



## LA DESEMBOCADURA DEL RÍO VÉLEZ (PROVINCIA DE MÁLAGA, ESPAÑA). EVOLUCIÓN RECIENTE DE UN DELTA DE COMPORTAMIENTO MEDITERRÁNEO

*The Velez River mouth (Malaga province, Spain). Recent evolution of a delta with mediterranean behaviour.*

José M<sup>a</sup> Senciales González <sup>(1)</sup> y Gonzalo Malvárez <sup>(2)</sup>

(1) *Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Málaga. 29071. Campus de Teatinos. Málaga. España.*

*e-mail: senciales@uma.es ; fax: 95 213 17 00*

(2) *Coastal Studies Research Group, School of Environmental and Biological Sciences University of Ulster. Coleraine. Cromore Rd. Co. Derry N. Ireland. U.K.*

**Resumen:** Se presenta el estudio de la evolución de la desembocadura de una pequeña cuenca mediterránea a lo largo del Holoceno y cómo las condiciones ambientales, en especial la agresividad de las precipitaciones y deforestación, dieron lugar a la formación de un delta. Sin embargo, también la intervención humana puede ser responsable de una reciente evolución inversa desde los últimos cincuenta años, demostrándose una marcada degradación en favor del mar, tanto respecto a la superficie agrícola útil existente sobre el delta, como también bajo el agua, donde la pendiente se acentúa, quizá desde que tuvieron lugar algunas obras de ingeniería tanto en la cuenca como en el área costera cercana. Se muestran las evidencias del proceso, a la vez que se muestran las posibles causas.

**Palabras clave:** Carga sedimentaria fluvial, Cambios en la línea de costa, Evolución holocena, Evolución deltaica.

**Abstract:** We present the mouth evolution of a little mediterranean basin during the Holocene, and how the environmental conditions -specially heavy rain and deforestation- finally could create a delta. By the way, the human activity could be the origin of a recent inverse evolution during the last fifty years. We demonstrate a clear land degradation (areal losses) increasing the area occupied by the sea since some engineering construction were developed in the nearby area. We have measured both important losses of useful land over the delta, as sea depth increasing, and, consequently, also increasing of surf zone slope, perhaps due to modifications of the drainage basin and the near beaches. We also present evidences of these problems, and its probably origin.

**Key words:** Fluvial sedimental load, Shoreline changes, Holocene evolution, delta evolution.



Senciales, J.M<sup>a</sup> y Malvárez, G. (2003). La desembocadura del río Vélez (provincia de Málaga, España). Evolución reciente de un delta de comportamiento mediterráneo. *Rev. C. & G.*, 17 (1-2), 47-61.

### 1. Introducción

El análisis de las variaciones de la dinámica de un río debidas a las modificaciones impuestas por infraestructuras humanas es imprescindible hoy en día; debe valorarse y, en lo posible, cuantificarse si tales alteraciones adquieren un carácter positivo o negativo para ese otro elemento de la dinámica natu-

ral que es el equilibrio sedimentario de la línea de costa. El carácter positivo se refiere a la tendencia natural progradante, es decir, la carga sedimentaria del río es superior a la capacidad de redistribución del mar, tendiendo la superficie terrestre al incremento. El carácter negativo plantea todo lo contrario: el mar tiende a tomar de la línea de costa y del propio delta el material que el o los ríos no aportan,

invirtiendo la tendencia que originó el delta. Esta última posibilidad puede ser contraria a la propia economía humana, de modo que los deltas, tierras fértiles usualmente y renovadas esporádicamente por eventos de inundación, pueden degradarse, perdiendo superficie agrícola útil. Es un problema analizado por diversos autores desde enfoques temporales y espaciales muy distintos (Jiménez et al., 1997; Somoza et al., 1998; Chen y Zong, 1999; Malvárez, 1999; Malvárez y Cooper, 2000; Yang et al., 2001; Cooper, 1993a, 1993b, 1994; Gornitz et al., 2002...).

Abordamos en este estudio un ejemplo de tales tendencias en una cuenca mediterránea.

## 2. El medio físico

La cuenca del río Vélez se localiza en el área suoriental de la provincia de Málaga, en la costa mediterránea del mar de Alborán (Fig. 1). Posee un recorrido corto pero muy escarpado (Tabla 1), una longitud del cauce principal de 68,39 km en un valle de 43,12 km, y una altitud máxima de 2.065 m (S0 Tejada), localizada de modo disimétrico en uno de

los vértices de la cuenca más cercanos a su desembocadura. Su superficie proyectada son 610 km<sup>2</sup>.

Situada en un medio transicional semiárido-subhúmedo, la precipitación media ponderada anual en la cuenca es de 629 mm, con extremos entre 429 mm -costa- y 1.006 mm -entorno montañoso-. Tiene un régimen climático anual de marcada estacionalidad: ausencia casi total de lluvias en julio y agosto, sobre todo en las estaciones costeras, frente a otoño lluvioso, de hasta 200 mm/mes en las estaciones de interior. El régimen estival está influido por el anticiclón de las Azores que introduce en la zona vientos cálidos y secos del interior peninsular, o, sobre todo, de África. En otoño-invierno, la zona es afectada por frentes atlánticos y, en menor grado, por depresiones mediterráneas, implicando alternancia de regímenes de vientos de poniente y de levante. No suele llover más de 50 días al año, lo que implica intensidades medias en torno a 12 mm/día, pero muy superiores en otoño.

