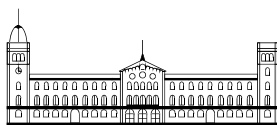




2007

**"SITUACIONS D'ANÒXIA EN ZONES ESTUÀRIQUES
SENSE FORÇAMENT MAREAL:
una aproximació als balanços producció/consum d'oxigen"**

Tesi doctoral
Xavier de Pedro Puente



TESI DOCTORAL

DEPARTAMENT D'ECOLOGIA –FACULTAT DE BIOLOGIA

UNIVERSITAT DE BARCELONA

Programa de Doctorat: Ecologia. Bienni: 1996-1998.

"SITUACIONS D'ANÒXIA EN ZONES ESTUÀRIQUES SENSE FORÇAMENT MAREAL: una aproximació als balanços producció/consum d'oxigen"

Memòria presentada per Xavier de Pedro Puente per optar al títol de doctor per la Universitat de Barcelona, sota la direcció del Dr. Javier Romero Martinengo i del Dr. Jordi Camp Sancho.

Dr. Javier Romero Martinengo
Departament d'Ecologia
Facultat de Biologia
Universitat de Barcelona

Dr. Jordi Camp Sancho
Institut de Ciències del Mar.
Centre Mediterrani d'Investigacions Marines i
Ambientals, CMIMA-CSIC.
Barcelona

Xavier de Pedro Puente
Barcelona, 25 de setembre de 2007



**Capítol 1. Hidrodinàmica de la badia dels
Alfacs**

Capítol 1 . Hidrodinàmica de la badia dels Alfacs

Introducció als moviments d'aigua en estuaris

El moviment de l'aigua és un aspecte crucial per als sistemes de barreja o de frontera entre aigua continental i aigua marina com són els estuaris. Tot i que el coneixement detallat de la hidrodinàmica d'un estuari és tasca molt complexa (Proudman 1953, Pond i Pickard 1978, Officer 1983, Cushman-Roisin 1994), podem dividir el moviment de l'aigua en moviment net (transport advection) i en intercanvi turbulent sense desplaçament net de la massa d'aigua (difusió turbulenta o barreja). Aquesta divisió ens permetrà abordar de manera més senzilla els termes més rellevants de la hidrodinàmica de la badia dels Alfacs pel que respecta als balanços d'oxigen de la columna d'aigua, i entendre així de quina manera influeix la hidrodinàmica de la badia dels Alfacs en la generació, manteniment o finalització de les hipòxies que en ella han aparegut algunes vegades.

Així doncs, l'objectiu d'aquest capítol és fer un breu resum del que se sap d'hidrodinàmica estuariana, presentar les característiques generals del lloc d'estudi i, molt especialment, el seu hidrodinamisme, intentant una aproximació quantitativa als principals fluxos d'aigua, avaluant el grau d'influència de cadascuna de les forces que hipotèticament poden afectar a aquest moviment. Aquesta quantificació dels fluxos d'aigua permetrà en capítols posteriors analitzar els seus efectes sobre els balanços d'oxigen dissolt de la columna d'aigua.

Processos que condicionen la hidrodinàmica

Podem dir que en general existeixen tres causes fonamentals que generen els moviments de masses d'aigua en un sistema estuarià: la marea, el vent i les ones que genera, i les diferències de densitat (Hearn 1995 i Friedrichs 2002a).

Els corrents mareals són produïts per l'oscil·lació de l'alçada de la columna d'aigua tant a causa de l'atracció dels astres (marea astronòmica) com a causa de la pressió atmosfèrica (marea baromètrica). Els corrents produïts pel vent són generats per aquest en bufar constant sobre la superfície de l'aigua durant suficient temps. Les ones produïdes pel vent juguen un rol important en estuaris amplis i afecten la hidrodinàmica. Els corrents produïts per diferències de densitat, altrament anomenats corrents gravitacionals o baroclínics, són creats per diferències de pressió a causa dels gradients de densitat que generen fluxos mitjans en la direcció horitzontal. Solen estar lligats a entrades d'aigua dolça continental que generen gradients horitzontals de densitat i a evaporació diferencial.

Des del punt de vista hidrodinàmic, la resultant d'aquests processos (o el seu comportament al llarg del temps) permetrà caracteritzar l'estuari, malgrat existeixen moltes altres maneres de classificar els estuaris (Pritchard 1952, Hansen i Rattray 1966, Elliott 1976 , Dalrymple *et al.* 1992, Dyer 1997).

Segons la classificació a partir del seu grau d'estratificació vertical, els casos extrems d'estuari que existeixen són l'estuari completament barrejat i l'estuari amb falca salina o estratificat, amb tota la gama de variants i casos intermedis d'estuaris barrejats parcialment (Pritchard 1955, Cameron i Pritchard 1965).

Un cas especial és el dels fiords, pel seu singular funcionament basat en una estructura de tres capes, generalment, en els molts centenars de metres de fondària que poden arribar a tenir. Presenten una capa superior que rep els aportos d'aigua dolça superficials, una capa intermèdia on l'aigua salada de mar obert té influència de la capa menys salada superficial, i una capa inferior d'aigua totalment salada que pot romandre confinada sense intercanvi amb cap de les capes superiors ni amb mar obert durant anys (Figura 1.1). Aquesta tercera capa confinada es renova quan la massa d'aigua salada de mar obert aconsegueix sobrepassar el petit monticle o ressalt vertical que existeix a l'entrada del fiord i lliscar per gravetat sobre el sediment fins barrejar-se amb l'aigua de la tercera capa. La bicapa superior del fiord funciona com un estuari parcialment barrejat dels descrits anteriorment, i el conjunt de la capa intermèdia i la inferior equivaldrien a un estuari amb falca salina.

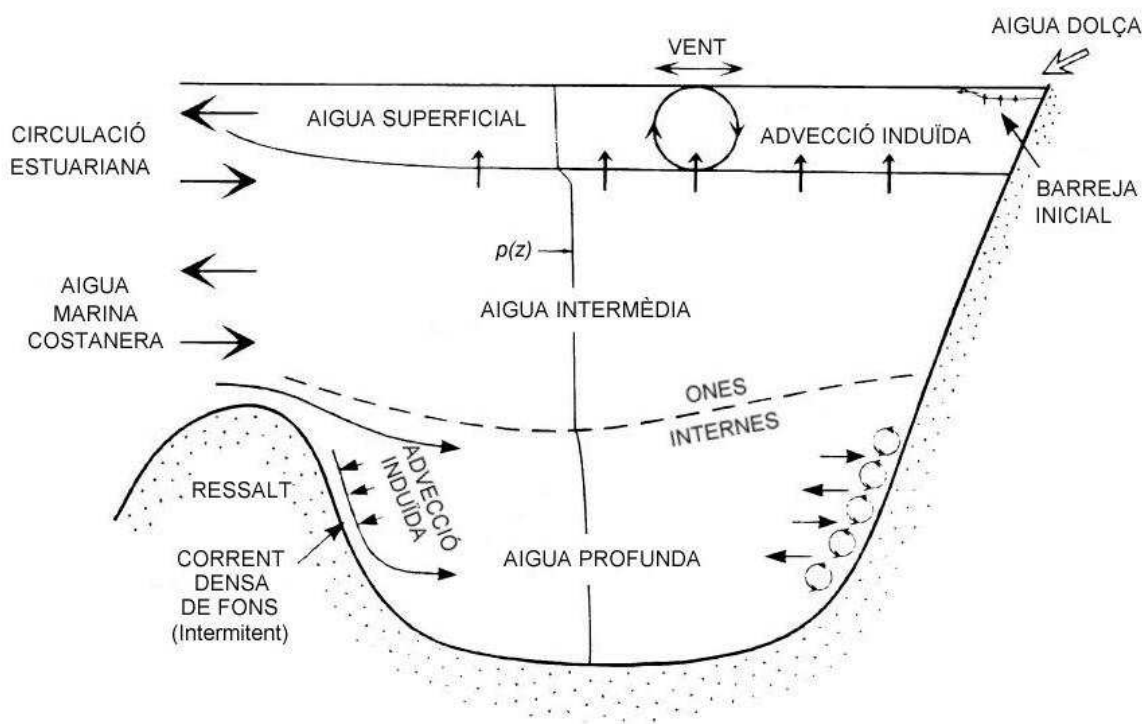


Figura 1.1 Esquema d'un fiord (modificat a partir de Stigebrandt 2001).

La importància de l'estratificació és clau en el context que ens ocupa atès que limita la renovació de la massa d'aigua del fons així com l'intercanvi d'oxigen amb la massa superficial en contacte amb l'atmosfera.

Un resum sintètic d'aquests patrons de circulació estuarina es pot trobar en la Taula 1.1.

Taula 1.1 Resum de circulació estuariana per als diferents tipus d'estuaris¹ (segons classificació de Pritchard 1955, Cameron i Pritchard 1965; modificat a partir de Friedrichs 2002b).

	Falca Salina	Parcialment barrejat	Totalment barrejat
Barreja vertical	Mínima	←-----→	Màxima
<i>Aigua dolça</i>	Majoria	Moderada	Mínima
<i>i/o marees</i>	Febles	Moderades	Fortes
<i>i/o canals</i>	Màxima fondària	Moderada	Mínima
Intercanvi vertical			
<i>Picnoclina</i>	Si, aguda	Si, dispersa	No
<i>Intercanvi vertical d'O₂</i>	Mínim	Petit	Abundant
<i>En tots tres casos: més aigua dolça causa enfortiment de la picnoclina i reducció de l'intercanvi vertical d'O₂</i>			
Intercanvi horitzontal			
<i>Flux de fons</i>	Feble cap a terra	Fort cap a terra	Feble cap a mar (generalment)
<i>Advecció horitzontal d'O₂</i>	Molt poca	Important	Mínima (domina intercanvi vertical)
<i>Més aigua dolça causa:</i>			
<i>-sobre el gradient horitzontal de densitat</i>	Disminució del gradient		Augment del gradient
<i>- sobre el flux de fons cap a terra</i>	Disminució		Augment
<i>- advecció horitzontal d'O₂</i>	Disminució		Augment
<i>Hipòxia</i>	Les condicions més propenses (essent tot el demés igual)	Possible	Absent

¹ Els Fiords són un cas especial d'estuari (veure text).

La importància de l'oscil·lació mareal

D'entre les causes que determinen els patrons de circulació estuària arreu del món, en general, cal destacar les marees d'entre totes les altres. De fet, la paraula "estuària" ve del llatí *aestus*, marea, pel que la importància de les marees en els estuaris era reconeguda des de ben antic.

Encara que l'efecte de la marea sobre l'estuari depèn de la relació entre el volum d'aigua intercanviat amb la marea i el volum total de l'estuari considerat, s'acostuma a parlar de zones macromareals quan l'amplitud de les marees és superior a quatre metres, de mesomareals quan es troba entre dos i quatre metres, i micromareals per sota de dos (Davies 1964)². Generalment, es considera que a estuaris de zones meso i macromareals el moviment de l'aigua és dominat per les marees, mentre que a les micromareals ho és sobre tot per les onades.

L'estudi de la hidrodinàmica dels estuaris micromareals, de fet, té molt d'interès ja que en reduir-se l'efecte de la marea astronòmica com a causa principal de moviment de l'aigua, altres factors que restaven inicialment en segon terme hi passen a jugar un paper fonamental. Les marees baromètriques en aquests casos, per exemple, introdueixen canvis en l'alçada de la columna d'aigua amb els pas dels fronts atmosfèrics que poden afectar significativament els fluxos d'intercanvi d'aigua entre l'estuari i mar obert. Es pot considerar que un augment d'un milibar (mbar) de pressió atmosfèrica significa una disminució de l'alçada de la columna d'aigua en un centímetre, amb el conseqüent desplaçament de masses d'aigua.

L'efecte del vent

El vent influeix a dos nivells fonamentalment: 1) genera ones que provoquen turbulència i, per tant, barreja vertical, i 2) causa un cert esforç sobre la superfície de l'aigua que genera corrents.

En actuar sobre zones amb una certa profunditat, el vent pot produir un corrent net de l'aigua de mar, si té prou distància de recorregut sobre la superfície i les característiques batimètriques i el perfil de densitat del cos d'aigua ho permeten. Es pot considerar com a primera aproximació (a manca d'estimes més precises) que es produirà un corrent marí equivalent al 3% de la velocitat del vent que bufi unes quantes hores seguides (com a mínim, més de l'invers del paràmetre de Coriolis f), i serà desviat de l'ordre de 15° cap a la dreta a l'hemisferi Nord (Gill 1982). Com a referència, val a dir que vents per exemple de 3 m s⁻¹ que bufessin durant més de tres hores seguides a mar obert en latituds temperades podrien provocar uns corrents marins de l'ordre de 9 cm s⁻¹, 15° cap a la dreta de la direcció del vent. En estuaris, amb major efecte de la fricció amb les vores i el fons, el corrent resultant seria inferior.

² Posteriorment, Hayes (1979) va modificar aquesta classificació de cara definir millor els mesomareals, però canviant també el líndar dels micromareals, de la següent forma: micromareal, < 1 m.; mesomareal baix, 1-2 m.; mesomareal alt, 2-3.5 m.; macromareal baix, 3.5-5 m.; macromareal, > 5 m. De totes formes, a molts textos científics hem continuat trobat la classificació inicial per Davies (1964), raó per la qual és aquesta la que hem emprat aquí.

Els aports d'aigua dolça

Les entrades d'aigua dolça provoquen circulació i barreja per gradient horitzontal de pressió creat per la diferència de densitat entre l'aigua dolça que entra i l'aigua salada existent (Officer 1983). Com l'aigua menys densa flueix per sobre l'aigua més densa cap a mar obert, la turbulència a l'aigua de la interfase causa que les dues capes es barregin parcialment i per tant que es redueixi la diferència de densitat entre ambdues (Rattray i Hansen 1962 , Hansen i Rattray 1965, més simplificat a Officer 1976).

Objectius del capítol

Vista la introducció general a l'hidrocinamisme en estuaris i badies estuarianes d'arreu del món, els objectius del present capítol són:

- presentar l'àrea d'estudi d'aquesta tesi doctoral,
- mostrar les seves característiques en quant al moviment de l'aigua es refereix, quantificant l'ordre de magnitud dels fluxos d'aigua a la badia a causa de les diferents forces implicades. Aquesta quantificació servirà posteriorment per analitzar el grau d'implicació dels fluxos d'aigua per regular la concentració d'oxigen dissolt a l'aigua de la badia.
- aclarir el paper del vent regulant les velocitats instantànies del corrent d'entrada d'aigua a la badia i el flux net diari, així com barrejant la columna d'aigua, per aclarir dubtes sobre la magnitud de l'efecte del vent per modificar el registre de velocitats mesurat pel correntímetre en un sistema somer com la badia dels Alfacs.

Descripció de l'àrea d'estudi

Característiques generals

La Badia dels Alfacs està situada al costat sud del Delta de l'Ebre, a la costa nord-est de la Península Ibèrica, banyada per les aigües del Mediterrani Occidental. Té una extensió de 50 km² (Figura 1.2a) amb una longitud d'uns 13 km d'Oest a Est, i uns 4 km de Nord a Sud. L'estructura batimètrica de la badia dels Alfacs (Figura 1.2a, Figura 1.3) mostra que existeix, tot vorejant la badia, una plataforma de fondària mitja de 0.64 metres, de pendent una mica més pronunciat al costat nord que al costat sud. Al mig, la badia arriba a 6.5 m de fondària màxima, essent la fondària mitja d'aquesta zona (a partir d'ara, anomenada "cubeta") de 4.17m (Taula 1.2), i quedant separada de mar obert per un "ressalt" de prop de 5.5m de fondària (Figura 1.5a). El nom "Alfac" prové del s. XVI; de l'àrab "*al-fakk*" ('mandíbula, gola'), que vol dir "banc de terra o de sorra que es forma al litoral a la desembocadura d'un riu" (Diccionari de l'Enciclopèdia de la Llengua Catalana), fent referència a la barra de sorra (Barra del Trabucador) que protegeix la badia de mar obert des de l'Est fins el Sud, on hi ha la península de la Banya (Figura 1.2b).

De fet, un "estuari" es pot definir típicament com un cos d'aigua en que l'aigua del riu es barreja amb i dilueix mesurablement l'aigua de mar (Ketchum 1983). Essent una mica estrictes amb els termes caldria aclarir, doncs, que l'estuari pròpiament dit del Delta de l'Ebre és el que segueix el curs fluvial principal del riu. Ara bé, com que la badia dels Alfacs rep aports d'aigua dolça dels canals dels arrossars per superfície i aports d'aigua salada directament de mar obert pel fons, doncs també presenta un funcionament estuarià. Podem parlar de funcionament d'estuari positiu (Pritchard 1952), ja que els aports d'aigua dolça són en general superiors a les pèrdues per evaporació, i això alhora condiciona un funcionament de "circulació clàssica" o de tipus 1, segons la classificació de 6 modes de circulació d'estuaris d'Elliot (Elliot 1976): l'aigua marina entra per la capa de fons i l'aigua

estuariana, barrejada amb l'aigua dolça continental, surt per la capa superficial de nou cap a mar obert.

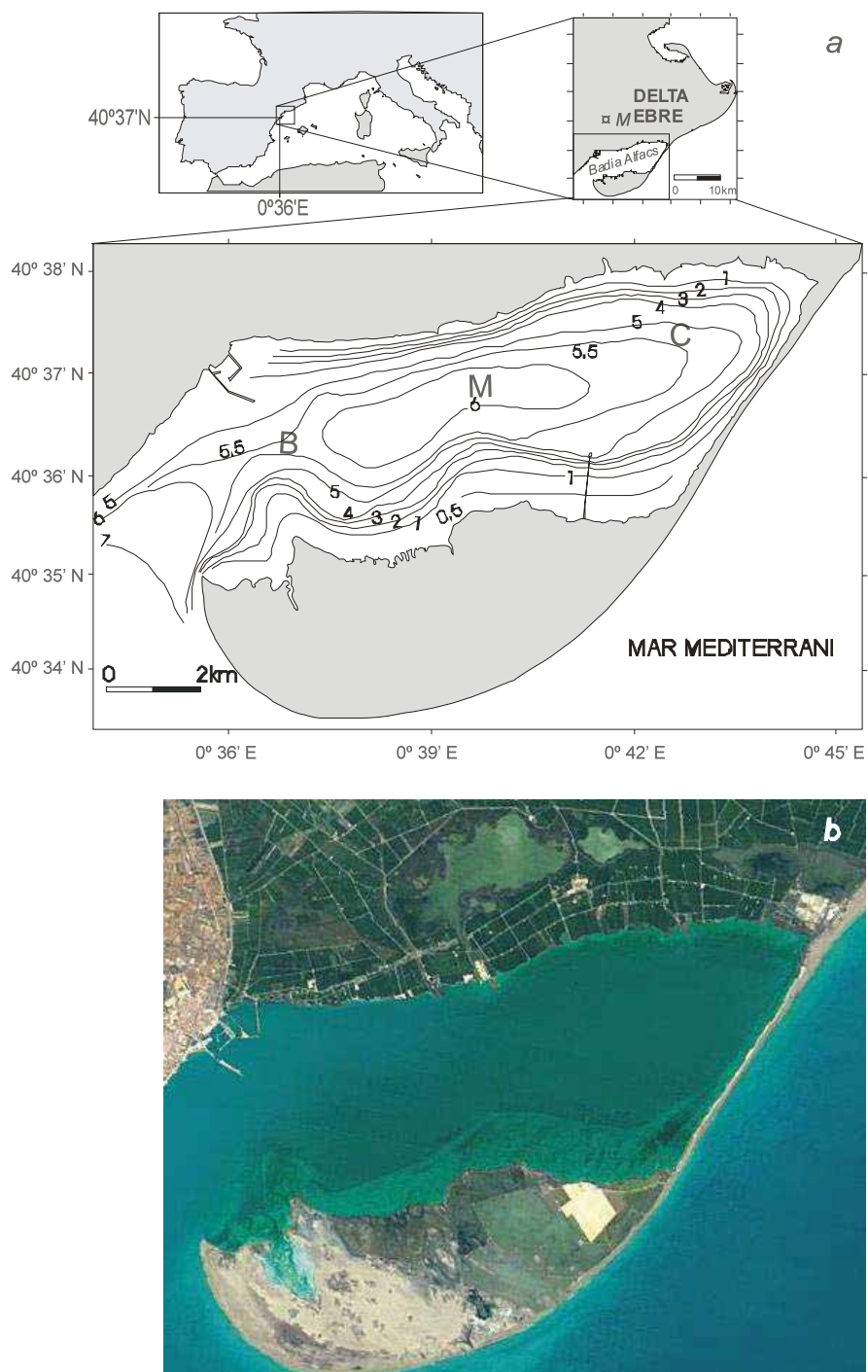
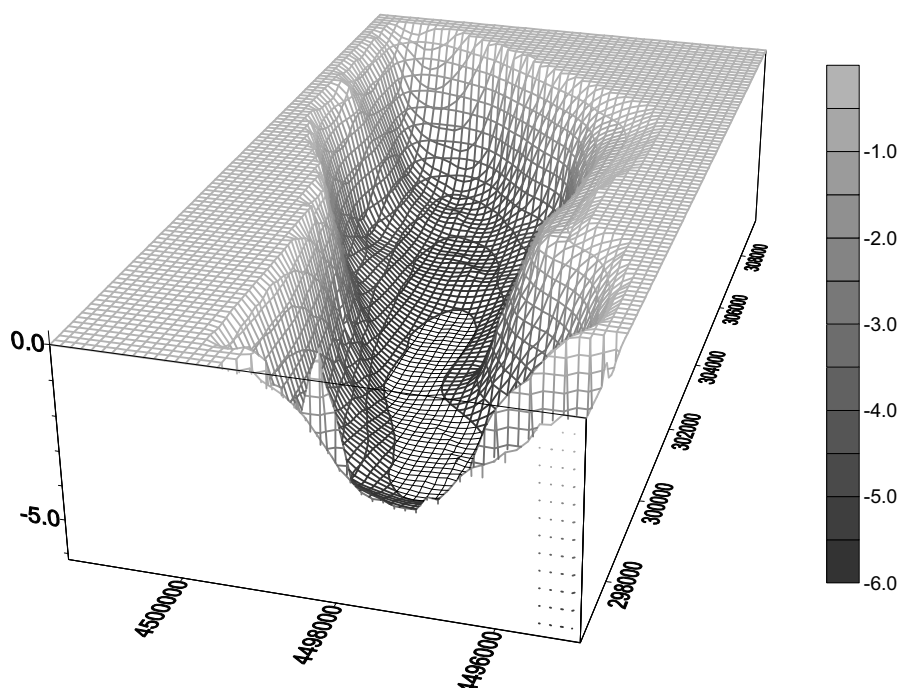


Figura 1.2 Badia dels Alfacs (Delta de l'Ebre): (a) localització geogràfica del lloc d'estudi amb detall del mapa batimètric, i de les estacions de mostreig "Boca", B, "Mig", M i "Cua", C; (b) imatge de satèl·lit on es poden apreciar les llacunes costaneres de l'Encanyissada (esquerra) i la Tancada (dreta), envoltades de camps d'arròs (parcel·les poligonals) i l'entramat de canals de rec i desguàs de la plana deltaica que vessen a la badia. L'anomenat de vegades "punt central" correspon a l'estació "Mig", M.

