ebre Delta, Catalonia, Spain. *Acta Geographica Sinica*, 54(5): 462-469.
- CASANOVA, D. (1998). *Quantifying the effects of land conditions on rice growth. A case study in the Ebro delta (Spain) using remote sensing*. Thesis Landbouwniversiteit Wageningen. Wageningen University.
- CEDEX i ITGE (1996). *Estudio geológico del delta del Ebro. Proyecto para la evaluación de la tasa de subsidencia actual*. Informe tècnic. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) y Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE).
- CHE (2003). Confederación Hidrográfica del Ebro. *Caudal en las Estaciones de Aforo. 27 Ebro en Tortosa*. URL: <http://oph.chebro.es/DOCUMENTACION/CaudalEA/CaudalEA.htm> (7 de juliol de 2003).
- COMÍN, F.A. i X. FERRER (1979). Les llacunes litorals. *Quaderns d'Ecologia Aplicada*, 4: 51-68.
- COMÍN, F.A. i E. FORÉS (1989). El cas dels arrosars. In: *Història Natural dels Països Catalans. Vol. 14 Sistemes naturals*, pp. 340-345. Enciclopèdia Catalana, Barcelona.
- COMÍN, F.A., M. MENÉNDEZ i E. FORÉS (1987). Salinidad y nutrientes en las lagunas costeras del delta del Ebro. *Limnética*, 3: 1-8.
- CURCÓ, A. (1993). Ecología y sintaxonomía de *Sarcocornia perennis* subsp. *alpini* en el delta del Ebro. *Anales del Jardín Botánico de Madrid*, 53(1): 299-301.
- CURCÓ, A., C. IBÁÑEZ, J.W. DAY i N. PRAT (2002). Net primary production and decomposition of salt marshes in the Ebre delta (Catalonia, Spain). *Estuaries*, 25(3): 309-324.
- CURCÓ, A., C. IBÁÑEZ, J.W. DAY i N. PRAT (en prep.). Net primary production and decomposition in two reed marshes in the Ebre delta (Catalonia, Spain).
- DÍAZ, J.L., C.H. NELSON, J.H. JR. BARBER i S. GIRÓ (1990). Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro shelf. *Marine Geology*, 95: 333-352.
- ESPAÑA, A., C. IBÁÑEZ, N. PRAT i A. RODRIGUES-CAPÍTULO (1992). Caracterització limnològica dels ullals de Baltasar. *Butlletí del Parc Natural del Delta de l'Ebre*, 7: 38-41.
- ESPAÑA, A., C. IBÁÑEZ, N. PRAT i A. RODRIGUES-CAPÍTULO (1993). *Els ullals de Baltasar*. Informe tècnic. Projecte de Gran Recerca. Caixa de Barcelona.
- FAURA, M. (1923). *Mapa Geològic. Full 43. Les Goles de l'Ebre*. Servei Geològic, Comunitat de Catalunya. Barcelona.
- FAURA, M., P. FALLOT i J.B. BATALLER (1923). *Mapa Geològic. Full 41. Tortosa*. Servei Geològic, Comunitat de Catalunya. Barcelona.
- FORÉS, E. i F.A. COMÍN (1987). Efecto de los tratamientos químicos agrícolas sobre algunas características limnológicas de los arrozales. *Limnética*, 3: 17-23.
- GORNITZ, V. (1995). Sea-level rise: a review of recent past and near-future trends. *Earth Surface Landforms*, 20: 7-20.
- GUILLÉN, J. i A. PALANQUES (1992). A historical perspective of the morphological evolution of the lower Ebro river. *Environmental Geology*, 30: 174-180.
- IBÁÑEZ, C. (2001). Impacto ambiental del PHN en el estuario del Ebro. La cuña salina. In: *El curso inferior del Ebro y su delta*: 75-110. Informe tècnic. Departament d'Ecologia. Universitat de Barcelona.
- IBÁÑEZ, C., A. CANICIO, J.W. DAY i A. CURCÓ (1997). Morphologic development, relative sea level rise and sustainable management of water and sediment in the Ebre delta, Spain. *Journal of Coastal Conservation*, 3: 191-202.
- IBÁÑEZ, C., N. PRAT i A. CANICIO (1996a). Changes in the hydrology and sediment transport produced by large dams on the lower Ebro river and its estuary. *Regulated Rivers*:

- Research and Management*, 12: 51-62.