En las zonas más elevadas predominan calizas subbéticas (triásicas y jurásicas) y mármoles alpujárrides (triásicos), destacando sistemas kársticos de gran importancia hidrogeológica; las zonas intermedias poseen un flysch margoso y arenoso (mioce-

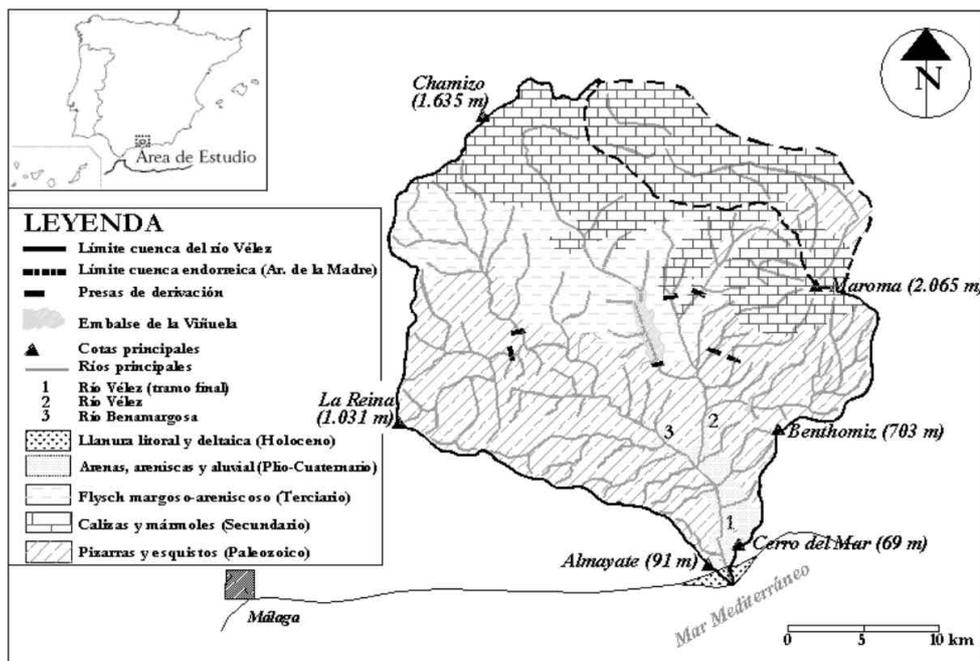


Figura 1. Localización del área de estudio. Red de drenaje y litofacies de la cuenca del río Vélez.  
 Figure 1. Location of the studied area. Drainage network and lithofacies of Velez basin.

no); y en las más cercanas a la costa, excluyendo la vega pliocuaternaria, destacan pizarras y filitas maláguides (silúrico-devónico) y esquistos alpujáridos (precámbrico-paleozoico). Situada en una zona de contacto de unidades tectónicas, la red principal tiene un condicionamiento estructural que marca las direcciones preferentes en sentido NNO-SSE.

Los materiales discordantes del Carbonífero evidencian las primeras emersiones locales del edificio en que se labra la cuenca del río Vélez (Barba Martín, 1979), datándose las primeras deposiciones fluviales en el Trías Inferior. Pese a nuevas emersiones locales a lo largo del Jurásico, es en el Eoceno Inferior cuando el edificio Bético está plenamente emergido y comienzan a emplazarse los mantos que lo constituyen. Las fases de plegamiento son intensas en el Oligoceno (Elorza y García Dueñas, 1979 y 1981), prolongándose hasta el Mioceno, en cuya fase final se generan fracturas regionales (Sanz de Galdeano, 1983) que condicionan el trazado de los tributarios principales de la actual red. El edificio se rejuvenece y se producen fases de intensa disección. La transgresión marina consecuente a la apertura del Estrecho de Gibraltar en el Plioceno convierte la costa malagueña en una sucesión de bahías, entre ellas la del río Vélez, como se desprende de numerosos trabajos (Lhenaff, 1977; Lario et al., 1993; Goy et al., 1996; Malvárez et al., 1998; Lario et al., 1999) en áreas próximas (Campo de Gibraltar, Marbella, Benalmádena, El Candado -Málaga-, Rincón de la Victoria, Lagos -Este de Vélez-Málaga-, Nerja). La posible crisis rexistásica Villafranquiense protagoniza una intensa fase erosiva que excava unas superficies y rellena otras, siendo frecuente la generación de travertinos en zonas continentales (Lario et al., 1993); aunque la proximidad al Atlántico explica que, dentro de un clima semiárido generalizado, la cercanía a un umbral subhúmedo dé lugar a un predominio de la erosión sobre la deposición y generación de glaciares (Lhenaff, 1977), siendo, en este sentido, un clima quizá parecido al actual. De las sucesivas fases biostásicas y rexistásicas cuaternarias datan diversos niveles de aplanamiento, restos de glaciares y terrazas aluviales, pero forman superficies aisladas, inconexas, sólo identificadas por su coincidencia aproximada en altura (Senciales, 1998). Los niveles marinos documentados en la costa malagueña son progresivamente más cercanos a los actuales: +73 m y +55 m en el Pleistoceno Inferior; +26 m, +18 m y +12 m en el Pleistoceno Medio, y + 5 m y +2,5 m en el Pleistoceno Superior (Lario et al., 1993).