Taula 1.2 Característiques morfològiques de la Badia dels Alfacs.

Variables	Lloc	Valor
	Total	49
Superfícies (km ²)	Plataformes	18
	Nord	6
	Sud i Est	12
	Cubeta Central	31
Volums d'aigua (m ³)	Total Badia	153 x 10 ⁶
	Entrades d'aigua dolça anuals	275 x 10 ⁶
Fondàries (m)	Mitjana de la Badia	3.13
	Màxima de la Badia	6.5
	Mitjana plataformes	0.64
	Mitjana de la cubeta central	4.17

**Figura 1.3 Batimetria dels Alfacs en 3 dimensions.*****Oscil·lació mareal***

El Mediterrani Occidental no presenta marees significatives en general i les seves amplituds mareals diàries solen ser inferiors als 30 cm (Margalef 1985). Al delta de l'Ebre l'amplitud mareal diària ronda els 20 cm (Guillén 1992) i el prisma mareal (el volum d'aigua entrat i sortit de la badia per efecte de la marea respecte el volum total de la badia) és de l'ordre del 4 %. Per aquesta raó, es descarta la marea com a principal força generadora d'advecció (Camp 1994). Aquesta manca d'importància relativa de l'advecció mareal condicionarà el funcionament hidrodinàmic de la badia, deixant-lo més sensible, *a priori*, als altres factors com els aports d'aigua dolça i el vent. Per aquesta raó, parlem de

badia estuària micromareal o, de manera menys tècnica, com a una badia sense forçament mareal apreciable.

L'aigua dels canals

La plana deltaica està coberta majoritàriament per arrossars. El seu període de cultiu marca profundament la dinàmica de circulació d'aigua de les badies adjacents. Aquest període dura com a mitjana 180 dies entre abril - maig i setembre – octubre de cada any. La part nord de la badia dels Alfacs, doncs, rep entrades d'aigua dolça de l'ordre de $220 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ (Camp 1994) provenint dels camps de cultiu. Aquestes entrades d'aigua dolça venen canalitzades per nombrosos desguassos dels arrossars i de les llacunes costaneres. Més recentment, s'ha afegit el desguàs de la depuradora d'aigües residuals de Sant Carles de la Ràpita, etc. (Figura 1.4). A partir de la configuració de la xarxa canals de rec i de desguàs existents (que no ha canviat notablement des de l'estudi de Hydrotechnic-Corporation 1966) se sap que aproximadament el 70% de l'aigua dolça que rep la Badia dels Alfacs de la plana deltaica arriba a través de tres canals: el canal de la Sèquia del Ala, el del Desguàs General (o de Campredó, segons la nomenclatura de la comunitat de regants), i el de comunicació amb la llacuna costanera de l'Encanyissada.

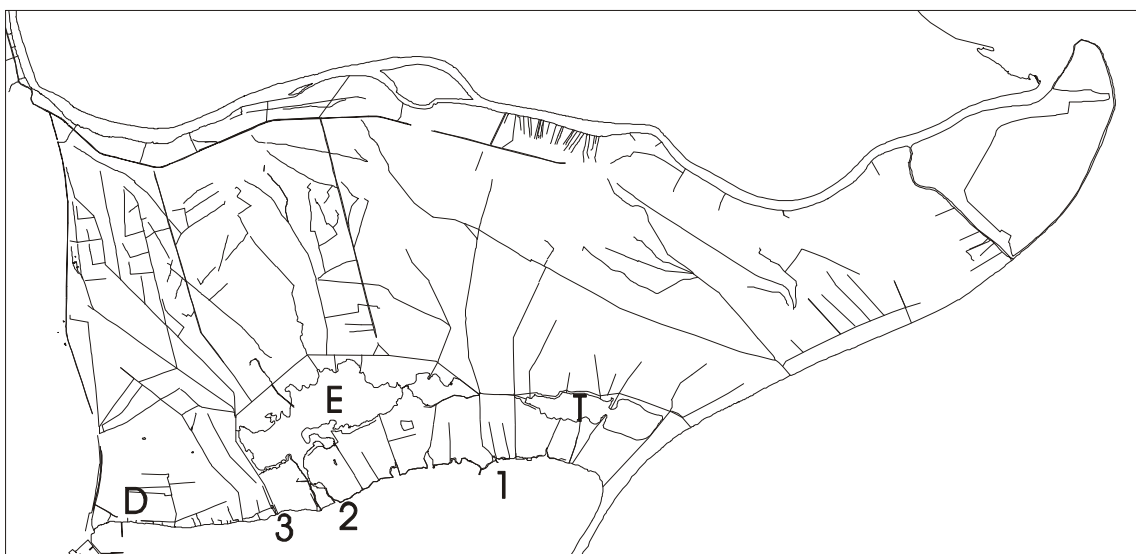


Figura 1.4 Principals canals d'entrada d'aigua dolça. (1. Canal de la Sèquia de l'Ala; 2. Canal de l'Encanyissada; 3. Canal del Desguàs General o de Campredó; E. Encanyissada; T. Tancada; D. Depuradora de Sant Carles de la Ràpita.

Els arrossars desguassen l'aigua amb que se'ls ha regat per gravetat sempre que la diferència de nivell ho permeti, anant a parar en últim terme al mar. Ara bé, en condicions de baixes pressions en que l'alçada del mar és important i pot dificultar o fins i tot invertir el flux de sortida d'aigua al mar a través dels canals de desguàs, es fan servir estacions de bombeig per a fer circular l'aigua de terra cap al mar. Cal considerar també que els treballs preparatoris del cultiu, en els que els canals de desguàs s'han de mantenir a nivell baix, i si s'acumula aigua de pluja o del freàtic que sigui interceptada pels canals, aquesta ha de ser bombada fora del canal. Totes aquestes raons fan que

els canals aboquin aigua generalment per gravetat de terra cap al mar durant el període de cultiu de l'arròs i que durant el període en què es mantinguin tancats aquests canals, l'única aigua dolça que pugui entrar a la badia sigui la precipitació neta directa, les possibles entrades freàtiques directes d'aigua dolça o l'aigua bombada fora dels canals per mantenir-los secs, que eventualment ha arribat per pluja en la conca receptora o per intercepció de l'aigua freàtica en la xarxa de canals del delta.

Així doncs podem considerar que d'Abril fins a Setembre els canals de rec dels arrossars es troben oberts, i de la mateixa manera es troben els canals de desguàs que vessen el seu contingut d'aigua dolça al mar. De tots aquests, cal destacar que només dos canals amb estació de bombeig vessen les seves aigües directament a la badia dels Alfacs: el canal de la Sèquia de l'Ala i el canal del Desguàs General (canal de Campredó), limitant per l'Est i per l'Oest respectivament la llacuna de l'Encanyissada (Figura 1.4). Molta de l'aigua amb que es reguen els arrossars es desguassa cap a la llacuna de l'Encanyissada, raó per la qual el canal de sortida de l'Encanyissada és un altre font d'aigua dolça per a la badia.

En terme mig es poden assignar uns fluxos d'aigua dolça teòrics cap a la badia per cadascuna de les dues situacions tipus, és a dir, *canals tancats* i *canals oberts* (Taula 1.3). En general, s'aboca per la zona nord de la badia una quantitat que equivaldria a de l'ordre de $1.16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ per cadascun dels tres terços de la ribera nord de la badia (els quals anomenarem a partir d'ara pel nom del canal més important que tenen a dins), en l'època de *canals tancats* (Camp 1994), i en l'època de *canals oberts*, per la zona dels canals de la Sèquia de l'Ala i el del Desguàs General s'aboquen $4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, mentre que per la zona de l'Encanyissada s'hi aboca $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Canicio i Ibáñez 1996). L'única estima sobre entrada d'aigua freàtica xifra el seu ordre de magnitud en $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a través de tota la vora nord de la badia (Camp i Delgado 1987), malgrat la seva quantificació amb exactitud resta pendent com a treball per al futur atesa la seva potencial importància com a font d'aigua dolça, especialment en l'època en que els canals de desguàs es troben tancats. A més, els valors previs d'aigua entrada pels canals ja tenen en consideració l'aigua freàtica que arribi a superfície, i que es veu interceptada i recollida per la xarxa de canals de rec i desguàs dels arrossars.

Taula 1.3 Fluxos d'aigua estimats per a cada zona, en canals oberts i canals tancats, en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$. C. Ala: Canal de la Sèquia de l'Ala. C. Enc: Canal de l'Encanyissada. C. Dgl: Canal del Desguàs General o Campredó. C.Dep.: Canal de la Depuradora de Sant Carles de la Ràpita. Dades de fluxos dels arrossars amb *canals oberts*: Canicio i Ibáñez (1996); i amb *canals tancats*: Camp (1994). Cal remarcar que no són sempre fluxes reals a través d'aquests canals, que de vegades són fins i tot secs, sinó entrades per cada terç arbitrari de ribera nord de la badia, a la qual s'ha anomenat amb el nom del canal més important que hi té a dins.

Període	<u>Zona 1</u>	<u>Zona 2</u>	<u>Zona 3</u>
	C. Ala	C. Enc.	C. Dgl.
Canals oberts (maig-novembre)	4	2	4
Canals tancats (desembre-abril)	1.16	1.16	1.16

Metodologia

Model de caixes

Per estimar l'ordre de magnitud dels fluxos d'aigua causats per diferències de salinitat, s'ha emprat el model de caixes en estat estacionari, que és l'aproximació més estesa en treballs similars (Munekage i Kimura 1985, Suzuki i Matsukawa 1987, Matsukawa i Sasaki 1990, Babenerd 1991, Fransz *et al.* 1991, Kimmerer *et al.* 1993, Kester *et al.* 1996, Norro i Frankignoulle 1996, Flindt i Kamp-Nielsen 1997, Katsuyuki i Satoru 1997, Justic *et al.* 1997, Hagy *et al.* 2000).

Es van considerar dues fondàries i tres punts al llarg de l'eix longitudinal Oest-Est, és a dir, sis compartiments en total, homogenis lateralment (Figura 1.2a, Figura 1.5a). Cada un dels compartiments superficials rep aigua dolça d'un dels tres canals principals i s'intercanvia aigua amb el mar obert (amb dos compartiments addicionals, exteriors a la badia) segons un funcionament d'estuari positiu. Hem anomenat les parts *exterior*, *boca*, *mig*, *cua*, segons l'eix Oest-Est, i *Sup* (de superficial) i *Fons*, segons la fondària i separades per la picnoclina, amb el que la nomenclatura emprada al llarg de la tesi pels compartiments queda com: *exteriorFons* (*exF*), *bocaFons* (*boF*), *migFons* (*miF*), *cuaFons* (*cuF*), *cuaSup* (*cuS*), *migSup* (*miS*), *bocaSup* (*boS*) i *exteriorSup* (*exS*), seguint el flux teòric de l'aigua marina en el seu recorregut principal al llarg de la badia.

Per que l'aplicació del model de caixes emprat doni resultats vàlids és necessari que el sistema es trobi en estat estacionari. Diem que la badia (o en general, una massa d'aigua parcialment confinada qualsevol) es troba en estat estacionari si es mantenen constants, pel període de temps considerat, el seu volum d'aigua i la seva massa de sal. Aquestes condicions, de fet, només es compleixen en comptades ocasions, com es veurà a partir dels resultats mostrats en capítols posteriors, atès que la salinitat mitjana de la badia i les dels compartiments *Boca*, *Mig* i *Cua* varien significativament mes a mes, i que hi ha canvis importants en la pressió atmosfèrica com per a què les diferències de pressió al llarg del pas d'un front atmosfèric duguin a canvis temporals de volum d'aigua significatius. Els valors obtinguts serveixen només per acotar l'ordre de magnitud dels fluxos i mentre duren aquestes condicions esmentades, amb el que aquest mètode de model de caixes en estat estacionari resulta limitat per a l'estudi que aquí es porta a terme.

Entre els compartiments definits s'estableixen una sèrie de fluxos, que es divideixen en fluxos advectius i fluxos d'intercanvi, traducció literal dels termes anglesos emprats habitualment (Officer 1980). Els fluxos advectius són aquells que comporten transport net d'aigua entre dos compartiments, sigui horitzontal (el més freqüent) o vertical (menys freqüent o de menor magnitud en estuaris, generalment, per la presència de picnoclina). Els fluxos d'intercanvi, que

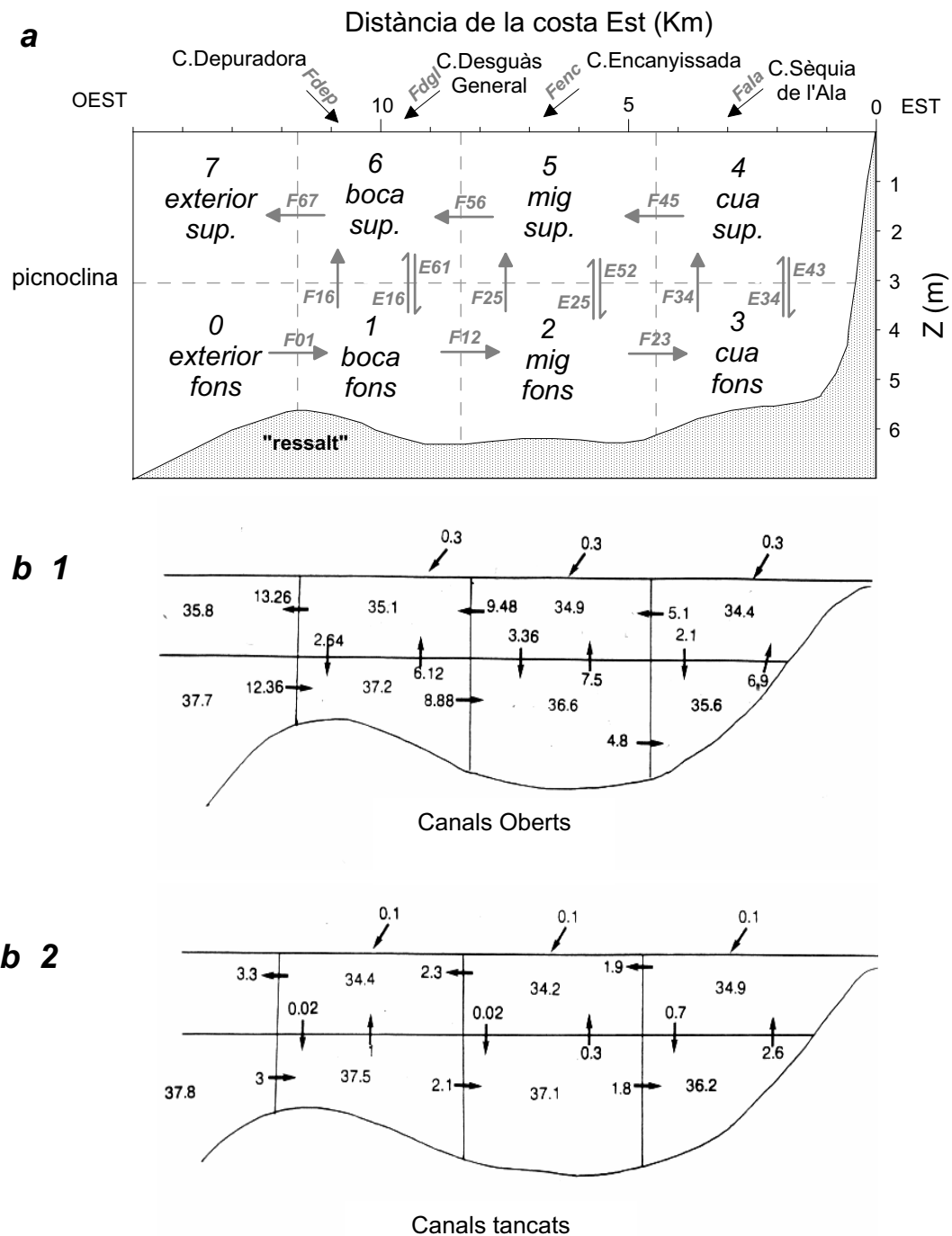


Figura 1.5 Model de caixes aplicat a la Badia dels Alfacs: (a) compartiments en que es divideix la badia, i noms dels fluxos entre compartiments, segons model de caixes de Officer (1980), i (b) fluxos mitjans durant (b1) *canals oberts* (maig-novembre) i (b2) *canals tancats* (desembre - abril). S'assumeix estat estacionari i salinitat i fluxos d'aigua dolça mitjans de cada període de càlcul de fluxos advectionals i d'intercanvi (de Camp, 1994). Unitats: fluxos d'aigua, $\times 10^6 \text{ m}^3 \text{ dia}^{-1}$ (fletxes) i salinitat, en psu (valor enmig dels compartiments).

també anomenem aquí com a “no-advectius”, són termes de difusió turbulenta entre les masses d'aigua en contacte, que no comporten un moviment net d'aigua, però sí un transport d'aquells soluts pels que les concentracions als compartiments en contacte siguin diferents. Aquests fluxos d'intercanvi es donen fonamentalment en direcció vertical i per tant són aquests els únics considerats generalment en els models de caixes, malgrat ja comencin a aparèixer a la literatura treballs que incorporen en els seus models de caixes també el component horitzontal d'aquest flux d'intercanvi (Hagy *et al.* 2000).

Els compartiments estan numerats de 0 a 7, seguint el flux advectiu idealitzat de l'aigua marina. El número 0 correspon al compartiment *exterior fons*, l'1 a *boca fons*, el 2 a *mig fons*, 3 *cua fons*, 4 *cua superficial*, 5 *mig superficial*, 6 *boca superficial* i 7 *exterior superficial*. Els números 8 9 i 10 corresponen als canals de desguàs de la Sèquia de l'Ala (*S.Ala*), de l'Encanyissada (*Enc*) i del Desguàs General (*Dgl*), respectivament (Figura 1.5a).