- IBÁÑEZ, C., A. CANICIO, A. CURCÓ, J.W. JR. i N. PRAT (1996b). Evaluation of vertical accretion and subsidence rates. In: *MedDelt Final Report, Ebre delta Plain Working Group*: 43-65. Departament d'Ecologia, Universitat de Barcelona.
- IBÁÑEZ, C., A. RODRIGUES-CAPÍTULO i N. PRAT (1995). The combined impacts of river regulation and eutrophication on the dynamics of the salt wedge and the ecology of the lower Ebro river (North-East Spain). In: *The ecology basis for river management*: 105-114. John Wiley & Sons Ltd.
- JIMÉNEZ, J.A. (1996). *Evolució costera en el delta del Ebro. Un proceso a diferentes escalas de tiempo y espacio*. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya.
- JIMÉNEZ, J.A. i A. SÁNCHEZ-ARCILLA (1993). Medium-term coastal response at the Ebro delta. *Marine Geology*, 114: 105-118.
- JIMÉNEZ, J.A., A. SÁNCHEZ-ARCILLA, H.I. VALDEMORO, V. GRACIA i F. NIETO (1997). Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology*, 144: 59-79.
- JONKER, A. (1952). Analyse pollinique d'une tourbière dans le delta de l'Ebre. *Collectanea Botanica*, 3(2): 179-183.
- MALDONADO, A. (1977). Introducció geològica al delta del Ebro. *Treballs de l'Institut Catalana d'Història Natural*, 8: 7-45.
- MALDONADO, A. (1986). Dinàmica sedimentaria y evolució litoral reciente del delta del Ebro. In: *Sistema Integrado del Ebro. Estudio Interdisciplinar*: 33-60. Ed. Hermes. Madrid.
- MENÉNDEZ, M. (1990). *Ecología de los macrófitos enraizados sumergidos en la laguna de la Tancada (delta del Ebro, NE de España)*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.
- MENÉNDEZ, M., E. GIMÉNEZ, R. de CID i E. FORÉS (1995). Effects of decreasing water discharge as a consequence of a circumvalation canal construction on salinity, nutrients and macrophytes in a coastal lagoon. In: *Proceedings of the Second International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 95*: 442-464. Tarragona.
- MUÑOZ, I. i N. PRAT (1990). Flujos de carbono, nitrógeno y fósforo en la parte baja del río Ebro. *Scientia Gerundensis*, 16(1): 147-161.
- RIBA, O. i J. SERRA (1993). El delta de l'Ebre, una àrea geològica amenaçada. *Butlletí de l'Institut Catalana d'Història Natural*, 61: 117-133.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1987). Introducció. Nociones sobre Fitosociología, Biogeografía y Bioclimatología. In: *La vegetación de España*: 19-45. Colección Aula Abierta, 3. Universidad de Alcalá de Henares. Madrid.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1995). Clasificación bioclimática de la Tierra. *Folia Botanica Madriensis*, 16.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S., A. PENAS, M.A. LUENGO i S. RIVAS-SÁENZ (2003). *Worldwide Bioclimatic Classification System*. URL: <http://www.ucm.es/info/cif> (4 d'agost de 2003).
- RODRIGUES-CAPÍTULO, A., A. ESPAÑA, C. IBÁÑEZ i N. PRAT (1994). Limnology of natural wells in the Ebro Delta (NE Spain). *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 25: 1430-1433.
- RUÍZ, M.B. (1977). Anàlisi polínic de un perfil de la turbera de Aldea (Tarragona). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 75: 107-113.
- SÁNCHEZ-ARCILLA, A. i J.A. JIMÉNEZ (1994). Breaching in a wave-dominated barrier spit: the Trabucador bar (North-eastern spanish coast). *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 483-498.
- SERRA, J. (1997). El sistema sedimentario del delta del Ebro. *Revista de Obras Públicas*, 3308: 15-22.
- SERRA, J., G. RIERA, J. ARGULLOS i L. PARENTE-MAIA (1997). El transporte eólico en el delta del Ebro: evaluació y contribució al modelado litoral. *Boletín Geológico y Minero*, 108 (4-5): 477-485.
- SOMOZA, L., A. BARNOLAS, A. ARASA, A., MAESTRO, J.G. REES i F.J. FERNÁNDEZ-MOLINA (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117: 11-32.