Agresividad climática, fuertes pendientes y uso humano dan lugar a que los suelos sean, en general, poco profundos (predominio de leptosoles), salvo los aluviales y los vertisoles localizados sobre el flysch. En efecto, el histórico uso agrario intensivo provocó una gran desprotección del suelo frente a la erosión; sólo un 8,38% de la cuenca es forestal, a lo que se añade la protección de un 4,85% de matorral o monte alto y un 6,51% de superficie irrigada (huertas y frutales) (datos de 1992), ésta última en crecimiento acelerado; el resto está cubierto por cultivos tradicionales: vid, olivo o cereal, entre los más importantes (Senciales, 1995).

La cabecera de la cuenca, con abundantes lluvias y con un sustrato permeable, explica la presencia de una importante regulación kárstica con surgencias en las zonas de contacto con materiales impermeables. Así, salvo en condiciones de saturación, los cauces aguas arriba de las surgencias suelen tener poco o ningún caudal. Aguas abajo, la litología impermeable permite el mantenimiento hídrico superficial, pero la pluviometría desciende. Todo ello da lugar a la proliferación de infraestructuras hidráulicas para asegurar el mantenimiento del abastecimiento agrícola.

### 3. Metodología

Se pretenden conocer las causas que intervienen en el proceso de degradación evidenciado tras el análisis de fotografías aéreas y cartografía de diversos años en la desembocadura del río Vélez.

Para ello, se han utilizado estereomodelos de los años 1957 (vuelo americano, 1:33.000), 1968 (municipio de Vélez, 1:33.000), 1976 (vuelo Interministerial, 1:18.000), 1981, 1982, 1984, 1990 y 1992 (Junta de Andalucía, 1:33.000), 1995 (Junta de Andalucía, 1:20.000), 1998 (Junta de Andalucía, 1:33.000) y 2000 (Junta de Andalucía, 1:8.000), así como fotos aéreas oblicuas de los años 1987 y 1989 (Paisajes Aéreos del Sur, S.A.).

La cartografía utilizada ha sido la siguiente: 1761 (1:50.000 aprox., Servicio Geográfico del Ejército), 1917 (1:50.000, Instituto Geográfico Nacional), 1976 (1:50.000, Servicio Geográfico del Ejército), 1984 (1:50.000, Servicio Geográfico del Ejército) y 1995 (1:10.000, edición digital, Junta de Andalucía), así como referencias de cartografías de 1785 (Hoffmann, 1988) y 1973 (Dirección General de Costas). Todas las mediciones realizadas han tomado como base el mapa de 1995, de mayor deta-

lle; igualmente, las fotografías aéreas se han digitalizado, corregido y ajustado a este mapa. La comparación y ajuste de fotografías y cartografía, así como los trazados y mediciones de áreas se han realizado mediante el programa AutoCAD 14.

Los valores pluviométricos y de caudal se han tomado de la Conf. Hidrográfica del Sur de España. Se han utilizado datos diarios de 22 estaciones pluviométricas, con series variables de entre 20 y 60 años. Se ha hecho uso de valores diarios para conocer, evento por evento, las posibles incidencias sobre el delta. Para ello, se han ampliado datos y estimaciones estadísticas utilizadas en trabajos anteriores (Senciales, 1995; Senciales y Perles, 1996; Perles y Senciales, 1996).

Se han analizado caudales de las siete estaciones de aforo disponibles en la cuenca, con series de caudal diario entre 30 y 50 años; se han calculado aforos medios anuales y mensuales y valores de escorrentía en la relación precipitación-caudal. Finalmente, se han extrapolado los datos de aforo al cauce final de la cuenca a partir del modelo HEC-1 (U.S. Army Corps of Engineers, 1987) para valorar los eventos conocidos, y se han utilizado modelos matemáticos para el cálculo de la aportación media anual del conjunto de la cuenca, siendo el modelo potencial el que mayor ajuste mostraba.

Se ha calculado la carga sedimentaria en el tramo final del cauce según el modelo de Meyer-Peter (en Gregory y Walling, 1973):  $Q_s^{0,667} = 250q^{0,667}S-42,5d_{50}$ , siendo  $Q_s$  medido en ppm,  $q$  el caudal en  $m^3/s$  y  $d_{50}$  el diámetro medio de los materiales del lecho en la sección de control. Pero para el conjunto de la cuenca, en estudios anteriores (Senciales, 1995), se calcularon los sedimentos

movilizados en eventos-tipo siguiendo el modelo MUSLE (Williams, 1975); se ha contrastado éste con el modelo de Fournier (en Mintegui et al., 1984), a partir de la expresión  $0,0275(p^2/P)^{2,65}$  (htg), donde  $p$  es la precipitación del mes más lluvioso de cada año de la serie,  $P$  es el módulo pluviométrico anual y  $htg$  el Coeficiente Orográfico de De Martonne. Se ha valorado el caudal *Bankfull* a partir de las características del lecho principal; se han estimado los caudales necesarios para que el delta sea funcional y el periodo de retorno de tales eventos, según el modelo de Gumbel (1958).