Els fluxos advectius estan representats per la lletra **F** amb els subíndexos que corresponen al compartiment d'origen del flux i al compartiment destí del flux, en aquest ordre. Els fluxos d'intercanvi (“no advectius”) estan representats per una **E** seguida també dels números dels dos compartiments entre els que s'intercanvia l'aigua. Així, per exemple, el flux d'entrada d'aigua marina a la Badia per *Boca fons* és el *F01*, és a dir, entre *Exterior fons* (0) i *Boca fons* (1), i el flux d'intercanvi entre *Mig fons* (2) i *Mig sup* (5) és representat per *E25* i *E52* (amb el valor absolut equivalent però el primer de pujada, i el segon, de baixada). Els fluxos dels canals s'han anomenat indistintament *F84* ó *Fala* per al canal de la Sèquia de l'Ala, *F95* ó *Fenc* per a la sortida de l'Encanyissada, i *F10_6* ó *Fdgl* per al canal del Desguàs General.

Les equacions per resoldre els fluxos per cada parell vertical de compartiments són 7, inicialment (Officer 1980). Explicarem per exemple les equacions en qüestió per a la parella de compartiments *mig fons* (2) i *mig sup* (5) (veure Figura 1.5)

Les primeres 2 equacions són conseqüència de la conservació de la sal (S) pel costat Est i Oest del parell de compartiments en consideració.

$$F_{45} S_4 = F_{23} S_2 \quad <1.1>$$

És a dir, la quantitat de sal que entra a *mig sup* per l'Est és igual a la quantitat de sal que surt de *mig fons* pel mateix costat Est.

$$F_{56} S_5 = F_{12} S_1 \quad <1.2>$$

El mateix que abans però ara pel costat Oest: la sal que surt a través de la piconclina cap al compartiment superficial equival a la que entra per l'oest al compartiment fons, a l'estació *mig*.

Les 3 següents són conseqüència de la conservació del volum d'aigua, essent *R* el volum d'aigua que entra pel costat Oest del parell de compartiments, que ha de ser igual al que surt pel costat Est del mateix parell:

$$F_{23} - F_{45} = R \quad <1.3>$$

$$F_{12} + F_{enc} - F_{56} = R \quad <1.4>$$

I la següent d'aquest subconjunt d'equacions fa referència al conjunt de volums d'aigua del compartiment superficial del parell:

$$F_{45} - F_{25} - F_{enc} = F_{56} \quad <1.5>$$

Les últimes dues integren les quantitats de sal entrades i sortides pel compartiment superficial a través de tots els costats possibles (Est, Oest i Verticalment en fondària).

$$F_{45} S_4 + S_2 (F_{25} + E_{25}) = S_5 (F_{56} + E_{52}) \quad <1.6>$$

sabent que

$$E_{25} = -E_{52} \quad <1.7>$$

Per aquest compartiment doble (per exemple, Boca superficial i Boca fons) tenim un sistema de 8 incògnites i 7 equacions. Formulant un sistema d'equacions de forma similar per cada un dels altres dos compartiments dobles (més senzill a Cua per ser compartiment extrem de la badia), obtenim un sistema d'equacions del que hem seleccionat les següents 12 (d'eq. <1.8> a eq. <1.19>):

$$F_{45} = \frac{F_{ala} S_2}{S_2 - S_4} \quad <1.8>$$

$$F_{23} = \frac{F_{45} S_4}{S_2} \quad <1.9>$$

$$F_{34} = F_{23} \quad <1.10>$$

$$E_{34} = \frac{F_{45} S_4 - F_{34} S_3}{S_3 - S_4} \quad <1.11>$$

$$F_{12} = \frac{(-F_{45} + F_{23} - F_{enc}) S_5}{S_5 - S_1} \quad <1.12>$$

$$F_{56} = \frac{F_{12} S_1}{S_5} \quad <1.13>$$

$$F_{25} = F_{56} - F_{enc} - F_{45} \quad <1.14>$$

$$E_{25} = \frac{F_{56} S_5 - F_{45} S_4 - F_{25} S_2}{S_2 - S_5} \quad <1.15>$$

$$F_{67} = \frac{(F_{56} - F_{12} + F_{dgl}) S_0}{S_0 - S_6} \quad <1.16>$$

$$F_{01} = \frac{F_{67} S_6}{S_0} \quad <1.17>$$

$$F_{16} = F_{67} - F_{56} - F_{dgl} \quad <1.18>$$

$$E_{16} = \frac{F_{67} S_6 - F_{16} S_1 - F_{56} S_5}{S_1 - S_6} \quad <1.19>$$

Aquestes 12 expressions ja resolen analíticament els fluxos que compleixen la condició d'estat estacionari. Val la pena remarcar, un cop més, que aquests fluxos no avaluen amb precisió el flux real, sinó que representen una aproximació a un flux compatible amb la persistència de la distribució observada de salinitats i volums d'aigua, amb el que els valors obtinguts serveixen com a ordre de magnitud per a tot el període de canals de desguàs dels arrossars oberts i per a tot el període en que es troben tancats. Aquests mateixos valors es faran servir en altres capítols per al càlcul de balanços d'oxigen estacionalment al llarg de l'any.

Entrades d'aigua dolça

Les entrades netes d'aigua dolça corresponen a l'aigua abocada pels canals juntament amb l'aigua de pluja menys l'aigua evaporada. L'aigua que entra pels tres canals considerats (o zones arbitràriament definides que comprenen aquests canals) és de l'ordre de 10 i $3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en total per a l'època en que els canals es troben oberts i tancats, respectivament (Taula 1.3), si bé mancaria tenir en compte que, en teoria, l'aigua entrada pels tres canals considerats representa tan sols el 70% de les entrades per tots els canals de desguàs, segons s'extreu de la informació de l'estructura de la xarxa de canals i les seves mides relatives. Mancaria també afegir la precipitació directa, tot i que aquesta ha estat menyspreable, en general, en comparació amb les entrades pels canals (que, a més, ja recullen la precipitació indirecta que acaba arribant a la badia a través dels canals). Mancaria també extreure l'evaporació de la badia, malgrat les incerteses que existeixen associades amb el càlcul de l'evaporació (veure apartat de dades meteorològiques). El resultat final d'aplicar aquestes correccions no és gaire diferent dels valors inicials considerats (entre 12.6 i $11.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respecte els $10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ inicials, per a canals oberts, i entre 2.9 i $4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respecte els $3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ inicials per a canals tancats), i per aquesta raó són els valors inicials els que s'han pres com a entrades netes d'aigua dolça de cara al model de caixes en estat estacionari, que per altra banda són molt similars als ja emprats en estudis anteriors per a la badia dels Alfacs (10.4 i $3.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en conjunt per a l'època amb canals oberts i tancats, respectivament; Figura 1.5b1, b2). Per tant, no s'ha considerat necessari aplicar cap correcció a aquests valors de cara a emprar-los, en el marc d'aquesta tesi, com a les entrades netes d'aigua dolça a la badia que provocaven corrents hidrodinàmics per diferències de densitat

Mesures directes de fluxos i altres registres

Es van obtenir dades de direcció i velocitat del corrent utilitzant un sensor oceanogràfic de corrents marca AANDERAA, model RCM7. Va ser ancorat a 5.6 m de fondària, a sobre del ressalt de la zona de connexió amb mar obert (Figura 1.5a), de manera que el rotor i els sensors estaven situats a uns 4.5 m de fondària.

L'aparell va enregistrar dades internament cada 10 minuts en seqüències de 12 segons durant els períodes entre el 12 setembre i 8 octubre de 1997 , entre el 9 octubre i el 12 novembre de 1997 , entre el 17 i el 22 de setembre de 1998 , entre el 15 i el 20 d'octubre de 1998 , i entre el 11 novembre i el 9 desembre 1998 . Les dades van ser enregistrades en una unitat d'emmagatzematge extraïble, amb

una resolució i precisió conegudes de les variables mesurades (Taula 1.4). Els registres van ser pre-processats per identificar errades en l'adquisició de dades.

Taula 1.4 Especificacions de les variables mesurades pel correntímetre AANDERAA RCM7.

	Direcció del corrent ()	Velocitat del corrent (cm s ⁻¹)
Rang	0 - 360	2-250
Resolució	0.35	±1
Precisió	±7.5	2

Les dades d'alçada de la columna d'aigua provenen d'un altre aparell col·locat a la part central de la badia ("punt central", Figura 1.2a). Aquest sensor de fondària es trobava a 40 cm del fons de la badia en una sonda multiparamètrica model Ysi 6000, (veure Capítol 3) enregistrant cada 10 minuts durant tres períodes: entre el 16 i 22 de setembre de 1997, entre el 17 de setembre i el 15 d'octubre de 1998, i entre el 12 de novembre i el 9 de desembre de 1998. Els registres van ser pre-processats per identificar errades en l'adquisició de dades. Les dates expressades en forma de dies julians són comptades des de l'1 de gener de cada any en qüestió.

Origen de les dades meteorològiques

Es va recopilar el registre de dades de velocitat i direcció del vent, radiació solar, precipitació i evapotranspiració de referència de l'estació meteorològica d'Amposta, abans del Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca de la Generalitat de Catalunya (anomenada a partir d'ara Amposta-DARP). En trobar-se mancada l'estació de registre de dades de pressió atmosfèrica, aquesta variable va ser obtinguda de l'estació meteorològica del Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya a la mateixa localitat d'Amposta (Amposta-DMA, a partir d'ara). La primera estació enregistra dades cada 60 minuts i la segona cada 30. Ambdues són ara propietat del Servei de Meteorologia de Catalunya (SMC) però al llarg de la tesi doctoral mantenim els noms antics per identificar fàcilment la procedència de les dades, atès que ambdós registres de la variable clau de la velocitat del vent difereixen significativament entre elles, essent Amposta-DARP la més semblant a les nostres apreciacions de velocitat del vent *in situ* a la badia dels Alfacs. Aquestes dades van ser pre-processades per eliminar les corresponents a possibles errors de lectura.

Evaporació, evapotranspiració i precipitació neta

L'evaporació no sol mesurar-se directament a les estacions meteorològiques. Es poden fer mesures directes amb aparells específics com evaporímetres o tancs d'evaporació, o bé fer-ne estimes indirectes a partir d'altres variables. L'ús d'evaporímetres no dona estimes prou fiables d'evaporació (Jansà i Guardiola 1985 i Sánchez-Rodríguez 1990). Els tancs d'evaporació poden ser de dos tipus fonamentalment (Allen *et al.* 1998): de "Classe A" (similar a un tanc cilíndric de 120 cm de diàmetre i 25cm de profunditat, sobre un palet de fusta) i del tipus "Colorado Sunken" (tanc cúbic de dimensions 1 x 1 x 0.46 m i soterrat). El tanc que dona estimes més similars a les d'una badia seria el segon

model (atès que el primer permet que hi hagi circulació d'aire per sota del cilindre), però no n'hi ha cap d'instal·lat a Catalunya. Del model de "Classe A" si que n'hi ha d'instal·lats, però cap d'ells a prop del delta de l'Ebre (Gázquez 2002). Les dades d'evaporació són doncs, en general, escasses.

Així, López-Jurado (1983) dóna valors per a alguns punts de la costa del mar balear a partir d'una sèrie de 30 anys. Aquestes estimes van ser obtingudes combinant diverses dades ambientals preses des de vaixell i des de terra. Els seus resultats no segueixen un patró estacional com seria esperable, atès que, segons els seus càlculs, l'evaporació no varia pràcticament durant uns quants mesos seguits (per exemple, 2.2-2.4 mm d⁻¹ de març a juny, ó 3.3-3.8 de juliol a setembre). A més, i com a referència per comparació amb valors posteriors d'aquesta tesi, les evaporacions mitjanes a la costa a l'alçada de Tortosa (la dada més propera al Delta de l'Ebre) són de 3.0 i 3.6 mm d⁻¹ per als mesos en que els canals són oberts i tancats, respectivament, que si s'apliquen als 50 Km² de badia equivalen a 1.7 i 2.1 m³ s⁻¹, respectivament.

Per altra banda es disposa de les dades d'"evapotranspiració de referència" ("ET₀", antigament anomenada també com a "evapotranspiració potencial") de les estacions meteorològiques automàtiques del SMC, instal·lades al llarg de la costa catalana. L'ET₀ es pot calcular a través de moltes fórmules diferents, però la més acceptada i proposada com a estàndard és l'equació de la "FAO Penman-Monteih" (Allen *et al.* 1998), que és, a més, l'emprada pel Servei de Meteorologia de Catalunya. Aquesta fórmula prové d'aplicar uns factors de resistència a l'evaporació (a causa de la vegetació) a la fórmula de Penman (1948), en què es calculava l'evaporació d'una superfície oberta d'aigua a partir de registres de radiació solar, temperatura, humitat i velocitat del vent. L'ET₀ calculada pel mètode "FAO Penman-Monteih" sembla molt similar a les mesures dels tancs d'evaporació de tipus "Colorado Sunken" (només un 3% inferior en condicions similars a les d'Alfacs de "fetch" - 1 km - , humitat relativa mitjana - 70% - i velocitat mitjana del vent - 2 m s⁻¹ - , a partir de les dades mostrades a Allen *et al.* (1998). Per aquesta raó, i encara que no té cap sentit parlar d'evapotranspiració a la badia dels Alfacs, creiem que les dades d'ET₀ són la millor aproximació de la que disposem per estimar les pèrdues d'aigua per evaporació a la badia.

L'ET₀ estimada pel Servei de Meteorologia de Catalunya segueix el cicle estacional de radiació solar i temperatura (veure exemple a la Figura 2.2, plana 77) amb mitjanes per Amposta de 4.2 i 1.8 mm d⁻¹ per l'època de canals oberts i canals tancats, respectivament, que equivalen a la seva vegada a 2.4 i 1.0 m³ s⁻¹, un cop aplicades a la superfície de tota la badia.

Es va calcular la precipitació neta com la diferència entre la precipitació total i l' ET₀.

Tractament de les dades

El càlcul de l'oscil·lació mareal es va realitzar a partir del registre de fondària de la sonda multiparamètrica com a la diferència entre el màxim i el mínim de fondària (i per tant, d'alçada de la columna d'aigua) enregistrada en un cicle de 12 hores, corregit per la pressió atmosfèrica de l'estació meteorològica per tal de separar la marea baromètrica de l'astronòmica. Aquesta correcció es va

realitzar assumint que cada mil·libar de pressió atmosfèrica per sobre dels 1013 mbar de condicions normals suposa una disminució d'1 cm de l'alçada de la columna d'aigua (Svendsen, H., *com. pers.*). Es va calcular també el flux d'aigua ($\text{m}^3 \text{d}^{-1}$) necessari per fer possible la diferència d'alçada de la columna d'aigua mesurada per la sonda, a través de multiplicar la superfície total de la badia ($44 \times 10^6 \text{ m}^2$) per la diferència entre l'alçada màxima en metres de la columna d'aigua d'un dia i la del dia següent.

El vector de velocitat enregistrat pel correntímetre va ser descompost en els components N-S (v) i E-O (u). Com la orientació predominant dels corrents va ser paral·lela o perpendicular a la direcció de l'eix principal de la badia (70-250), els components ortogonals del vector de velocitat es van rotar 70 en sentit horari, i els nous eixos de referència van ser reanomenats com v' (en direcció a l'eix principal de la badia) i u' (en direcció transversal a l'anterior), d'acord amb la direcció principal observada en el conjunt de dades del registre. Es prenen com valors positius els que són en direcció estuari endins i cap al sud, respectivament.

Es va realitzar una anàlisi espectral de les sèries a partir de la transformada de Fourier Ràpida, extraient la mitjana i la tendència de cada sèrie (StatSoft 1999). Per estudiar la relació entre variables a partir de les seves sèries temporals es va aplicar una anàlisi de les correlacions simples i creuades per les dues sèries senceres per un costat, i per l'altre es va fer servir la tècnica de la Correlació Dependent d'Escala (SDC, Rodó 2001, Rodó i Rodríguez-Arias 2002). Aquesta tècnica fonamentalment calcula la correlació entre totes les parelles possibles de trossos d'extensió determinada ("escala") de dues sèries temporals. Després de seleccionar només les correlacions significatives determinades mitjançant un mètode no paramètric (test d'aleatorització) se'n fa una representació gràfica en dos dimensions. A partir dels patrons observats en aquest gràfic se'n pot inferir el tipus d'interacció entre totes dues sèries. Les zones amb correlació positiva són mostrades per acumulació de punts negres en el gràfic, i les zones amb correlació negativa, per acumulació de punts vermells. La manca de punts negres o vermells indica que les dues sèries no estan correlacionades en aquella zona. La diagonal principal és la línia on es troben els valors de correlació sense decalatge entre les sèries. D'aquesta manera es pot observar fàcilment en quins moments es produeixen altes correlacions entre les dues variables analitzades (acoblament de les dues sèries) i en quins moments al llarg del temps aquesta correlació es perd. Aquesta tècnica ha estat descrita com a capaç d'extreure, com a mínim, la mateixa informació, o fins i tot més, que la que es pot extreure amb altres tècniques per anàlisi de sèries temporals, com el *Wavelet Analysis* (Percival i Walden 2000), amb la gran diferència que la manipulació és molt més senzilla en el cas de l'SDC (Rodríguez-Arias i Rodó 2002). La tècnica de l'SDC ja s'ha fet servir en treballs en certa manera similar, en el camp de la climatologia estudiant la interacció entre la temperatura superficial de l'aigua de mar i la circulació atmosfèrica a gran escala (Rodó 2001).

Val la pena puntualitzar que els vectors de velocitat del vent fan referència a d'on ve el vent, i que els vectors de velocitat del corrent per la seva banda i a diferència dels de vent, indiquen cap a on va el

corrent. Aquesta consideració s'ha de tenir present a l'hora d'interpretar correctament el signe de les correlacions entre les sèries de velocitat de corrent i de vent, especialment.

Per últim, per obtenir el flux net residual diari al llarg de l'eix principal de l'estuari es va calcular primer la velocitat mitjana diària i es va considerar que el flux és igual a aquesta velocitat per una superfície de 1000 m d'ample i 3.5 m d'alçada de la capa fonda fins arribar a la picnoclina, per seguir la mateixa aproximació prèvia emprada a la badia (Camp 1994). L'anàlisi de la seva correlació amb variables atmosfèriques es va realitzar agrupant totes les dades disponibles dels diferents períodes de lectura del correntímetre. S'aborda en el capítol, a més, el possible efecte del vent sobre la hidrodinàmica de la badia a escala de temps de les poques hores.

Resultats

Fluxos d'aigua entre compartiments

El resultat de l'aproximació mitjançant el model de caixes en estat estacionari per a la distribució de salinitats mitjana durant la situació de *canals oberts* indica que existeix un flux de l'ordre de $12.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ d'aigua salada d'entrada a la badia (Figura 1.5b), amb entrades d'aigua dolça de $0.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ i un flux de sortida per l'estació boca superficial cap a mar obert de $13.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$. En situació de *canals tancats* (Figura 1.5c), les entrades d'aigua dolça no superen els $0.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$, i el flux d'entrada és de $3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ per *boca fons* i el de sortida de $3.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ per *boca sup*, amb uns fluxos d'intercanvi verticals entre 3 i 20 vegades inferiors respecte la situació de *canals oberts*. S'observa, a més, que el flux de barreja vertical és més elevat en la situació de canals oberts que en la situació de canals tancats.

Si apliquem un model de caixes a les situacions concretes de les campanyes de mostreig, el flux estimat per aquest mètode d'entrada a la badia per la capa d'aigua inferior es troba al voltant dels $25 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ en campanyes de mostreig de l'època de canals oberts i de $5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ durant l'època de canals tancats (Figura 1.6). La situació més extrema de flux residual, segons aquest mètode, és la corresponent a l'1 d'octubre de 1997, en que el flux estimat va ser de l'ordre de $100 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$. Aquests valors il·lustren què passa quan s'aplica el model de caixes amb condicions lluny de l'estat estacionari, tal i com es comentarà a la discussió.