Para la dinámica costera deltaica se han valorado, por una parte, datos batimétricos de la zona en diversos años (1959, 1988), tomados de Cartas Náuticas (1:25.000) del Instituto Hidrográfico de la Marina; y por otra, datos de olas y corrientes a partir de simulaciones realizadas por Malvárez (Malvárez, 1999; Malvárez y Cooper, 2000), estimándose promedios de altura media y máxima de olas en condiciones normales y de tormenta, así como la duración preferente de las mismas. Con ello, se han analizado las diversas tendencias según eventos, así como la carga sedimentaria y la deriva costera.

Finalmente, se han utilizado datos históricos y arqueológicos que documenten la evolución de la zona a lo largo del Holoceno, así como las causas de dicha evolución. De este modo se han utilizado diversas fuentes de investigadores que han realizado prospecciones y/o dataciones en la zona próxima a la desembocadura (Schulz, 1983; Hoffmann, 1988; Schubart, 1991), que, complementadas con datos de archivos cartográficos, permiten seguir la evolución de la zona a lo largo de los últimos siglos.

Tabla 1. Valores generales de la cuenca del río Vélez.  
Table 1. Generals values of Velez bassin.

A	Pp	Ppvol	Qe	Qevol	Qe%	Y	Yp	Qs	Qs%
610	629	383,69	158906	83,732	21,63	71042,6	12,51 x 10 <sup>6</sup>	18375,4	25,87

A = Superficie de la cuenca (km<sup>2</sup>);  
Ppvol = Volumen precipitado en la cuenca (hm<sup>3</sup>/año)  
Qevol = Volumen de escorrentía generado (hm<sup>3</sup>/año)  
Y = Aporte medio de sedimentos a la cuenca (tm/año)  
Qs = Emisión de sedimentos en desembocadura (tm/año)

Pp = Promedio ponderado de precipitaciones en la cuenca (mm/año)  
Qe = Caudal de escorrentía en la cuenca (m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/año)  
Qe% = Escorrentía respecto a volumen precipitado (%)  
Yp = Aporte potencial de sedimentos a la cuenca (tm/año)  
Qs% = Porcentaje de sedimentos respecto al aporte medio

A = Bassin area (km<sup>2</sup>)  
Ppvol = Rained mean volume at bassin (hm<sup>3</sup>/y)  
Qevol = Runoff volume generated (hm<sup>3</sup>/y)  
Y = Mean sediment yield to bassin (hm<sup>3</sup>/y)  
Qs = Sediments discharge at mouth (tm/y)

Pp = Weighted mean of rainfall at bassin (mm/y)  
Qe = Runoff discharge at bassin (m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/y)  
Qe% = Runoff related to rained mean volume (%)  
Yp = Potential yield to bassin (tm/y)  
Qs% = Sediments discharge related to mean sediment yield (%)

#### 4. Balance sedimentario fluvial

Las series de datos de aforo desde 1949 a 2000 permiten calcular anual y mensualmente los caudales medios del río en su desembocadura. Aplicadas diversas ecuaciones modelo, el mayor ajuste se consigue con una ecuación potencial ( $y=0,01x^{0,87}$ ), donde se alcanza una correlación de  $r^2 = 0,998$ , frente a la de tipo lineal, donde la correlación es  $r^2 = 0,928$ . El modelo potencial estima caudales inferiores al lineal, con un promedio anual de  $2,65 \text{ m}^3$ , un caudal máximo de  $6,09 \text{ m}^3/\text{s}$  en enero y un mínimo de  $0,148 \text{ m}^3/\text{s}$  en agosto. Todo ello supone una aportación total de  $83,7 \text{ hm}^3/\text{año}$  (Tabla 1), valor inferior a los  $93,3 \text{ hm}^3/\text{año}$  calculados por la Dirección General de Obras Hidráulicas en 1986 (Diputación Provincial de Málaga, 1988) y a los  $130$  calculados por CHS en 1988 (datos de 1945 a 1976), año de entrada en funcionamiento del embalse de la Viñuela. También se obtiene un coeficiente de escorrentía inferior:  $21,6\%$  frente a  $29\%$  (a partir de un promedio de precipitaciones calculado por CHS en  $739 \text{ mm}$ ). Estas diferencias proceden de las distintas series empleadas, con un claro descenso de la precipitación media y la escorrentía en los últimos 20 años; también subyacen causas antrópicas, como el incremento desmesurado de la superficie regada aguas arriba de las estaciones de aforo.

El trazado del tramo final del río Vélez es casi rectilíneo a lo largo de  $8,5 \text{ km}$  en los que desciende  $30 \text{ m}$ ; esto es, una pendiente del  $0,354\%$ . Su lecho, protegido por burletes artificiales de tierra para evitar la inundación de cultivos anejos, posee un predominio de limos ( $= 0,032 \text{ mm}$ ) sobre todo en el área del delta, si bien este diámetro aumenta progresivamente aguas arriba, con gravas y arenas a tan sólo  $4 \text{ km}$  de la desembocadura. Se observan también algunos cantos y lentejones de grava en las inmediaciones de la desembocadura, ocupada por una marisma semipermanente desde 1996 hasta la elaboración de este artículo (2002).