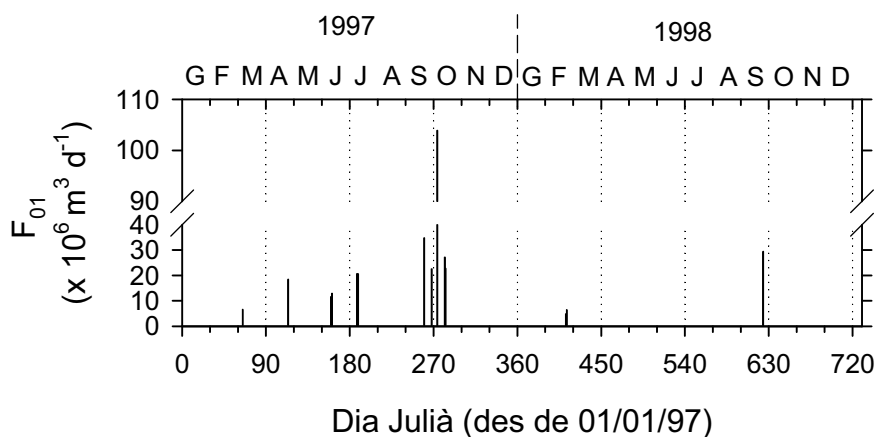


Figura 1.6 Fluxos d'entrada a la badia per sobre del ressalt (F_{01}), estimats pel mètode del model de caixes en estat estacionari (Officer 1980). Veure text per més detalls.

Oscil·lació mareal

L'oscil·lació màxima de l'alçada de la columna d'aigua al punt central de la badia dels Alfacs és inferior a 20 cm durant el període de 5 dies de setembre de 1997, a partir de dades cada 10 minuts, inferior a 29 cm als períodes entre setembre i octubre, i novembre i desembre de 1998 (Figura 1.7 a, b, i c).

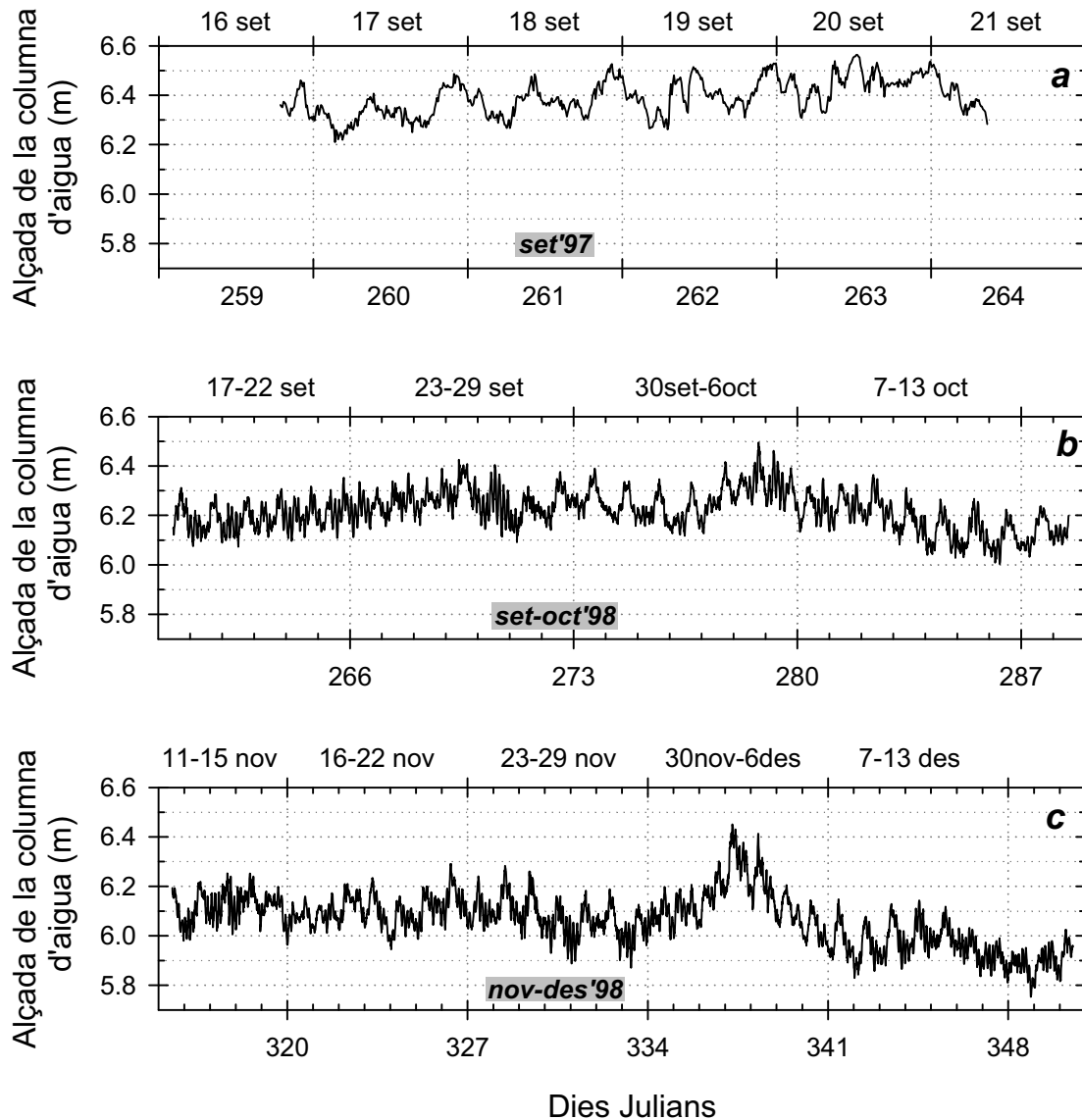


Figura 1.7 Oscil·lació de l'alçada de la columna d'aigua a la badia dels Alfacs: (a) setembre de 1997 (5 dies), (b) setembre-octubre de 1998 (29 dies), (c) novembre-desembre de 1998 (36 dies). Dades de sonda multiparamètrica instal·lada en estació mig fons a 40cm sobre el sediment, corregides per a la pressió atmosfèrica (en el 0 es mostren les dades del gràfic (a) sense corregir). Els valors dels dies julians de (b) i (c) marquen l'inici del dia en qüestió.

El cabal d'aigua desplaçat per fer possible la diferència d'alçada de la columna d'aigua entre dies successius es troba entre els -4×10^6 i els $+4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ generalment, amb abundants canvis de signe cada pocs dies i uns valors extrems de 6.6×10^6 i $-9.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (Figura 1.8a, b, c). Les diferències d'alçada observades es troben entre els -10 i $+10 \text{ cm d}^{-1}$, essent els valors extrems de -21 i $+15 \text{ cm d}^{-1}$, ambdós enregistrats la setmana de l'1 al 7 de desembre de 1998.

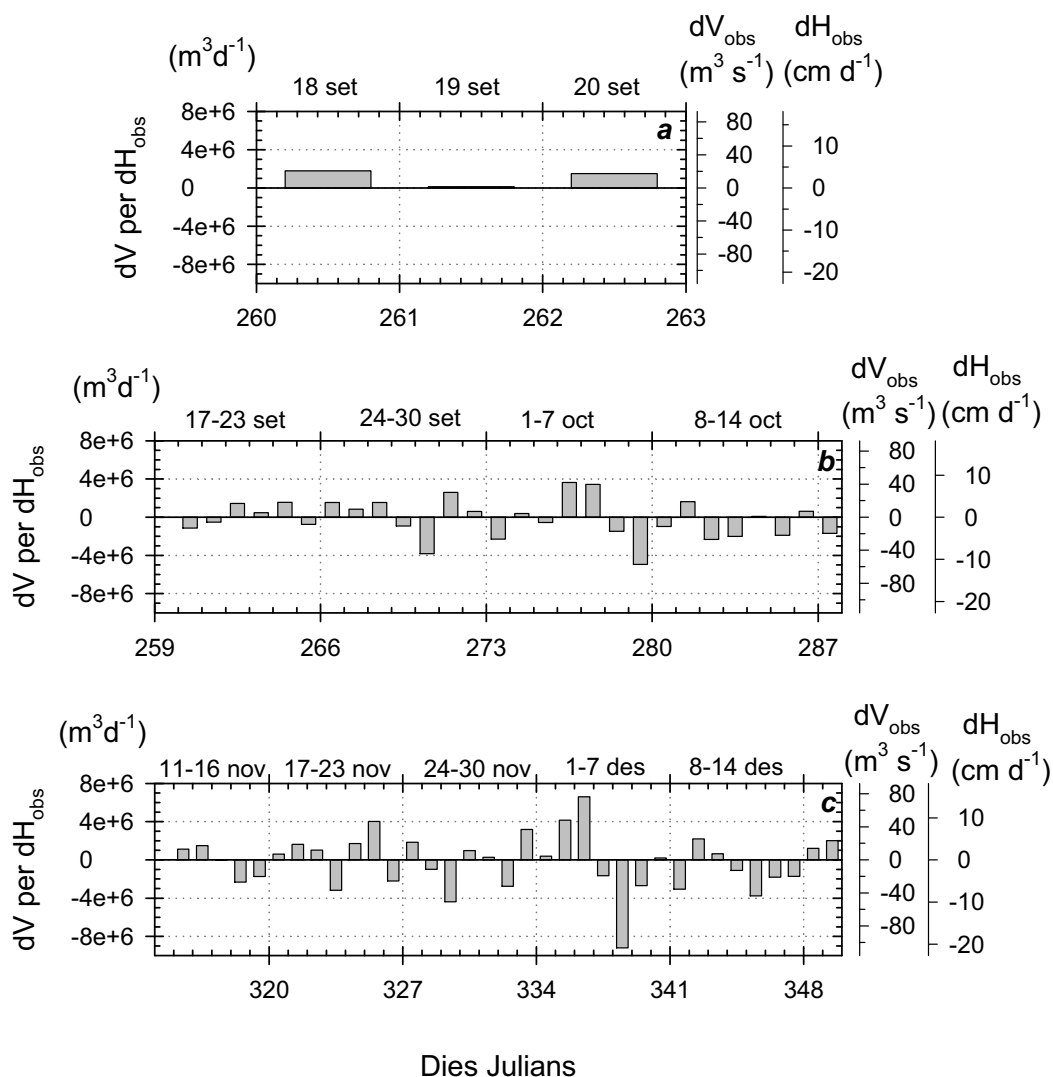


Figura 1.8 Cabal d'aigua diari total entrat (+) o sortit (-) de la badia dels Alfacs per tal de complir les diferències d'alçada de la columna d'aigua entre dies consecutius enregistrades in situ: (a) setembre de 1997 (3 d), (b) setembre-octubre de 1998 (28 dies), (c) novembre - desembre de 1998 (33 dies). Els valors dels dies julians marquen l'inici del dia en qüestió.

Corrents d'aigua

Les dades brutes expressades com a vectors de velocitat dels registres del correntímetre són difícils de visualitzar en mitjanes horàries, com es pot observar en l'exemple del registre del 12 de setembre a 8 d'octubre de 1997 (Figura 1.9a). La mitjana horària de la intensitat del vector de velocitat mostra que oscil·la entre zero i 20 cm s^{-1} (Figura 1.9b), i en descompondre el vector de velocitat en les seves components ortogonals segons els eixos de referència N-S (component V) i E-W (component U) s'observa que el component Nord-Sud és el que predomina amb les majors velocitats (Figura 1.9c, d).

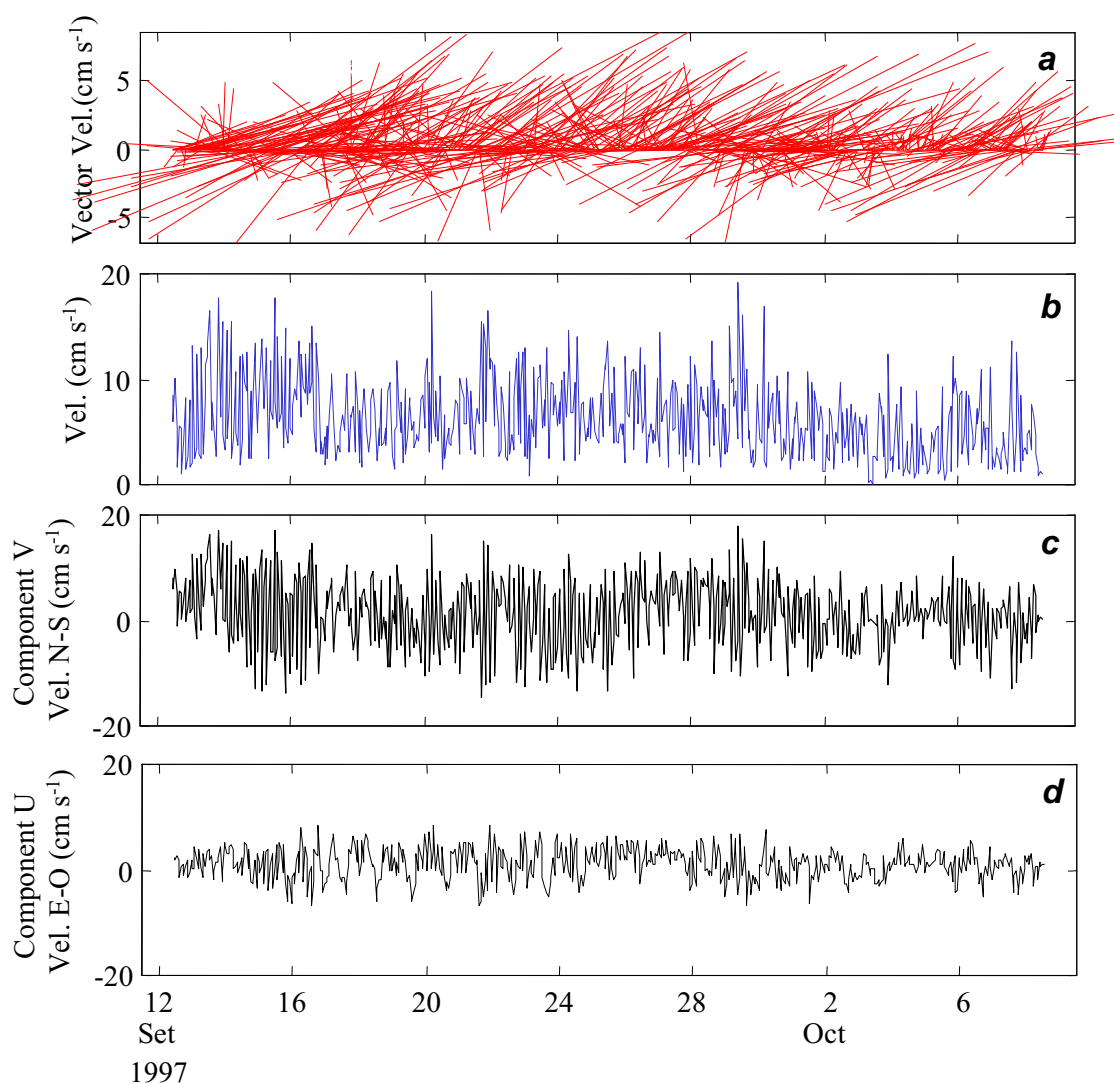


Figura 1.9 Exemple de registre de velocitat i direcció del corrent per sobre del ressalt d'entrada a la badia: (a) vectors de velocitat del corrent en coordenades geogràfiques estàndard, (b) velocitat absoluta del corrent en la seva direcció corresponent, equivalent a la intensitat del vector de velocitat de corrent (cm s^{-1}), (c) component parcial del corrent (cm s^{-1}) segons la seva base ortogonal estàndard sense rotar, V, en direcció N-S, i (d) igual que (c) però en component U (cm s^{-1}), en direcció E-O. Les dades són mitjanes horàries per al període del 12 de setembre al 8 d'octubre de 1997.

Les orientacions dels corrents mesurats a la boca de la badia mostren un patró clarament bimodal amb unes majors densitats de punts i velocitats de corrent sobre els 70° i els 250° de direcció (Figura 1.10), raó per la qual es justifica la rotació 70° en sentit horari de la base de referència. La primera de les direccions correspon als fluxos d'entrada d'aigua per la capa profunda de la badia i la segona als de sortida, totes dues sobre l'eix principal de la badia. D'aquesta forma les direccions dels nous eixos de referència són V', per a l'eix principal de la badia, i U', per al transversal a l'anterior, en els quals s'han expressat les components ortogonals de la direcció del corrent en les següents figures (sempre que no s'indiqui el contrari).

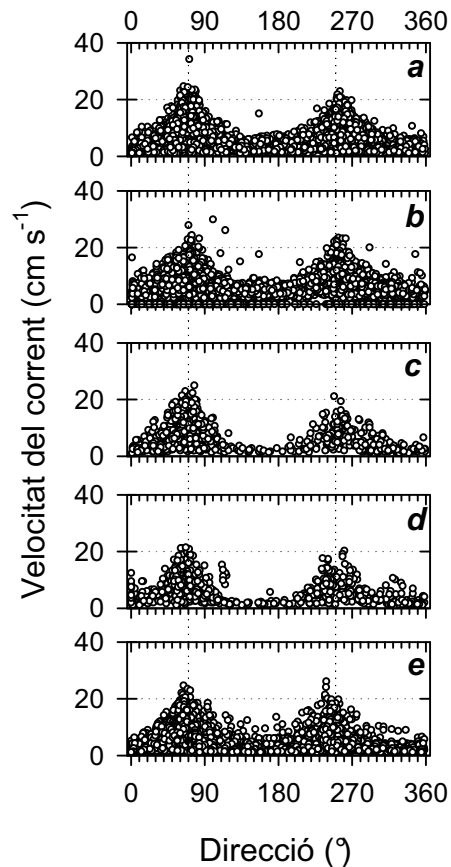


Figura 1.10 Distribució de les orientacions dels corrents d'aigua mesurats: (a) 12 setembre - 8 octubre 1997, (b) 9 octubre - 12 novembre 1997, (c) 17-22 de setembre 1998, (d) 15-20 octubre 1998, (e) 11 novembre - 9 desembre 1998. S'observa com predominen dues direccions, 70° (d'entrada a la badia) i 250° (de sortida).

Els valors instantanis de la component V' del flux d'entrada oscil·len entre $+20$ i -20 cm s^{-1} , amb algun valor puntual d'entrada que pot arribar als 30 cm s^{-1} i la seva dinàmica mostra que hi ha fenòmens cíclics d'entrada i sortida d'aigua (Figura 1.11). Les velocitats en la component U' tenen intensitats molt inferiors a les del component V' i només en comptades ocasions arriben als 10 cm s^{-1} (Figura 1.12).

El corrent residual diari provoca generalment entrades d'aigua a la badia (Figura 1.13) que solen ser inferiors als 20×10^6 $\text{m}^3 \text{d}^{-1}$; més rarament trobem fluxos de sortida, fins a 4×10^6 $\text{m}^3 \text{d}^{-1}$, amb un valor extrem enregistrat l'onze de novembre de 10×10^6 $\text{m}^3 \text{d}^{-1}$. Els valors negatius (de sortida) apareixen en comptades ocasions com entre mitjans de setembre i mitjans d'octubre de 1997. Cal notar que sembla existir un comportament aparentment cíclic de les entrades per corrents residuals, amb períodes que semblen trobar-se entre 5 i 10 dies de valors significativament positius, seguits d'alguns dies sense gaire flux net diari. Aquests fluxos residuals en general comporten unes estimes de flux instantani que es troben dins el rang entre $+100$ i -50 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, aproximadament.