A lo largo de la cuenca se ha estimado una pérdida de suelos de  $422,78 \text{ tm}/\text{km}^2/\text{año}$  según el modelo de Fournier. Mediante el cálculo del factor K de la USLE, la erosionabilidad del suelo se sitúa en  $116,463 \text{ tm}/\text{km}^2/\text{año}$ , con lo que, al añadirle el factor R (modelo de ICONA, 1982), se obtiene un valor de erosión potencial estimada en:  $20.504,54 \text{ tm}/\text{km}^2/\text{año}$  (Senciales, 1995) que supera las  $50.000 \text{ tm}/\text{km}^2/\text{año}$  en algunas zonas del flysch (Perles, 1995; Senciales, 1995). Con el valor inicial del factor K, se estima según el modelo MUSLE (al poner en juego caudales máximos instantáneos y volúmenes de escorrentía) una movilización de  $71.042,6 \text{ tm}/\text{año}$  (Tabla 1).

Utilizando la fórmula de Meyer-Peter, antes citada, para el cálculo de la carga sedimentaria se ha obtenido un promedio anual de  $130,15 \text{ mg}/\text{l}$ , esto es,  $18.375,4 \text{ tm}/\text{año}$  de sedimentos en suspensión ( $30,12 \text{ tm}/\text{km}^2/\text{año}$ ). Esto supone una emisión de sedimentos en el delta en una proporción del  $25,87\%$  del total de aportes generados a lo largo de la cuenca. Estimados estos valores en  $\text{kg}/\text{s}$  a partir de la relación de caudal y carga sedimentaria ( $Q \cdot Cs/1.000$ ), se alcanza un valor promedio de  $0,58 \text{ kg}/\text{s}$ , aunque oscila entre los  $0,6 \text{ gr}/\text{s}$  en agosto y los  $1,87 \text{ kg}/\text{s}$  en enero (Tabla 2 y Fig. 2).

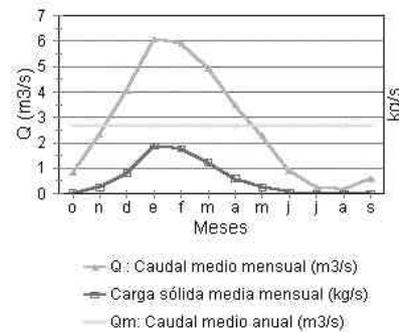


Figura 2. Comparación de caudal y carga sólida anual del río Vélez.  
Figure 2. Comparison of mean discharge and mean annual solid load of Velez river.

Tabla 2. Relación de caudales y cargas sólidas estimadas del río Vélez.  
Table 2. Relation of discharges and estimated solid load of Velez river.

	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	Media	Total
Q	0,81	2,32	4,02	6,09	5,92	4,95	3,5	2,27	0,9	0,28	0,15	0,58	2,65	83,73 hm <sup>3</sup>
Cs	35,82	111,99	199,8	306,9	298,17	247,66	172,65	109,65	40,34	10,22	4,13	24,45	130,15	18.375 tm
QCs	0,03	0,26	0,8	1,87	1,77	1,23	0,6	0,25	0,04	0	0	0,01	0,57	
Tm	77,89	694,82	2153,1	5007,3	4730,7	3282,7	1617	666,84	97,56	7,77	1,64	38,11	1531,3	

Q = Caudal medio en  $\text{m}^3/\text{s}$ ; Cs = Carga sólida en  $\text{mg}/\text{l}$ ; Qcs = Carga sólida en  $\text{kg}/\text{m}^3$ ; tm = Toneladas métricas al mes o al año.

Q = Mean discharge in  $\text{m}^3/\text{s}$ ; Cs = Solid load in  $\text{mg}/\text{l}$ ; Qcs = Solid load in  $\text{kg}/\text{m}^3$ ; tm = solid load in monthly or yearly metric ton.

Tales valores promedio son poco significativos: por un lado, considerando la variabilidad del caudal, 40 veces superior en invierno al que se da en verano; y por otro, la carga sólida, que oscila entre 4,13 mg/l en agosto y 306,9 mg/l en enero (74,3 veces superior en invierno que en verano). Pierden más significación los promedios si consideramos que los caudales punta instantáneos medios calculados para el río Vélez alcanzan 289,3 m<sup>3</sup>/s, pudiendo llegar a circular una carga de fondo de 4,4 tm/s (15.187 ppm); este valor de caudal posee un alto sesgo, dado que, mientras hay años en los que el río apenas registra crecidas, en otros llega a superarse claramente. Igualmente, la carga sedimentaria, casi siempre en suspensión en su tramo final, dado el predominio de limos, se transforma durante avenidas en una importante carga de fondo que llega a alcanzar la propia desembocadura.