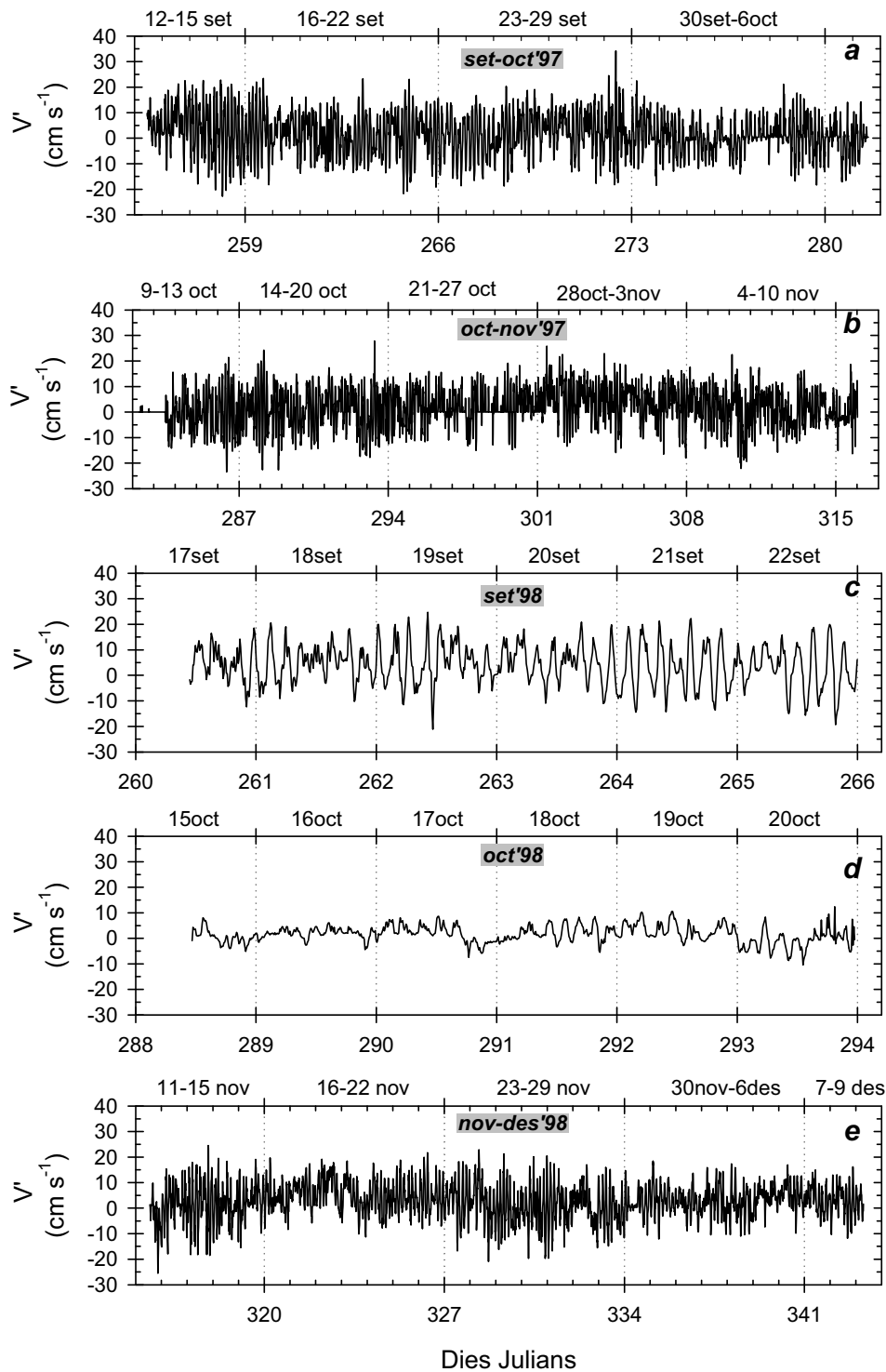


Figura 1.11 Component V' (al llarg de l'eix principal de la badia) del registre de velocitat del flux d'entrada (cm s^{-1}) mesurat pel correntímetre a Alfacs en l'estació Boca: (a) 12 setembre - 8 octubre 1997, (b) 9 octubre - 12 novembre 1997, (c) 17 setembre - 22 setembre 1998, (d) 15 octubre - 20 octubre 1998, (e) 11 novembre - 9 desembre 1998. Les dades originals són registres cada 10 minuts. Els dies julians són començats a comptar des de l'1 de gener de l'any en qüestió. Valors positius són d'entrada a la badia dels Alfacs, i negatius de sortida.

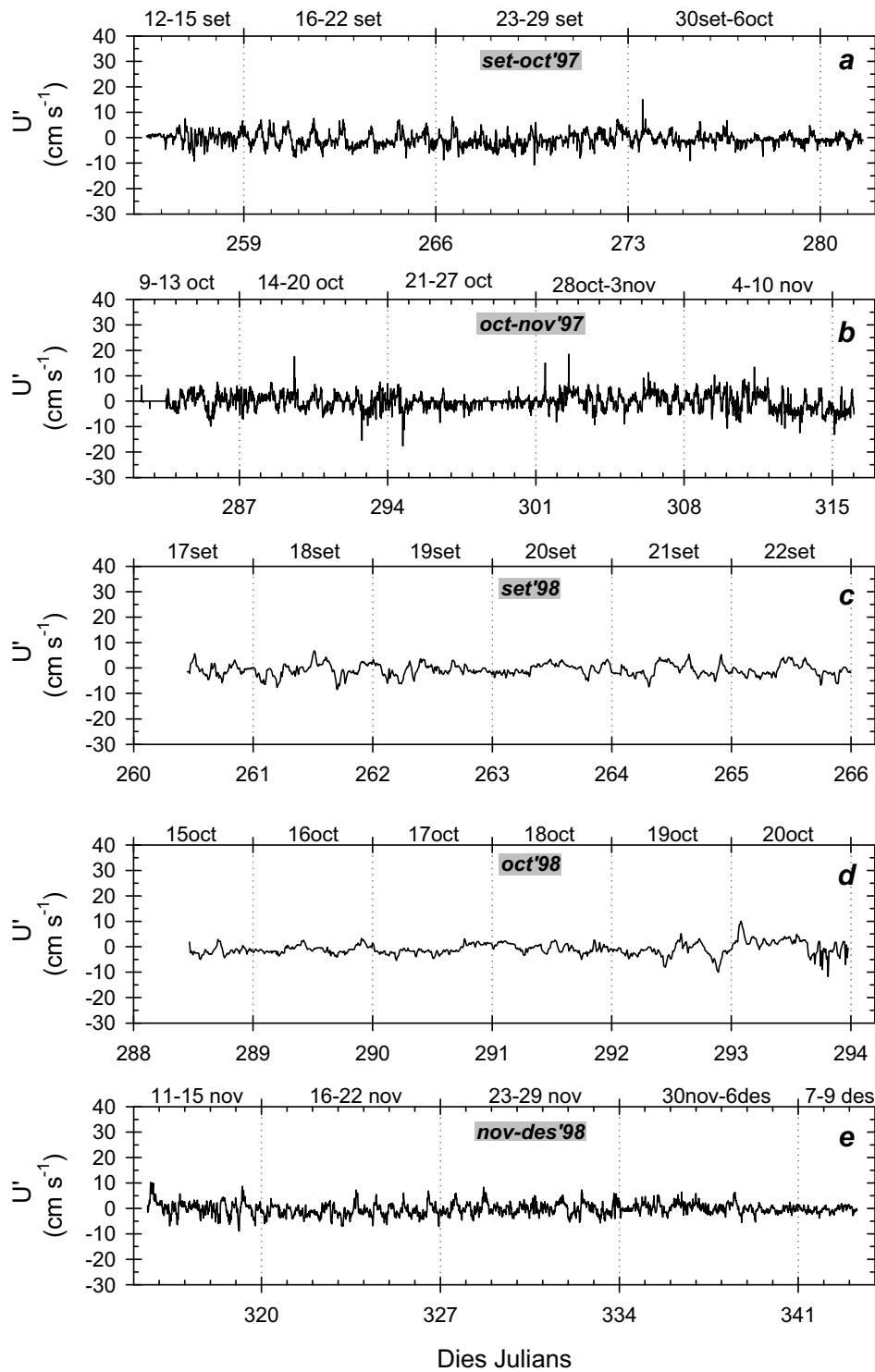


Figura 1.12 Component U' (a través de l'eix principal de la badia) del registre de velocitat del flux d'entrada (cm s^{-1}) mesurat pel correntímetre a Alfacs en l'estació Boca: (a) 12 setembre - 8 octubre 1997, (b) 9 octubre - 12 novembre 1997, (c) 17 setembre - 22 setembre 1998, (d) 15 octubre - 20 octubre 1998, (e) 11 novembre - 9 desembre 1998. Les dades originals són registres cada 10 minuts. Els dies julians són començats a comptar des de l'1 de gener de l'any en qüestió. Valors positius són en sentit cap a terra ferma, i els negatius, en sentit a la península de la "Punta de la Banya".

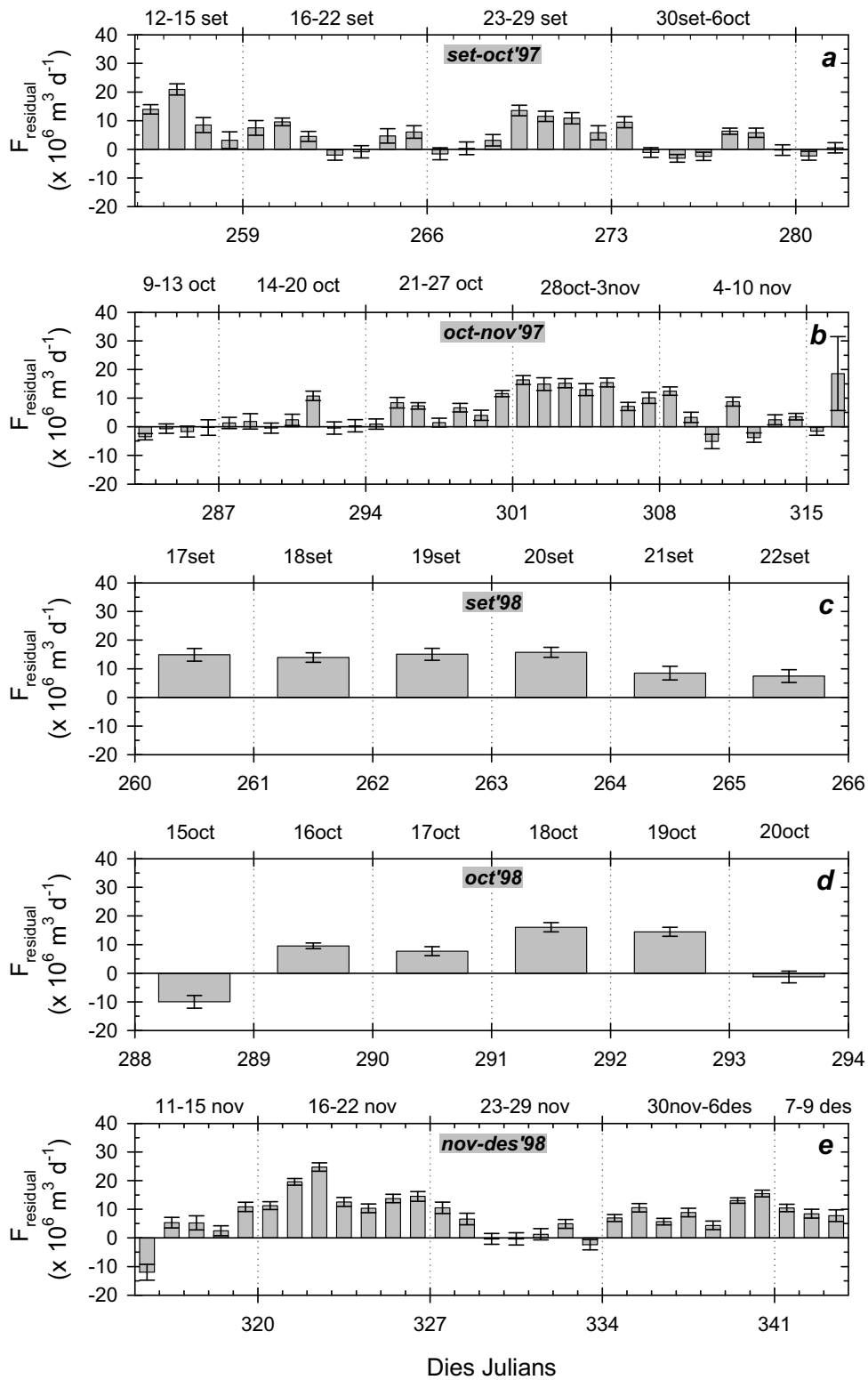


Figura 1.13 Fluxos del corrent net residual diari just per sobre del ressalt d'entrada en direcció al llarg de l'eix principal de la badia (component V'). Valors positius volen dir d'entrada i negatius de sortida. El número de dia julià de l'eix de les ordenades marca l'inici del dia en qüestió.

Vent, pluja i pressió atmosfèrica.

Els vents bufen majoritàriament de component sud-sudoest (SSW) amb situacions puntuals de fortes velocitats mitjanes de components nordoest (NW), tant en 1997 com en 1998 (Figura 1.14). En ocasions van arribar a mitjanes diàries properes a 10 m s^{-1} , però en general van ser inferiors a 3 m s^{-1} la major part de les vegades (Figura 1.15 a, a', per 1997 i 1998 respectivament). A partir dels histogrames de freqüències s'observa que el rang de direccions més freqüent és el de les components S (de SE a SW, és a dir, Xaloc, Migjorn i Garbí) i les de NW (Mestral) (Figura 1.15b i b' de 1997 i 1998). La precipitació neta (precipitació menys evaporació de referència) mostra valors negatius fins a la desena de mm d'aigua de dèficit, amb episodis puntuals que poden arribar prop dels 60 mm d^{-1} , essent una distribució de valors molt apuntada amb la moda a la classe de freqüències entre 0 i -5 mm de balanç hídric (Figura 1.15c i c' de 1997 i 1998). La pressió atmosfèrica al llarg de 1997 i 1998 s'ha mantingut entre els 1000 i els 1035 mbar, essent els valors més freqüents anualment 1019 ± 1 mbar per a 1997 i 1017 ± 1 mbar per a 1998 (Figura 1.15d i d' de 1997 i 1998).

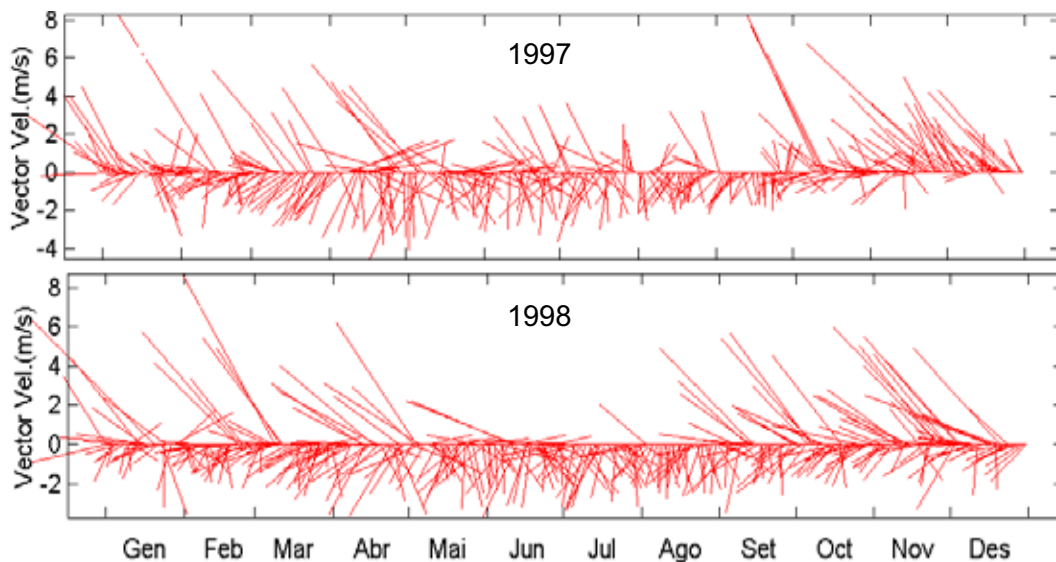


Figura 1.14 Velocitat i direcció del vent a l'estació meteorològica d'Amposta del DARP. Les dades són mitjanes diàries en 1997 i 1998.

Les variacions de pressió atmosfèrica, enteses com la diferència entre la pressió en un dia donat i el dia immediat anterior, van ser d'entre els -17 i $+13 \text{ mbar d}^{-1}$ (Figura 1.16a de 1997 i 1998). En tots dos casos la moda de la distribució es troba als zero mbar de canvi diari, i més de la meitat dels valors de cada distribució han estat entre -5 i $+5 \text{ mbar}$ (Figura 1.16a' de 1997 i 1998), amb la diferència que la pràctica totalitat de valors de 1997 es troben entre $+11$ i -11 mbars de canvi diari, i en 1998 entre $+8$ i -8 mbars , essent aquest últim histograma més apuntat que l'anterior.

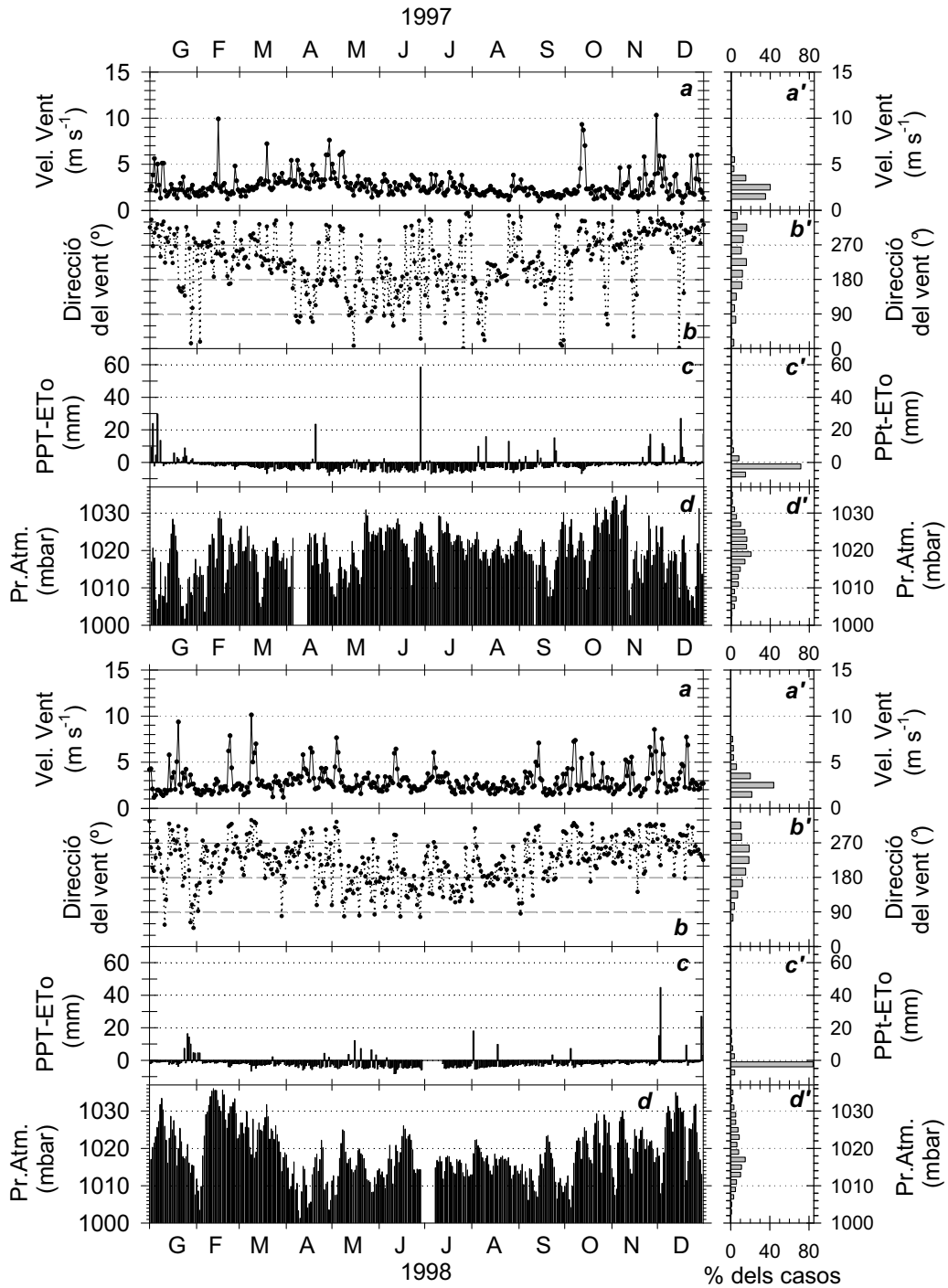


Figura 1.15 Evolucions al llarg de 1997 i 1998 de (a) velocitat del vent mitjana diària (m s⁻¹), (b) Direcció del vent mitjana diària (°), (c) Balanç hídric a acumulat diari per via atmosfèrica (Precipitació Total menys Evapotranspiració de referència, en mm). Els gràfics de la dreta (x') representen els histogrames de freqüències d'aparició de cada valor, en unitats percentuals. Dades de l'observatori d'Amposta del DARP.