El caudal *bankfull*, calculado estadísticamente a partir de valores anuales máximos en 24 horas con un periodo de retorno de 1,58 años (Morisawa, 1985), alcanza en la desembocadura 43,89 m<sup>3</sup>/s (Tabla 3), implicando una altura teórica de 20 cm para toda la sección de cauce (59,5 m), si bien tal medida es muy variable y llega a un máximo de 40 cm de profundidad en la zona central y apenas unos pocos en los márgenes. El caudal máximo soportable en la sección de control es de 486,3 m<sup>3</sup>/s, alcanzando en este caso una altura media de 2,21 m, por encima de la cual el delta es funcional. Esta capacidad aumenta aguas arriba. La capacidad de arrastre en el tramo final es escasa: 0,0003 N/m<sup>2</sup> de promedio, aumentando hasta 0,01 N/m<sup>2</sup> en invierno; no obstante, en crecidas excepcionales como la de 1996 se han calculado valores que alcanzan los 226 N/m<sup>2</sup>.

## 5. Balance sedimentario marino

Las playas que configuran el delta del río Vélez están dominadas por un régimen de oleaje casi bidireccional. El clima preferentemente estable implica a su vez un régimen de vientos en el que predominan las calmas; pero, cuando existe oleaje significativo, las direcciones más habituales son del Este (10%) y el Oeste (14%), es decir, paralelo o muy oblicuo a la costa. La oscilación del delta está causada por la fluctuación de las intensidades de la deriva litoral en ambas direcciones que se mantienen en equilibrio inestable. La aproximación del oleaje en un ángulo cercano a 45° en la línea de costa genera corrientes de intensidad (considerando la baja energía del medio Mediterráneo). Durante temporales de levante, la circulación de las corrientes muestran un predominio del oleaje de levante en la zona. En cambio, cuando el oleaje de poniente predomina, el delta del Vélez supone una zona limítrofe a la deriva.

La zona de rompiente alrededor del delta es abrupta, próxima a un modelo reflexivo, con claro incremento de la pendiente entre 1959 y 1988 (Fig. 3a). Hacia el oeste de la desembocadura del río Vélez se produce una zona de depósito. Por su parte, la zona este del delta queda a resguardo de los flujos de poniente. Según las simulaciones en condiciones de tormenta, con oleaje en agua profunda y con altura significativa de 2,5 m y periodo de 7 s, se genera oleaje de gran altura y periodo corto (Malvárez, 1999) que implica que la deriva y el transporte normal a la línea de costa son de gran potencia sobre la zona de dispersión de energía por estar concentrada

Tabla 3. Valores morfológicos del río Vélez en la desembocadura.

Table 3. Morphologic values of Velez river at mouth.

B	S	X	R	P	N	V	K	XM	Qb
57,5	144,63	65,51	2,2078	0,00354	0,03	3,362	0,51	0,499	44,8863

B= Ancho del cauce (m);

R = Radio Hidráulico (S/X);

V = Velocidad del caudal (m/s);

Qb = Caudal bankfull (m<sup>3</sup>/s)

S= Sección (m<sup>2</sup>);

P = Pendiente (m/m);

K = Coeficiente K de Muskingum;

XM = Coeficiente X de Muskingum;

X= Perímetro mojado (m);

N = Número de rugosidad de Manning;

B = River channel width (m);

R = Hydraulic radius (S/X);

V = Discharge speed (m/s);

Qb = Bankfull discharge (m<sup>3</sup>/s)

S = Cross section (m<sup>2</sup>);

P = Slope (m/m);

K = Muskingum=s K coefficient

XM = Muskingum=s X coefficient

X = Wet perimeter (m);

N = Manning=s roughness number

sobre una estrecha banda muy cercana a la línea de costa. La pendiente del fondo mar adentro de la zona de rompientes refleja buena parte de la energía, generando flujos *off-shore* y, con ello, degradando la barra litoral que serviría para restablecer la playa en periodos de buen tiempo (oleaje de baja energía).

Según los resultados teóricos obtenidos con FISH -Fortran Interaction of Sediments and Hydrodynamics- (Malvárez y Cooper, 2000), las cargas relacionadas con periodos de oleaje modal en función de las probabilidades de ocurrencia estarían en torno a  $4.275.065 \text{ m}^3/\text{año}$  en el flanco este en dirección hacia el oeste. El flanco oeste estaría dominado por cargas estimadas en unos  $7.832.813 \text{ m}^3/\text{año}$  también con dirección al oeste. Estas cifras, aunque calculadas según las cargas potenciales del oleaje en la zona, explican en cierto modo la tendencia evolutiva de la parte sumergida del delta con una progresiva acumulación de materiales en áreas de menor pendiente al oeste del delta actual (Fig. 3 b).