En calcular la precipitació neta al llarg de la dècada dels noranta podem observar que els anys més plujosos van ser del 1996 al 1997, amb valors entre 500 i 600 mm aproximadament, mentre que els altres 4 anys no van superar els 340 mm anuals (Taula 1.5). L'evapotranspiració de referència anual va oscil·lar entre els 930 i els 1220 mm, donant com a resultat que els anys

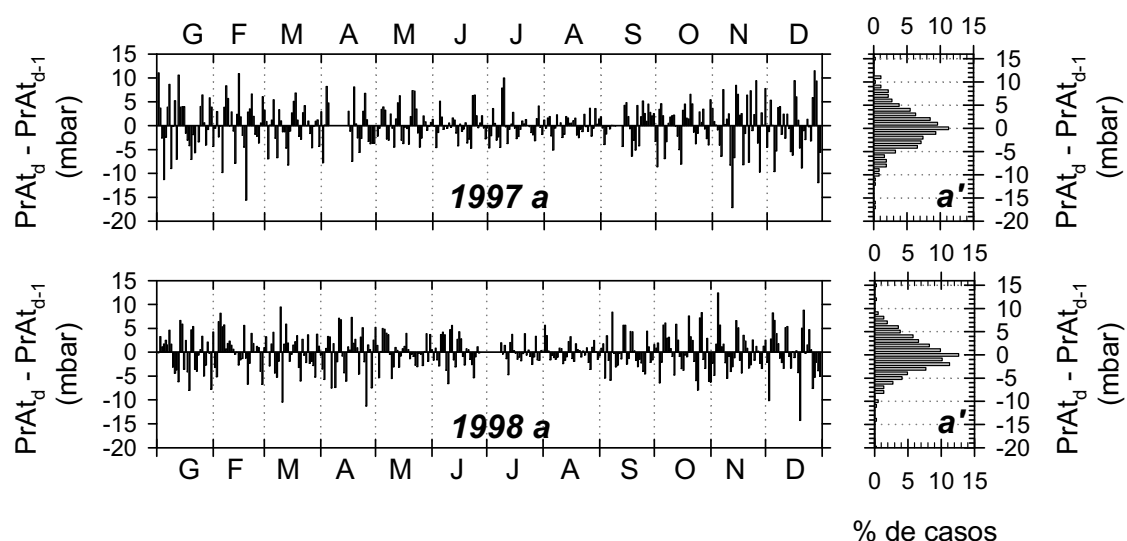


Figura 1.16 Diferència de pressió atmosfèrica diària en 1997 i 1998: (a) valors mitjans diaris de diferència entre un dia i el del dia anterior (mbar), (a') histograma de freqüències. Dades de l'estació meteorològica d'Amposta del Servei de Meteorologia de Catalunya.

Taula 1.5 Valors acumulats anuals i per estacions climatològiques de: Precipitació (PPt), Evapotranspiració (Eto) i Precipitació neta (PPt-Eto). Les dades són de l'estació meteorològica d'Amposta-DARP. Les unitats són mm, ó $l\ m^{-2}$, i la majoria són mitjanes de prop de 90 casos, menys l'hivern de 1992, en que tan sols es diposa de 45 casos.

	Dades	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	\bar{X}
<i>PPt</i>									
Hivern	X	32	117	27	24	173	173	111	94
Primavera	X	47	67	47	74	72	54	71	62
Estiu	X	66	55	40	108	146	146	37	85
Tardor	X	172	84	226	418	103	133	92	175
Tot l'any	Σx	316	323	339	624	493	505	311	416
<i>Eto</i>									
Hivern	X	90	127	187	191	137	142	134	144
Primavera	X	406	303	441	396	316	359	347	367
Estiu	X	408	429	461	382	323	374	429	401
Tardor	X	215	150	132	132	153	142	175	157
Tot l'any	Σx	1118	1008	1222	1100	930	1016	1086	1069
<i>PPt-Eto</i>									
Hivern	X	-59	-10	-160	-166	36	32	-24	-50
Primavera	X	-358	-252	-394	-323	-245	-305	-278	-308
Estiu	X	-342	-374	-422	-274	-178	-228	-392	-316
Tardor	X	-43	-66	94	287	-50	-10	-83	18
Tot l'any	Σx	-802	-701	-883	-476	-437	-511	-777	-655

més secs van ser 1992 i 1994 amb un dèficit hídric anual de 802 i 883 mm, i els anys menys secs van coincidir amb els anys més plujosos, amb dèficits propers als 500 mm. L'estació més plujosa amb diferència durant la dècada dels noranta va ser la tardor en terme mig (175 mm), seguida de l'hivern (94 mm), l'estiu (85 mm) i la primavera (62 mm). Pel que fa al balanç hídric net, les estacions climatològiques es van ordenar de major a menor com tardor (+18 mm), hivern (-50 mm), primavera (-308 mm) i estiu (-316 mm).

Relacions entre variables

Els corrents mesurats en boca fons mostren una correlació lineal significativa amb la majoria de variables meteorològiques analitzades, a partir de dades horàries (Taula 1.6). Es pot observar que la màxima correlació es dona entre les dues components ortogonals de la velocitat del vent amb $r=0.68$, seguida per les correlacions de 0.40 i -0.28 entre la pressió atmosfèrica i la velocitat del vent en direcció v' i la precipitació total, respectivament. Tenen especial interès les correlacions entre les velocitats del vent i les del corrent, també significatives com totes les anteriors, i de prop de 0.10 en tots els casos, mostrant un cert efecte significatiu, si bé molt baix, sobre el conjunt de la sèrie temporal del corrent marí de fons. Altres trets destacables són la correlació significativa de la pressió atmosfèrica amb totes les altres variables analitzades, manifestant la influència que hi juga a través del pas de fronts atmosfèrics en el vent, precipitació i corrent marí de fons observat. La precipitació no es va correlacionar amb el corrent residual al llarg de l'eix principal de la badia (ni d'entrada ni de sortida).

Taula 1.6 Correlacions entre les components del corrent en boca fons i les variables meteorològiques. Calculat com a exemple amb les dades de novembre – desembre de 1998. Es mostren en negreta i ombrejades les correlacions lineals estadísticament significatives ($p<0.05$).

	Cu' (cm s ⁻¹)	Cv' (cm s ⁻¹)	Vu' (m s ⁻¹)	Vv' (m s ⁻¹)	PPT (mm)	PR (hPa)
Cu' (cm s ⁻¹)	1					
Cv' (cm s ⁻¹)	-0,25	1				
Vu' (m s ⁻¹)	0,09	0,12	1			
Vv' (m s ⁻¹)	0,10	0,13	0,68	1		
PPT (mm)	0,09	-0,01	0,19	-0,02	1	
PR (hPa)	-0,11	0,10	0,11	0,40	-0,28	1

El coeficient de correlació entre el corrent residual diari i variables com la precipitació neta, la pressió atmosfèrica i la velocitat del vent en les direccions longitudinal (V') i transversal (U') de la badia va resultar de 0.09, 0.07, 0.47 i 0.09, respectivament ($n=103$), dels quals només el del vent longitudinal va ser estadísticament significatiu ($p<0.001$). El diagrama de dispersió de valors de les dues variables (Figura 1.17) mostra que la majoria de punts es troben en la franja de fluxos positius respecte velocitats longitudinals negatives, i en especial predominen majoritàriament els punts de fluxos positius, independentment de la velocitat del vent longitudinal.

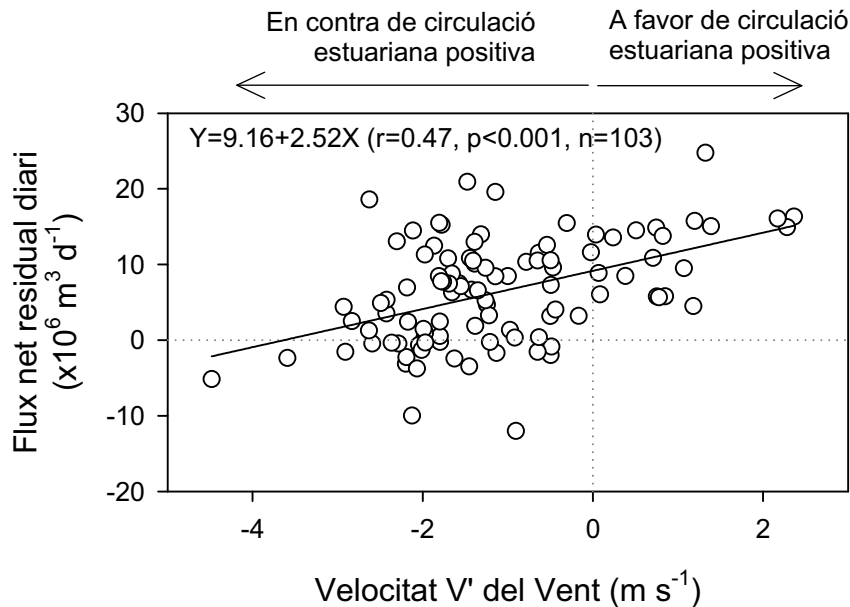


Figura 1.17 Diagrama de dispersió entre el flux net residual diari i la velocitat longitudinal del vent, ambdós eixos mostren les seves components V' . Es mostra la recta de regressió lineal entre ambdues variables: $Y=9.16+2.52X$ ($r=0.47$, $p<0.001$, $n=103$).

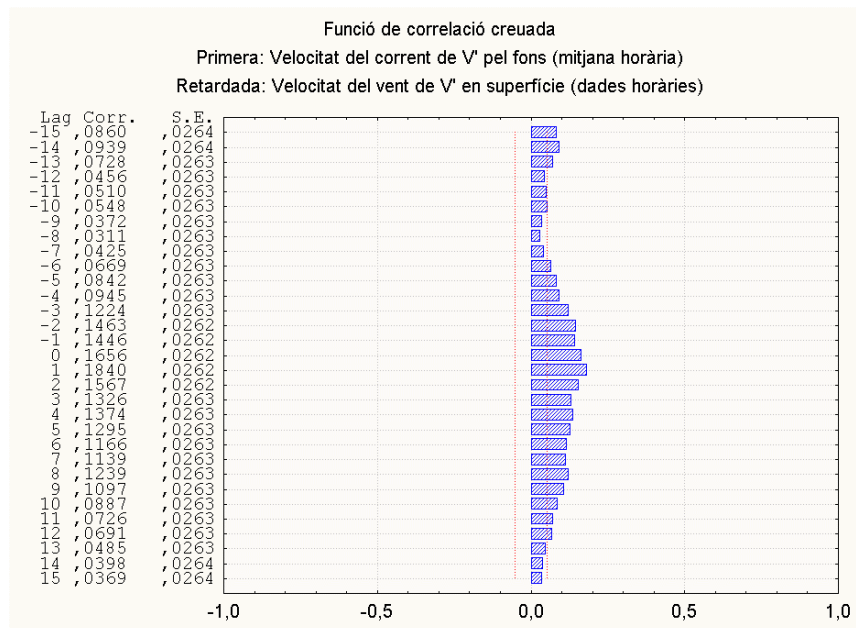


Figura 1.18 Correlació creuada entre la velocitat V' del vent i la velocitat V' del corrent de fons per sobre del ressalt. Fet a partir de mitjanes horàries de les dades. Cal recordar que la direcció del vent indica d'on ve el vent, i la del corrent cap a on va, raó per la qual els vents V' positius van en sentit oposat al dels corrents V' de fons positius. Valors de correlació positiva indiquen que el vent que bufa en un sentit està potenciant la circulació d'aigua de fons en sentit contrari dins de la mateixa direcció V' d'actuació.

L'anàlisi de la correlació creuada entre les velocitats longitudinals (V') del vent i el corrent de fons per sobre del ressalt (Figura 1.18) indica que el màxim efecte del vent sobre el corrent es detecta pel voltant d'una hora més tard d'haver començat a bufar el vent, essent aquest coeficient de correlació

igual a 0.184 i estadísticament significatiu ($n=1454$, $p<0.05$). Un patró similar es detecta amb la precipitació neta, que afecta al corrent per sobre del ressalt augmentant de forma significativa la seva velocitat d'entrada entre 7 i 10 hores després d'haver plogut (Figura 1.19, $n=1454$, $p<0.05$).

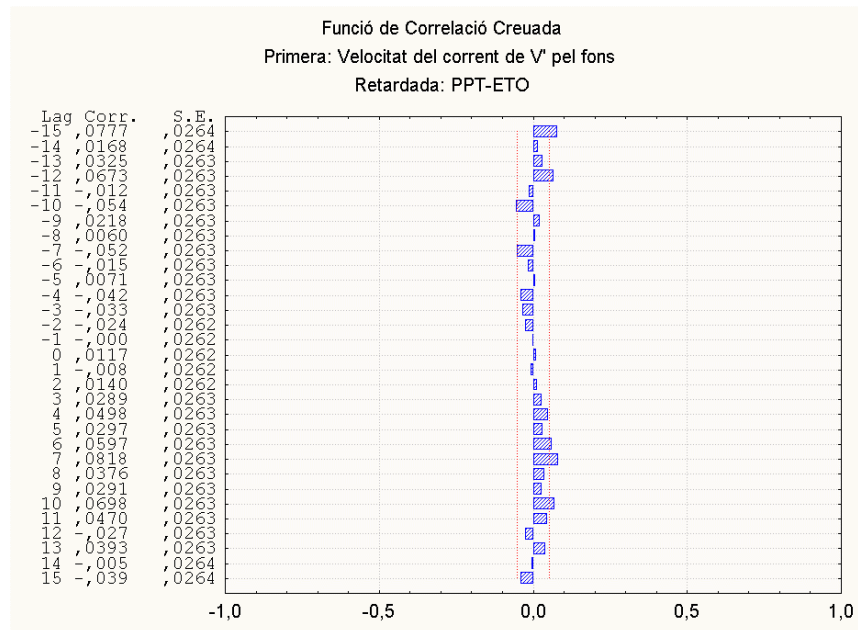


Figura 1.19 Correlació creuada entre la precipitació neta (PPT-Eto) i la velocitat V' del corrent de fons per sobre del ressalt. Fet a partir de mitjanes horàries de les dades.

Cal notar que aquestes correlacions, si bé són estadísticament significatives, són molt baixes pel comportament oscil·latori de les sèries entre les que s'ha calculat la correlació, i tenen intervals temporals d'acoblament i de desacoblament alternats entre les sèries. Per aquesta raó, la correlació entre dues sèries temporals senceres (d'una setmana o d'un mes de durada i amb dades cada 10 minuts o dades horàries) dona una correlació baixa si s'analitza tot el conjunt de la sèrie de cop. Per aquesta raó es van analitzar les correlacions per trossos de diferent mida de les sèries temporals (dependent d'escala), com s'explica tot seguit.

Correlacions dependents d'escala (SDC)

La correlació dependent d'escala entre la velocitat del corrent longitudinal (V') sobre el ressalt i la velocitat del vent longitudinal (V') indica que en general les dues variables no estan acoblades excepte en dies puntuals. En el període de novembre a desembre de 1998 l'acoblament només es produeix al voltant dels dies 18 de novembre i 27 de novembre (Figura 1.20), tal i com s'observa per l'acumulació de punts en aquesta regió del gràfic i per l'augment relatiu de les correlacions mitjanes parcials. Val a dir que aquesta correlació és positiva sobre la diagonal principal del gràfic, és a dir, sense decalatge temporal entre les dues sèries.

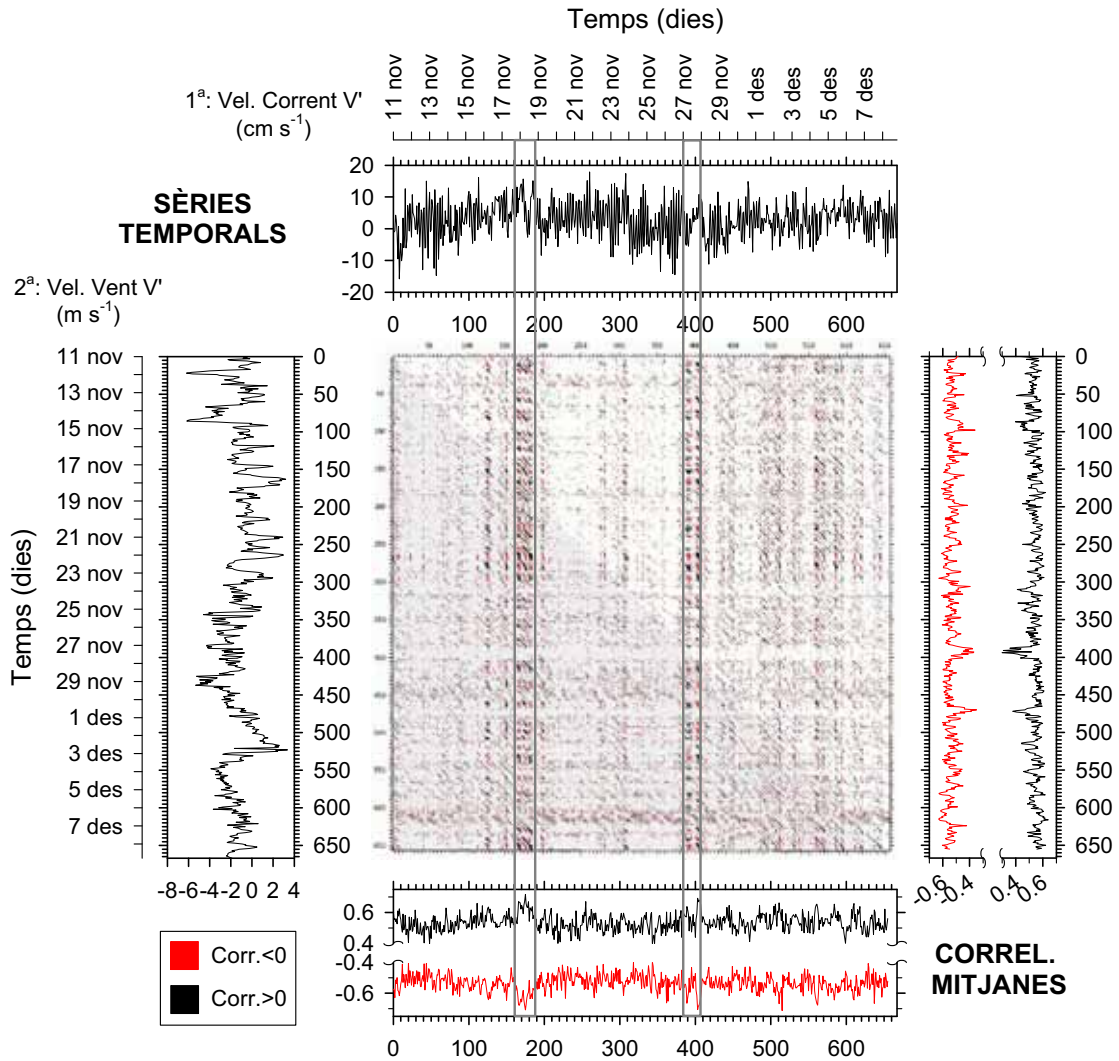


Figura 1.20 Anàlisi de correlació depenent d'escala (SDC) entre: 1^a sèrie (dalt): velocitat V' del corrent sobre el ressalt, i 2^a sèrie (esquerra): velocitat V' del vent. Les dades són mitjanes horàries de cada variable entre 11 de novembre i 8 de desembre de 1998. Mida del fragment d'escala: 12h. Els dos requadres verticals s'han dibuixat amb l'únic objectiu de ressaltar les àrees del gràfic que corresponen als intervals de temps en que la primera sèrie mostra acoblament amb la segona. Veure text per a més informació sobre el mètode.

L'anàlisi SDC a una resolució temporal més fina entre l'alçada de la columna d'aigua i la velocitat V' del corrent per a un període de 9 dies mostra un quasi continu acoblament al llarg de tot el domini de valors del gràfic de correlacions (Figura 1.21 central, parar especial atenció en les marques de correlació que segueixen la diagonal principal del gràfic al llarg de quasi tot el seu recorregut). Només alguns dies puntuals hi ha un desacoblament entre les dues variables, tal i com es pot interpretar de les bandes blanques que travessen la diagonal principal del gràfic verticalment o horitzontal. En general s'observa que la banda blanca vertical més important de totes es troba cap al dia 12 de novembre, sense que hi hagi cap màxim o mínim relatiu de les velocitats del corrent per sobre del ressalt que ho expliquin (Figura 1.21b i c), però sí de les velocitats del vent V' i U' (Figura 1.21d i e, respectivament). Els vents de

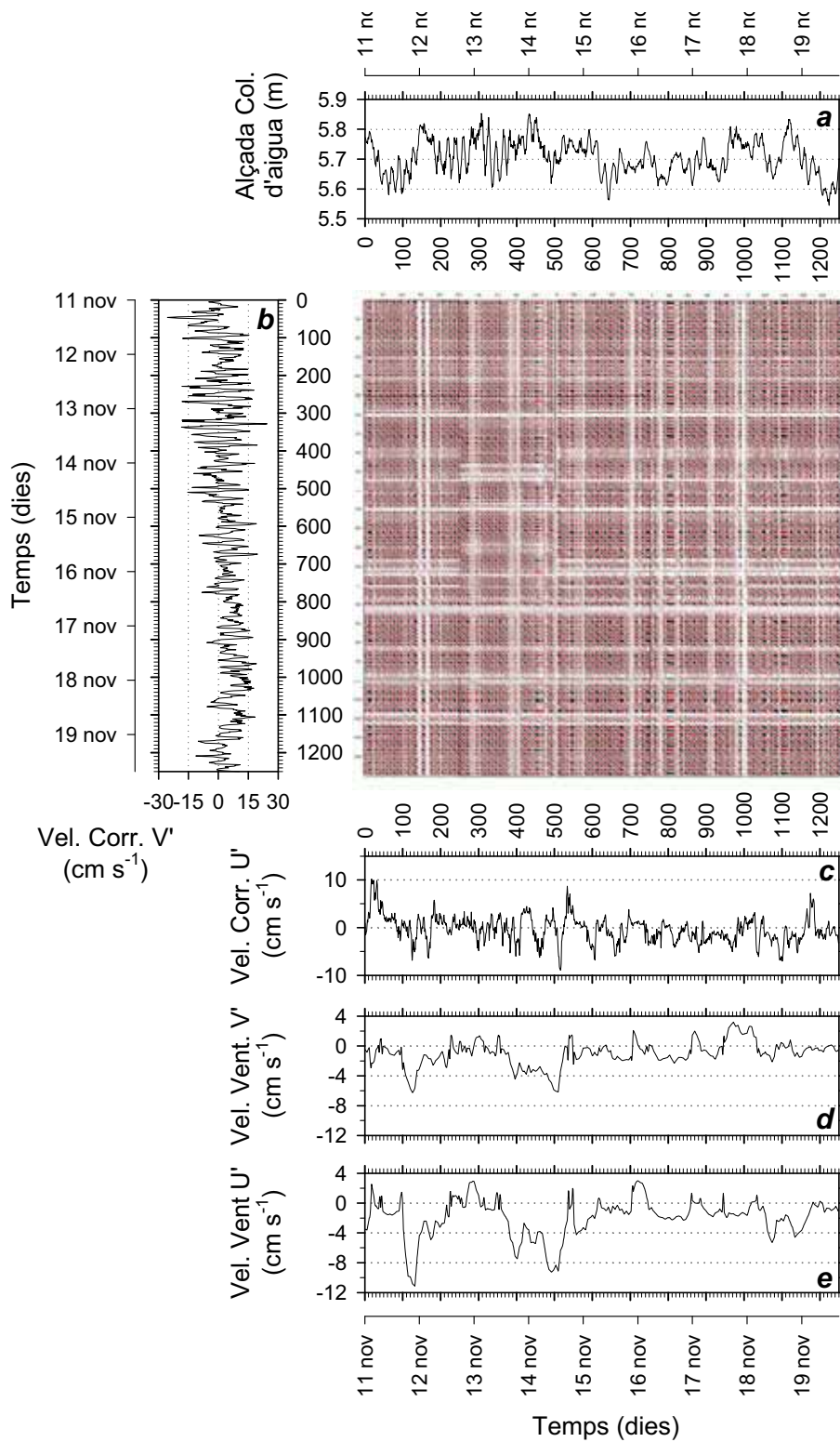


Figura 1.21 Anàlisi de la correlació dependent d'escala (SDC) entre: 1a Sèrie (dalt, a), alçada de la columna d'aigua, i 2a Sèrie (esquerra, b), velocitat V' del corrent sobre el ressalt. La freqüència de dades és cada 10 min, entre l'11 i el 19 de novembre de 1998. Mida del fragment d'escala: 2h. S'ha representat també per comoditat d'interpretació dels patrons de l'SDC altres sèries temporals a sota: (c) velocitat U' del corrent, (d) velocitat del vent V' , (e) velocitat del vent U' . Veure text per a més informació sobre el mètode.

component U' (transversals a la badia) mostren el màxim negatiu més elevat de tot l'interval mostrat, el que equival als vents de Mestral de major velocitat d'aquests nou dies d'observació (Figura 1.21e). Per altre costat, la banda blanca horitzontal que més destaca correspon al dia 18 de novembre (Figura 1.21 gràfic central). L'única peculiaritat que té aquest dia en el que fa referència a la velocitat de corrent i del vent és que va anar acompanyat de Mestrals ben definits de prop de 4 ms^{-1} (en absència de velocitats de vent en la direcció V'). Un Mestral d'aquest estil també va actuar a finals del 14 de novembre, moment en el que també s'observa un desacoblament puntual de la velocitat del corrent en V' , acompanyada d'un màxim relatiu de velocitat positiva en U' . En el següent pas d'anàlisi entrarem en un grau d'observació temporal més fi, per tal de poder analitzar millor les relacions entre les variables en l'escala de les poques hores així com el temps de decalatge entre les possibles forces motrius i l'oscil·lació que provoquen en l'alçada de la columna d'aigua.

La relació entre l'alçada i el corrent longitudinal genera uns patrons de taques diagonals en el gràfic, que són els característics de dues variables que estan acoblades (Figura 1.22b). Pel contrari, quan hi ha abundants taques verticals i oscil·lant entre negres i vermelles (correlacions positives i negatives, respectivament), les dues variables oscil·len en freqüències diferents i es dedueix que no estan acoblades (Figura 1.22c i d). Totes tres anàlisis de SDC mostren la mateixa doble banda clara vertical, la primera d'elles cap a l'instant 145-150 del temps i la segona prop d'unes 20 unitats relatives de temps³ més tard. S'observa que cap a la unitat de temps 110 el vent assoleix una velocitat de -8 m s^{-1} de direcció transversal a la badia (Mestral, Figura 1.22d) i aquesta és manté sobre aquest valor fins la unitat de temps 137. Poc més d'un hora més tard (6 unitats relatives de temps) de deixar de bufar el vent per sobre d'aquest llindar es perd l'acoblament entre la velocitat del corrent V' i l'alçada de la columna d'aigua (primera banda blanca vertical de tots tres gràfics centrals). I unes 3.6 hores més tard (prop de 20 unitats relatives de temps) torna a aparèixer la segona banda blanca vertical, però aquesta vegada sense anar lligada a un altre màxim relatiu de velocitat U' del vent. Cal notar que entre totes dues bandes blanques hi ha hagut una banda nova d'acoblament entre les dues sèries, malgrat només d'un hora de durada.

³ Aquestes unitats relatives de temps equivalen a nombre de dades de freqüència 10 minuts, que dividides per 6 ens donen l'hora acumulada des que va començar el registre.

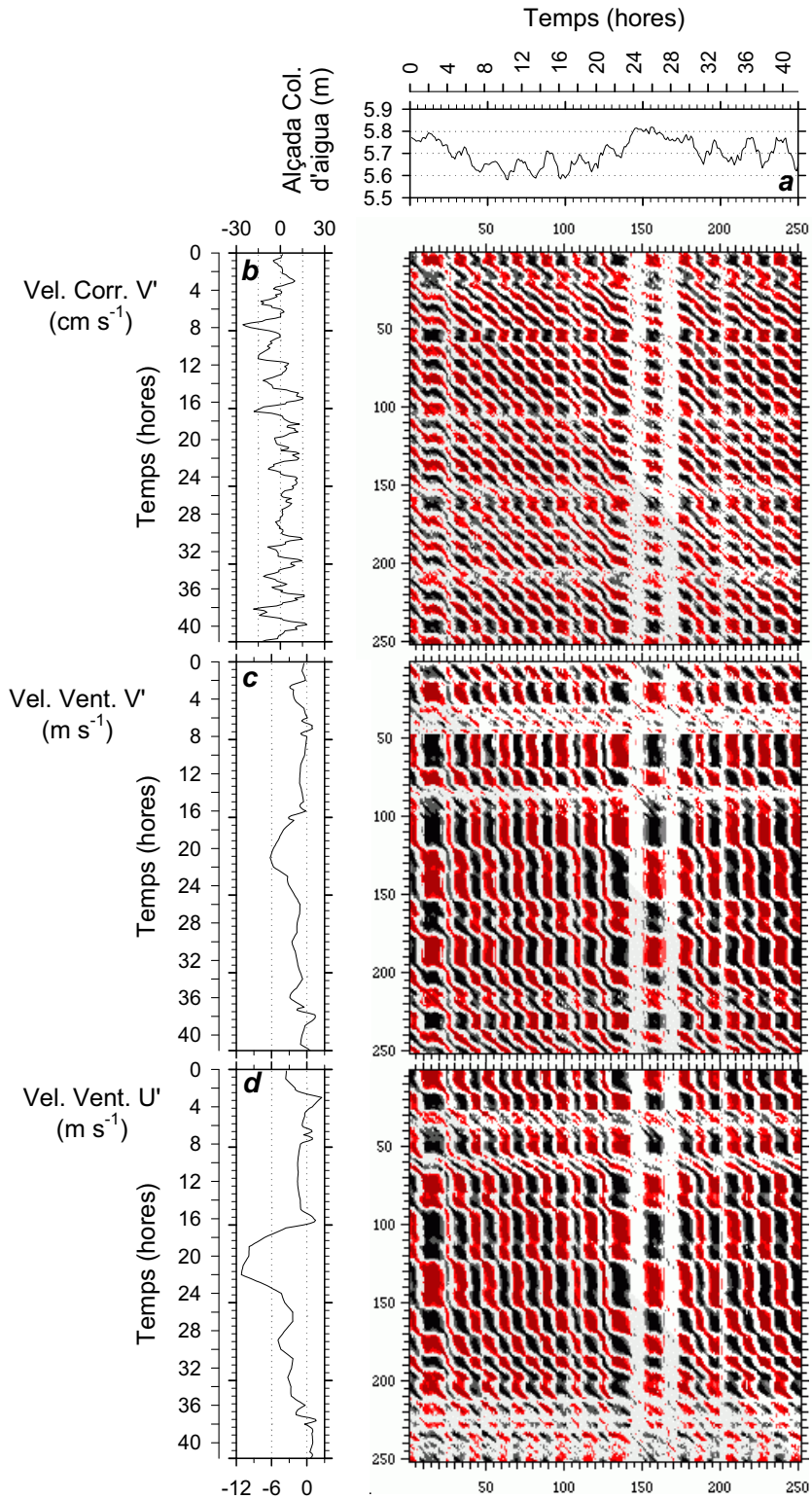


Figura 1.22 Anàlisi de la correlació depenent d'escala (SDC) entre: (dalt, a), alçada de la columna d'aigua, (esquerra superior, b), velocitat V' del corrent sobre el ressalt, (esquerra mig, c) velocitat V' del vent, (esquerra inferior, d), velocitat U' del vent. La freqüència de dades és cada 10 min, a partir de les 13:00h de l'11 de novembre de 1998 (1.7 dies). Mida del fragment d'escala: 2h. Veure text per a més informació sobre el mètode.

Discussió

Els fluxos d'entrada d'aigua de mar a la badia estimats pel mètode del model de caixes en estat estacionari aplicat a dies concrets de mostreig (Figura 1.6) són superiors als mesurats pel correntímetre en calcular el flux net residual diari (Figura 1.13). El cas extrem dels resultats, per a la situació de l'1 d'octubre de 1997 en què són de l'ordre de $100 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$, es troba un ordre de magnitud per sobre del flux net residual mesurat aquells dies, que no va superar els $10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$. Aquest mètode del model de caixes en estat estacionari, per tant, no serveix per mesurar el flux net residual diari per a intervals de temps de l'ordre d'un dia, en els casos en que no es compleixen les condicions d'estat estacionari.

Les estimes a través dels canvis d'alçada en la columna d'aigua (Figura 1.8) donen uns valors un ordre de magnitud inferior als mesurats amb el correntímetre, per que la major part del flux net es produeix sense que hi hagi canvis en el volum d'aigua de la badia.

Sens dubte, les millors mesures d'intercanvi les obtenim amb el correntímetre. A partir d'aquestes dades discutirem la magnitud possible dels components del corrent marí d'entrada a la badia.

Components del corrent observat

Marea astronòmica

Pel que fa a la marea astronòmica, si es considera una amplitud mareal⁴ d'uns 15 cm sobre els 44 Km^2 de la badia, llavors existeix una entrada i sortida d'uns $6.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ dos cops al dia (amb la marea), és a dir, uns $1.10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, (ó $306 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), que provoquen una velocitat del corrent d'uns 9 cm s^{-1} d'entrada per la boca de la badia (la secció de la qual podem aproximar a 3500 m^2 segons Camp (1991), 1.17 km d'ample per 3 m d'alçada de la capa profunda per sota la picnoclina). Aquest flux cíclic mareal és teòricament estacionari en balanç diari, i podria afectar a les eventuais hipòxies en tant en quant genera un intercanvi d'oxigen entre dins i fora de la badia. De totes formes, si tenim en compte que el volum total de la capa fonda de la badia és de prop de $97 \times 10^6 \text{ m}^3$, el volum d'aigua entrat per boca a causa de la marea ($6,6 \times 10^6 \text{ m}^3$) afectaria tan sols al 7% del volum de la capa fonda, i el més proper a la boca. A més, si comptem que l'entrada d'aigua es pot produir a través d'un rectangle de 1.17 km d'amplada per 3 m d'alçada com a molt, els $6.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ arriben a entrar tan sols 1.9 km dins la badia en una zona que presenta valors de concentració d'oxigen similars a les de la massa d'aigua exterior a la badia. Per últim, si tenim en consideració que les hipòxies, quan es generen, ho fan a la zona més interior de la badia (a partir de 5 km de distància de la boca de la badia, veure Figura 3.3a, b, c, plana 130), podem concloure que el component mareal no afecta significativament a les concentracions d'oxigen de l'aigua dels Alfacs, més enllà de les de l'estació *Boca*, en què contribueix a mantenir-les equilibrades amb les de mar obert.

⁴ L'amplitud mareal és igual a la meitat del rang d'oscil·lació diària màxima de la marea.

Diferències de densitat

Els aportos hídrics generen un flux total de sortida d'aigua a mar obert superior al flux d'aigua dolça entrat a l'estuari. Aquesta relació de fluxos hauria de ser característica de la barreja mareal i circulació estuariana de cada sistema (Kester *et al.* 1996). A la badia dels Alfacs el flux d'aigua de sortida de la badia cap a mar obert és de l'ordre d'entre 11 i 15 vegades més gran que el flux d'aigua dolça pels canals (Figura 1.5b2, b1, respectivament, a partir de dades de Camp 1994).

Si aquests valors (11 i 15) fossin certs, això ens duria a disquisicions de considerar que el component del flux d'entrada pel fons de la badia dels Alfacs per diferències de densitat hauria de ser de l'ordre de $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ per la situació de canals tancats i mínim treball de l'aigua dolça generant flux de sortida, i $150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ per la situació de canals oberts i màxim treball de l'aigua dolça (Taula 1.7). En dividir aquests fluxos per la secció estimada d'entrada de 3500 m^2 s'obtenen entre 1.1 i 4.3 cm s^{-1} de velocitat del flux net d'aigua salada. Val a dir que si expressem els valors de referència de flux net residual diari mesurats pel correntímetre (-5 i $20 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$, Taula 1.7), en termes de velocitat de flux instantània (cm s^{-1}) per tota la secció d'entrada a que ens referíem abans, aquests es converteixen en -1.71 i 7.14 cm s^{-1} . És a dir, expressat en termes de velocitat del corrent marí, aquesta entrada extra d'aigua salada a causa dels aportos d'aigua dolça pot representar una part molt considerable (més del 50 %), respecte la velocitat instantània total mesurada pel correntímetre a sobre del ressalt.

Taula 1.7 Resum de l'ordre de magnitud (observat o previsible) del flux net residual diari (expressat en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$, ó en $\times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$) de la Badia dels Alfacs. Es dona el valor mínim i màxim observat o estimat, segons cada cas.

	Flux net instantani		Flux net residual diari	
	$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$		$\times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$	
Mesurat, Correntímetre ^a	-60	230	-5	20
Estimat parcial de component per:				
<i>marea</i> ^b	-300	300	0	
<i>densitat</i>	40 ^c	150 ^c	3,4	13
<i>Vent (sense fricció)</i> ^d	-130	360	-31	12
<i>pressió atmosfèrica</i>	-53	53	-4,4	4,4

^a Col·locat a l'estació de mostreig *boca fons* en el seu costat limitrof amb mar obert (estació *exterior fons*) de setembre a novembre 1997.

^b Considerant la marea astronòmica i l'oscil·lació produïda per l'ona estacionària superficial.

^c Assumint flux continu de la mateixa direcció i sentit que el flux net residual diari estimat pel model de caixes en estat estacionari.

^d Només la seva component *V'* (l'única correlacionada significativament amb el flux net residual d'aigua), a partir de l'aproximació de Gill (1982) per a mar obert, que no té en compte que a la badia dels Alfacs hi ha fricció de les masses d'aigua amb les vores i el fons.

Influència del vent

Val a dir que s'ha invertit un considerable esforç en analitzar la relació del vent amb diferents variables i a diferents escales, a causa de discrepàncies entre diversos equips de recerca consultats

sobre la previsible capacitat del vent d'influir en la hidrodinàmica de la badia dels Alfacs i l'estabilitat de la seva columna d'aigua. Es discuteix tot seguit la rellevància dels resultats trobats, en que no s'ha observat que el vent jugui un paper rellevant en el corrent residual diari ni en la dinàmica d'estuari positiu bicapa de la badia, més enllà d'influir en episodis puntuals, com seguidament veurem.

A partir de les dades de que es disposa s'ha trobat una relació molt baixa entre el flux net residual d'entrada d'aigua de mar i el vent longitudinal (component V' o direcció WSW-ENE), i no s'ha trobat cap relació general amb el vent de direcció transversal a la badia (component U' , ó direcció NNW-SSE, Taula 1.6). A partir de la Figura 1.17 es pot deduir que en general la badia funciona com un estuari positiu de manera força independent de la velocitat i direcció del vent, pel que s'ha de pensar que el principal factor motor d'aquest funcionament no és el vent, sinó un altre. Quan bufa de procedència ENE, el vent actua accelerant aquest patró de circulació, malgrat siguin comptades les ocasions en què apareix aquest tipus de vent a la badia (Figura 1.14). Quan bufa en sentit contrari, tendeix a alentir-lo, i s'estima que només arribaria a revertir-lo momentàniament quan la seva velocitat mitjana diària fos aproximadament superior a 3.63 m s^{-1} (de procedència WSW). En aquest cas, de totes formes, en reduir-se la circulació estuària i en cas de mantenir-se el flux d'aigua dolça a través dels canals, augmentaria el gradient de pressió i, per tant, l'efecte del vent aniria esmorteint-se, especialment durant l'època amb els canals oberts.

Es pot calcular una estima teòrica de l'ordre de magnitud del flux net residual diari atribuïble només al vent a partir de l'aproximació de Gill (1982) esmentada a la introducció. D'aquesta forma, als vents longitudinals mitjans diaris d'entre -3.59 i 1.32 m s^{-1} (per tant, de procedència WSW els primers i ENE els segons) entre novembre i desembre de 1998 els correspondria uns corrents d'aigua de 10.8 i -4.0 cm s^{-1} desplaçats 15 cap a la dreta de la direcció del vent. Per una secció d'entrada d'aigua de 3500 m^2 , el flux net diari d'entrada d'aigua de mar estimat és un ordre de magnitud superior que el rang del component del corrent pels altres factors (Taula 1.7). Ara bé, cal no oblidar que aquesta aproximació prové d'escenaris a mar obert, i s'ha de considerar amb reserves per a badies costaneres, on hi ha fricció amb les vores, la picnoclina i el fons, raó per la qual el component del vent seria molt inferior. Restaria estimar el grau de reducció del component de moviment pel vent a causa de la fricció, per tal de fer aquest component més comparable amb els altres, per al cas concret de la Badia dels Alfacs.

En moltes altres badies d'arreu del món, el vent local juga un paper predominant controlant la circulació general del sistema (Weisberg 1976, Svendsen i Thompson 1978, Baker i Pond 1995), i la renovació de l'aigua de la capa fonda (Cannon i Ebbesmeyer 1978, Helle 1978). Fins i tot, existeixen treballs que han trobat relació entre els vents costaners, de major escala que els vents locals, i la circulació longitudinal del sistema estuària en la Badia de Chesapeake (Elliott 1978, Wang i Elliott 1978, Wang 1978), en diversos fiords del SW de Noruega (Svendsen 1977, Svendsen 1980), l'estret de Juan de Fuca (Holbrook i Halpern 1977, Laird *et al.* 1978) i badia Resurrection (Muench i Heggie 1978). Per la badia dels Alfacs, no existeix cap estudi similar fins a la data, i només s'han detectat episodis puntuals de control de la circulació estuària per part del vent.