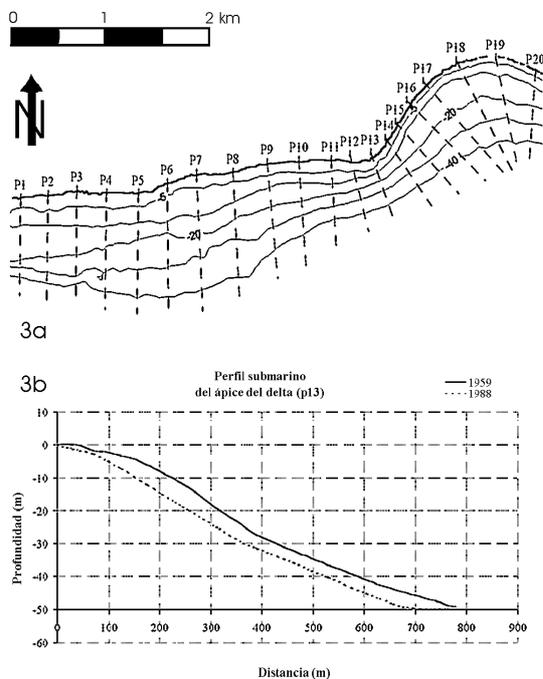


Figura 3a y 3b. Morfología de fondos y evolución de isobatas en el ápice del delta.

Figure 3a and 3b. Bottoms morphology and isobates evolution at delta apex.

## 6. La evolución del delta

### 6.1. Evolución Holocena

Los depósitos aluviales recubren niveles de margas y areniscas pliocenas; no se identifican niveles de playas cuaternarias en el interior de la cuenca, salvo al pie de los cerros que cierran la llanura. La colmatación del antiguo estuario existente en el periodo Boreal (6000 BC) fue relativamente rápida. Son simultáneos el retroceso del mar tras el máximo holoceno y la progresiva deforestación ligada a la metalurgia. Los ríos Vélez y Benamargosa, que pudieron desembocar independientemente, se unen generando un único curso que va alejando el mar, colmatando el estuario y suavizando la recortada costa. Hacia 800-600 BC aún existe una profunda entrada del mar, a cuya salida se ubica el asentamiento fenicio de cerro Toscanos (Schubart, 1991). Hacia 500 BC aún se considera abierto el estuario, comenzando desde entonces su colmatación (Malvárez et al., 1998). Posteriormente, la sedimentación continental colmata el espacio entre la actual Vélez-Málaga y el antiguo asentamiento romano de Maenuba: Plinio el Viejo (siglo I) describe cómo existía un brazo de mar navegable hasta Maenuba y que en su interior se situaba la denominada Isla de la Luna@ (Hoffmann, 1988). La evolución es semejante en gran parte de los estuarios del sur de España: Ayamonte o Doñana en el Atlántico, o Guadiaro, Guadalhorce y Adra en el Mediterráneo (Malvárez et al., 1998).

Hacia el siglo XII, Al-Idrisi (en Terés Sádaba, 1986) describe cómo el río ha colmatado su vega actual, desembocando en una pequeña ensenada entre los cerros de Almayate y del Mar, fisonomía que perdura en el siglo XVI: los análisis estratigráficos revelan una franja de playa cuya profundidad alcanza los 3 m en esta zona (Hoffmann, 1988). Se aprecian fases de alternancia de aluviones (oxidación) y marismas (reducción) en torno a Toscanos (Schulz, 1983).

En 1490 (año de la toma de Vélez por los Reyes Católicos) el río Vélez aún era navegable, al menos parcialmente, mientras “la Campiñuela” (espacio de la vega con mayor amplitud y menor pendiente, entre 20 y 10 m) es una zona pantano-

sa, de colmatación quizá reciente. La torre almehara nazarí del siglo XV indica dónde debía estar aproximadamente la línea de costa en aquellas fechas, a orillas del denominado “camino de Málaga”. Hasta entonces se calculan tasas de incremento de la línea de costa de entre 0,2 y 1,5 m por año (Lario et al., 1995).

Los aluviones de los siglos XVI y XVII, debidos al cambio de uso agrario tras la dominación cristiana (conversión de huertas en pastizales, abandono de la irrigación, extensión desmedida de los viñedos) (Lagardère, 1992), provocan la desaparición de la antigua ensenada, que es soterrada. Hoffmann (1988) señala acumulaciones de 13 m en sólo 1.000 años. Las aguas del río Vélez dejan de ser permanentes, perdiendo la navegabilidad y la utilidad para abastecimiento urbano. La configuración de la costa es prácticamente rectilínea. Semejante evolución muestran, además de los ríos atlánticos y mediterráneos antes citados (Ayamonte, Doñana, Guadiaro, Guadalhorce y Adra), otros como el Verde de Marbella y el río Guadalfeo (Malvárez et al., 1998).

En el siglo XVIII continúan los eventos torrenciales; se forma un pequeño delta con un *lagoon* posiblemente estacional. La desembocadura está a 500 m del Cerro del Mar y 474 m de Toscanos, pero el ápice del delta es reducido y parece una ampliación de la vega litoral, como se aprecia en la cartografía de 1761. La superficie de dicha vega está en torno a 75 ha. La torre vigía Nazarí se encuentra ya a 175 m de la línea de costa. Hoffmann (1988) señala una rápida evolución del delta, de modo que en 1785 la desembocadura dista en torno a un kilómetro respecto a los relieves más cercanos, esto es, una posición próxima a la que vino ocupando a lo largo del siglo XIX y principios del XX.