Episodis puntuals d'acoblament entre vent i corrent

En analitzar la relació entre el vent longitudinal i el corrent d'aigua longitudinal a escala horària o cada 10 minuts, per a la badia dels Alfacs, s'ha observat que l'únic moment en que es detecta acoblament entre les dues sèries ha estat quan el vent va bufar unes 10 hores seguides de procedència NE (Figura 1.20, Figura 1.21d), amb una velocitat mitjana diària va ser de 1.32 m s^{-1} . Això es dedueix de què la sèrie de velocitat del vent V' mostra un màxim relatiu de valors positius cap al dia 18 de novembre, quan sobre la diagonal principal del gràfic central s'observa una acumulació de punts de correlació positiva. És a dir, en els casos en que el vent bufa paral·lel a la costa catalana davant del Delta de l'Ebre de forma intensa de NE a SW és capaç d'arrossegar l'aigua superficial cap en fora de la badia. Aquest corrent, a la seva vegada, genera un contracorrent per la capa fonda de sentit contrari al superficial, que és el corrent correlacionat positivament amb el vent de procedència NE. Fenòmens similars s'han descrit en altres badies o fiords (Johannessen 1968, Gade 1968, Bell 1973). En canvi, els episodis de vents continuats en sentit contrari (durant el vespre de l'11 de novembre de 1998 i del 13 al 14 del mateix mes) no arriben a modificar significativament la velocitat del corrent longitudinal d'entrada d'aigua marina (no s'observa correlació significativa en aquesta part de la Figura 1.20). De fet, amb els resultats mostrats a la Figura 1.17 ja es dedueix que només en els casos més extrems de vents de procedència WSW s'arriba a revertir momentàniament el sentit de la circulació estuària, i per als vents més febles de la mateixa procedència es presumeix que no tenen un efecte significatiu per que han de treballar en contra de la inèrcia de la massa d'aigua en moviment constant segons la circulació estuària.

Un altre episodi concret en que s'ha observat un efecte notable del vent, malgrat produir efectes diferents, va ser el d'un temporal de Mestral cap a finals de Novembre (Figura 1.21). Aquest vent de procedència NNW que va assolir velocitats mitjanes horàries de fins a 11.1 m s^{-1} va generar molt probablement una ona de superfície que va travessar la badia de costat a costat en la seva mateixa direcció, i d'aquí el primer desacoblament mostrat en la Figura 1.22 a la hora número 24. El segon desacoblament es produeix a les 3.6 hores d'haver-se produït el primer, i es podria atribuir al retorn de l'ona de superfície en rebotar sobre la plataforma sud de la badia.

Diferències de pressió atmosfèrica

Recordem, tal i com s'ha introduït a la metodologia, que es pot establir que per a diferències diàries d'1 mbar de pressió atmosfèrica es generen diferències inversament proporcionals en la columna d'aigua d'1 cm d'alçada. Aquesta diferència diària d'1cm, per exemple (agafem el cas d'una diferència positiva), suposa que per als 44 km^2 de superfície total de la badia haurien hagut d'entrar uns $0.44 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$, o l'equivalent $5.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Taula 1.7). I si les diferències oscil·len entre -10 i $+10$ mbar, el flux corresponent que han d'haver generat es troba entre -4.4 i $+4.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$. Així, els valors del component baromètric del corrent residual diari són de l'ordre de fins a un terç dels valors màxims calculats per la badia a partir de les mesures del correntímetre (Figura 1.13). En situacions puntuals, doncs, el seu efecte pot ser important per modificar el corrent residual.

No s'han trobat altres estudis que analitzin l'efecte dels canvis de pressió atmosfèrica sobre el flux net residual diari d'una badia amb els que comparar els nostres resultats.

A mode de resum...

El flux net residual diari pel fons de la badia arriba fins al voltant de $20 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ quan funciona com a estuari positiu (Taula 1.7). Aquest flux màxim es podria explicar pel component degut a diferències de densitat (de l'ordre de $13 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ de mitjana en situació de canals oberts), influït per les diferències de pressió atmosfèrica ($4.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$) i eventualment del vent per a completar la magnitud del flux observat (fins a $12 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$, sense tenir compte la fricció amb vores, picnolina i fons). No passa així amb les estimes que fan referència a la circulació en sentit contrari de l'estuari, en que l'estima de la contribució del vent podria arribar a ser extraordinàriament superior (fins $-31 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$, sense tenir en compte la fricció) a la mesurada pel correntímetre ($-5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$). Però ja s'ha discutit prèviament que els vents de procedència WSE primer han d'aconseguir frenar la inèrcia que de per si porta circulació positiva general de la badia per poder revertir-ne el seu sentit, i aquest efecte no es té en compte en l'aproximació general de Gill. La marea baromètrica, però, podria generar per si sola aquest flux en sentit contrari ($-4.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$) al de la circulació estuariana positiva.

Apunt final: singularitat hídrica de la Badia dels Alfacs

Abans de concloure aquest capítol val la pena fer unes consideracions sobre un altre aspecte que pot afectar al moviment de les masses d'aigua de la badia dels Alfacs. La majoria d'estuaris mediterranis descrits a la literatura científica reben la major part dels aports d'aigua dolça a l'hivern, com és el cas de la Badia de Tomales a Califòrnia i el sistema estuarià Peel-Harvey a la costa oest d'Austràlia Occidental (Hearn i Robson 2001), l'estuari Wilson a la costa sud del mateix continent australià (Hodgkin i Clark 1988), o l'estuari Palmiet a Sud-àfrica (Largier i Taljaard 1991). Els mesos primaverals en que comença a pujar la temperatura i encara guarden part del volum d'aigua dolça entrat en mesos anteriors, aquestes badies experimenten fenòmens intensos d'estratificació estuariana. L'estació climatològica més humida de la badia dels Alfacs no és l'hivern sinó la tardor. Paradoxalment, l'hivern resta en terme mig com a època de pluges moderades que no arriben a contrarestar la seva pròpia evaporació, donant així un balanç hídric negatiu a l'igual que passa durant la primavera i l'estiu, al menys atenent-nos al registre local de la dècada dels noranta (Taula 1.5). El patró general pot variar en anys concrets, com és el cas de 1997, en què l'hivern va ser, pel contrari, l'única estació amb balanç hídric anual positiu (+32 mm) mentre que els altres tres valors van ser a *grosso modo* -300, -200 i -10 mm, per a primavera, estiu i tardor, respectivament. Es creu que aquest règim hídric estacional pot estar associat amb el règim de pluges torrencials ocasional en altres estacions climatològiques de cada badia.

La badia dels Alfacs experimenta molts anys pluges torrencials estiuenques, i en un dels estuaris anteriors, com és l'estuari Wilson, també s'han descrit aquest tipus de precipitacions estiuenques ocasionals (Hodgkin i Clark 1988). Amb l'alta temperatura de l'aigua s'afavoreix un major desenvolupament de fenòmens hipòxics que els altres estuaris mediterranis comparables no

presenten a l'estiu, ja que els fenòmens hipòxics han estat descrits durant la primavera, després del període de pluges hivernals. Ara bé, es desconeix de forma detallada el paper complet que juguen aquestes pluges torrencials sobre la dinàmica estuària, la renovació de l'aigua eventualment hipòxica del fons, etc.

Una primera aproximació a la contribució d'aquestes pluges torrencials a la hidrografia de la badia es pot fer a partir del registre de precipitació de la dècada dels 90. Si bé poden arribar als 60 mm de balanç hídric en un dia de forma excepcional, no són rares les pluges estiuenques que deixen 20 mm dia⁻¹ de balanç net, un cop extreta l'evapotranspiració de referència (es veuran amb més detall i precisió els registres pluviomètrics en el capítol següent d'aquesta tesi). Aquests aportos nets per via atmosfèrica sobre els 50 km² la badia equivalen a prop de $1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ de forma immediata, i l'efecte d'aquestes pluges sobre la badia no s'acaba aquí, amb els efectes per precipitació directa sobre la badia, sinó que l'aigua col·lectada per la conca podria augmentar el cabal d'aigua dolça alliberat a la badia en dies o setmanes posteriors, a través de la xarxa de canals dels arrossars en interceptar aquests el flux freàtic natural a favor de gravetat de la plana deltaica, o bé, a través d'un possible vessament directe de l'aigua freàtica a la badia pel seu marge nord. El cabal mig vessat pels canals de desguàs dels arrossars per a l'època de canals oberts s'estima en $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (Camp 1994), pel que els aportos momentanis de les pluges torrencials estiuenques suposen un increment del 100% dels aportos. A diferència dels aportos via canals de desguàs, el volum precipitat directament al mar podria suposar un increment de l'alçada de la columna d'aigua per igual a dins i fora de la badia en el cas de pluges de gran extensió, malgrat es poden donar casos de pluges locals que afectessin només una petita àrea de la badia, donat el caràcter local que tenen freqüentment les pluges mediterrànies. Per tant, no generarien la mateixa circulació estuària per gradients de densitat que generen els aportos d'aigua dels canals dels arrossars. En qualsevol cas, restaria per elaborar una anàlisi més detallada d'aquest aspecte. per saber la transcendència real d'aquestes pluges en el flux net residual a curt termini i la durada del seu possible efecte sobre el flux net residual.

Bibliografia

- Allen, R. G., *et al.*, 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. *FAO technical papers. FAO irrigation and drainage paper*, 56: 301.
- Babenerd, B., 1991. Increasing oxygen deficiency in Kiel Bay (Western Baltic). A paradigm of progressing coastal eutrophication. *Meeresforsch*, 33 121-140.
- Baker, P. i Pond, S., 1995. The low-frequency residual circulation in Knight Inlet, British Columbia. *J. Phys. Oceanogr.*, 25 (5): 747-763.
- Bell, W. H., 1973. The exchange of deep water in Howe Sound Basin. *Pacific Marine Science Report*, 73 (13):
- Cameron, W. M. i Pritchard, D. W., 1965. "Estuaries", a *The Sea, II*, pp. 306-324. Wiley and Sons, New York.
- Camp, J., 1994. Aproximaciones a la dinámica ecológica de una bahía estuárica mediterránea. Doctoral, 245 pp., Barcelona.
- Camp, J. i Delgado, M., 1987. Hidrografía de las bahías del Delta del Ebro. *Inv. Pesq.*, 51 (3): 351-369.
- Canicio, A. i Ibáñez, C., 1996. Evaluation of water fluxes and sediment supply. *in Impact of Climatic Change on Northwestern Mediterranean Deltas*:
- Cannon, G. A. i Ebbesmeyer, C. C., 1978. "Winter replacement of bottom water in Puget Sound", a *Estuarine Transport Processes*, 229-238. Univ. South Carolina Press, Columbia, S.C.
- Cushman-Roisin, B., 1994. Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: 320.
- Dalrymple, R. W., *et al.*, 1992. Estuarine facies models-Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 1130-1146.
- Davies, J. H. L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 8 127-142.
- Dyer, K. R., 1997. Estuaries a physical introduction.: 195.

- Elliott, A. J., 1976. A study of the effect of meteorological forcing on the circulation in the Potomac estuary:
- Elliott, A. J., 1978. Observations of the meteorologically induced circulation in the Potomac Estuary. *Estuar. Coast. Mar. Sci.*, 6 (3): 285-299.
- Flindt, M. R. i Kamp-Nielsen, L., 1997. Modelling of an estuarine eutrophication gradient. *Ecological Modelling*, 102 143-153.
- Fransz, H. G., *et al.*, 1991. Ecological modelling of the North Sea. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28 (1/2): 67-140.
- Friedrichs, C. T., 2002a. Applications of Scaling in Coastal/Estuarine Physical Oceanography: 13.
- Friedrichs, C. T., 2002b. Introduction to Eutrophication, Hypoxia and Estuarine Circulation: 12.
- Gade, H. G., 1968. Horizontal and vertical exchanges and diffusion in the water masses of the Oslofjord. *Helgolander wiss. Meeresunters*, 17 462-475.
- Gázquez, A., 2002.
- Gill, A. E., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. *International Geophysics Series*, 30: 662.
- Guillén, J., 1992. Dinámica y balance sedimentario en los ambientes fluvial y litoral del Delta del Ebro. pp., Universidad Politécnica de Cataluña.
- Hagy, J. D., *et al.*, 2000. Estimation of Net Physical Transport and Hydraulic Residence Times for a Coastal Plain Estuary Using Box Models. *Estuaries*, 23 (3): 328-340.
- Hansen, V. D. i Rattray, M. J., 1965. Gravitational circulation in straits and estuaries. *J. Mar. Res.*, 23 104-122.
- Hansen, V. D. i Rattray, M. J., 1966. New dimensions in estuary classification. *Limnol. Oceanogr.*, 11 (3): 319-326.
- Hayes, M. O., 1979. "Barrier island morphology as a function of wave and tide regime", a *Barrier islands from the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*, 1-29. Academic Press, New York.
- Hearn, C. J., 1995. "Water exchange between shallow estuaries and the ocean", a *Eutrophic Shallow Estuaries and Lagoons.*, 151-172. CRC Press, Boca Raton, FI USA.

- Hearn, C. J. i Robson, B. J., 2001. Inter-annual variability of bottom hypoxia in shallow mediterranean estuaries. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 52 (5): 643-657.
- Helle, H. B., 1978. "Summer replacement of deep water in Byfjord, Western Norway: Mass exchange across the sill induced by coastal upwelling", a *Hydrodynamics of Estuaries and Fjords*, 441-464. Elsevier, Amsterdam.
- Hodgkin, E. P. i Clark, R., 1988. Wilson, Irwin and Parry Inlets: The Estuaries of Denmark Shire., 3:
- Holbrook, J. R. i Halpern, D., 1977. Observations of near-surface currents, winds and temperature in the Strait of Juan de Fuca during November 1976-February 1977. *Trans. of the American Geophysical Union*, 53 (12): 1158 (Abstract).
- Hydrotechnic-Corporation, 1966. Estudio de reconocimiento y viabilidad del proyecto de riegos del delta del Ebro:
- Jansà i Guardiola, J. M., 1985. Manual de observación de Meteorología. Edición Facsímil, B12:
- Johannessen, O. M., 1968. Some current measurements in the Drobak Sound, the narrow entrance to the Oslofjord: 38.
- Justic, D., *et al.*, 1997. Impacts of climate change on net productivity of coastal waters: Implications for carbon budgets and hypoxia. *Climate Research*, 8 (3): 225-237.
- Katsuyuki, A. i Satoru, T., 1997. Effects of Water Movement on the Fluctuation of Oxygen Concentration in the Lower Layer of Gokasho Bay on the East Coast of Honshu Island, Japan. *Interactions Between Cultured Species and Naturally Occurring Species in the Environment. Twenty-fourth U.S.-Japan Aquaculture Panel Symposium*, 24: 85-89.
- Kester, D. R., *et al.*, 1996. Modeling, measurements, and satellite remote sensing of biologically active constituents in coastal waters. *Marine Chemistry*, 53 131-145.
- Ketchum, B. H., 1983. "Estuarine characteristics", a *Estuaries and Enclosed Seas*, 26, 1-14. Elsevier, Amsterdam.
- Kimmerer, W. J., *et al.*, 1993. A simple heuristic model of nutrient cycling in an estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 37 (2): 145-159.

- Laird, N. P., *et al.*, 1978. Winter intrusions of coastal waters into the Strait of Juan de Fuca estuary. *Trans. of the American Geophysical Union*, 59 (4): 305 (Abstract).
- Largier, J. L. i Taljaard, S., 1991. The dynamics of tidal intrusion, retention, and removal of seawater in a bar-built estuary. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 33 (4): 325-338.
- López-Jurado, J. L., 1983. "Evaporación en el mar balear", a *Estudio oceanográfico de la plataforma continental*, 197-208. Cádiz.
- Margalef, R., 1985. The Western Mediterranean. *Key Environements*, 17: 374.
- Matsukawa, Y. i Sasaki, K., 1990. Nitrogen budget in Tokyo Bay with special reference to the low sedimentation to supply ratio. *J. Oceanogr. Soc. Japan Nihon Kaiyo Gakkai*, 46 (2): 44-54.
- Muench, R. D. i Heggie, D. T., 1978. "Deepwater exchange in Alaskan subarctic fjords", a *Estuarine transport processes*, 7, 239-267. The Belle W. Baruch Library in Marine Science,
- Munekage, Y. i Kimura, H., 1985. On the exchange of sea water in the lower layer of Uranouchi Bay by the box-model method. *Rep. USA Mar. Biol. Inst. Kochi Univ. Kochidai Kaiyoseibutsukenho*, 7 61-72.
- Norro, A. i Frankignoulle, M., 1996. Biogeochemical box modelling at small scale application to the inorganic carbon cycle in the Bay of Calvi. *Ecological Modelling*, 88 101-112.
- Officer, C. B., 1976. Physical oceanography of estuaries and associated coastal waters: 465.
- Officer, C. B., 1980. "Box model revisited", a *Estuarine and wetland processes: with emphasis on modelling*, 65-114. Plenum Press, New York.
- Officer, C. B., 1983. "Physics of estuarine circulation", a *Estuaries and enclosed seas*, 26, 15-41. Elsevier, Amsterdam.
- Penman, H. L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A193 120-146.
- Percival, D. i Walden, A., 2000. Wavelet methods for time series analysis:
- Pond, S. i Pickard, G. L., 1978. Introductory dynamyc oceanography:
- Pritchard, D. W., 1952. "Estuarine hydrography", a *Advances in Geophysics*, 1, Academic, New York.

Pritchard, D. W., 1955. Estuarine circulation patterns. *Prog. Asoc. Civ. Eng.*, 81 1-11.

Proudman, J., 1953. "XI. Seiches in lakes and tides in gulfs and channels. XII. Long progressive waves. XIII. Response to tide-generating forces and to varying atmospheric pressure. XIV. Frictional effects on tides and seiches. XV. Internal Seiches, tides and waves. XVI. Waves of short period." a *Dynamical oceanography*, 219-401. Methuen & Co. Ltd., London.

Rattray, M. J. i Hansen, V. D., 1962. A similarity solution for circulation in an estuary. *J. Mar. Res.*, 20 121-133.

Rodó, X., 2001. Reversal of three global atmospheric fields linking changes in SST anomalies in the Pacific, Atlantic and Indian oceans at tropical latitudes and midlatitudes. *Climate Dynamics*, 18 (3/4): 203-207.

Rodó, X. i Rodríguez-Arias, M. A., 2002. Application of Scale Dependent Correlation (SDC) analysis to the detection of transient signals in climate series. *Climate Dynamics*, enviat

Rodríguez-Arias, M. A. i Rodó, X., 2002. A primer on the characterization of transitory dynamics in ecological series by means of the scale dependent correlation (SDC) analysis. *Oecologia*, enviat

Sánchez-Rodríguez, J., 1990. Instrumentos meteorológicos, B29:

StatSoft, I., 1999. STATISTICA for Windows (computer program manual):

Stigebrandt, A., 2001. "Fiord circulation", a *Encyclopedia of Ocean Sciences*, 2, 897-902. Academic Press, San Diego, USA.

Suzuki, T. i Matsukawa, Y., 1987. Hydrography and budget of dissolved total nitrogen and dissolved oxygen in the stratified season in Mikawa Bay, Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 43 (1): 37-48.

Svendsen, H., 1977. A study of the circulation in a sill fjord on the west coast of Norway. *Marine Science Communications*, 3 151-209.

Svendsen, H., 1980. "Exchange processes above sill level between fjords and coastal water", a *Fjord Oceanography*, 4, 355-361. Plenum Press, New York.

Svendsen, H. i Thompson, O. R. Y., 1978. Wind driven circulation in a fjord. *J. Phys. Oceanogr.*, 8 703-712.

- Wang, D. P., 1978. Sub-tidal sea level variations in the Chesapeake Bay and relations to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 9 (2): 413-421.
- Wang, D. P. i Elliott, A. J., 1978. Non-tidal variability in the Chesapeake Bay and Potomac River: evidence for non-local forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 8 (2): 225-232.
- Weisberg, R. H., 1976. The nontidal flow in the Province River of Narragansett Bay: a stochastic approach to estuarine circulation. *J Phys Oceanogr*, 6 (5): 721-734.