En el siglo XIX los eventos torrenciales se intensificaron y el siglo XX comienza con una gran inundación en 1907 con víctimas en Málaga y la Axarquía (Senciales, 1995), comarca drenada por el río Vélez. Estas inundaciones debieron incrementar la vega del delta, más que progradarlo, si consideramos las observaciones de Hoffmann, con un probable equilibrio entre aportes fluviales y capacidad de redistribución marina. La disposición no ortogonal de algunas parcelas de

cultivo respecto a la línea de costa, según la fotografía aérea de 1957, muestra la posible evolución de la línea de costa entre 1761 y 1917, si bien no tenemos datos exactos. La progradación pudo iniciarse en la margen oriental, para, posteriormente, avanzar hacia poniente; en 1917 el tramo final del río trazaba una leve curvatura hacia el oeste (301 respecto al trazado perpendicular al relieve). La superficie se incrementa 195 ha respecto a 1761; asimismo, la punta del delta se interna 853 m en el mar respecto a 1761.

A principios del siglo XX aún existían áreas con dificultad de drenaje que respondían a la dinámica deltaica de un río con episodios torrenciales. Estas áreas originaban pequeñas lagunas no drenadas y, por tanto, no cultivadas aún; los topónimos son expresivos: “laguna grande”, “laguna chica”. Sobre los años 30 se rectifica el tramo final del río, pasando a fluir rectilíneo hacia el mar, convirtiendo en cultivos el antiguo cauce y reduciendo la posibilidad de inundación. Desde entonces el delta entra en una nueva dinámica que se expone a continuación.

## 6.2. Evolución actual

La llanura de inundación es aún activa, con episodios funcionales en los años 1956, 1969, 1989 y 1996. Se abre desde la confluencia de los tributarios principales con forma romboidal; en el vértice inferior se sitúa el arranque del delta actual, donde se cierra la vega debido a dos cerros. En dicho vértice se localiza el único área con dificultad de drenaje de la cuenca y, paradójicamente, el área con mayor salinización debido a intrusiones freáticas marinas producidas por sobreexplotación del acuífero aluvial (García-Aróstegui et al., 1996). Entre el vértice superior (confluencia de los arroyos principales) y el ápice del delta hay 8,5 km y un desnivel de 30 m, con aceleración de la pendiente en los últimos diez metros de desnivel (0,7%, 30-20 m; 0,2%, 20-10 m; 0,35%, 10-0 m).

Desde 1988, un 19,5% de la cuenca está controlada por un embalse de 167 Hm<sup>3</sup>. Pero desde 1995 se han construido siete nuevas pequeñas presas, dando lugar a que 415 km<sup>2</sup> (65% de la superficie) tengan algún tipo de control. A los

610 km<sup>2</sup> de la cuenca se suman desde estas fechas los 148,1 km<sup>2</sup> del poljé de Zafarraya (al NO), cuyos problemas de drenaje durante lluvias intensas o prolongadas amenazaba los cultivos hortícolas de la zona. Este poljé se conecta a través de una tubería a la cabecera del Vélez. Las pequeñas presas derivan el agua hacia el embalse, pero están diseñadas para que, durante avenidas, puedan desbordarse sin que esto afecte a su estructura. Así, la carga sedimentaria en suspensión es desviada al embalse, mientras la carga de fondo es retenida en las presas. Pero a sólo seis años de su construcción, estas presas ya presentaban problemas de mantenimiento, tanto por entarquinamiento, como por bloqueo de las tuberías de conexión al embalse.

Se ha valorado la afectación sobre la costa y sobre el propio delta mediante el análisis de fotografías aéreas disponibles de distintos años, donde

se han medido las variaciones de ganancias y pérdidas sufridas, bien por la dinámica natural (ciclos de ganancias y pérdidas), o bien a causa de intervenciones humanas que incrementan la carga sedimentaria: abandono de cultivos, desaparición de cubierta vegetal, infraestructuras urbanas (escombros); o que por el contrario la reducen, y, con ello, reducen la estabilidad del delta: el complejo de presas antes citado.

Se han estimado 68,7 ha como área de incidencia menor del delta y 186,3 ha como área de incidencia en crecidas excepcionales. Se han tomado varios puntos fijos: el puente de la actual carretera N-340 (en 1957 estaba 20 m. más arriba, coexistiendo en la actualidad ambos), el antiguo faro de Torre del Mar y la torre nazarí. De tales análisis se deducen varias fases cuyas características más destacadas se resumen en las tablas 4, 5 y 6, y en la figura 4.

Tabla 4. Evolución de la superficie del delta del río Vélez entre 1761 y 2000.  
Table 4. Delta surface evolution of Velez river since 1761 to 2000.

Área total, cúspide m <sup>2</sup> (2000):		3.725.326							
Área mayor m <sup>2</sup> (área máx. inundable) (2000):		1.862.861							
Área menor m <sup>2</sup> (área inundable habitual) (2000):		690.000							
	Año	Área (m <sup>2</sup> )	Dist.(m)	Año	Área (m <sup>2</sup> )	Dist.(m)	Año	Área (m <sup>2</sup> )	Dist.(m)
Vd	1761	273.831	298	1981	1.916.338	1041	1990	1.849.859	992
	1917	1.847.952	1151	1982	1.888.150	1007	1992	1.823.355	933
	1957	1.960.851	1104	1984	1.895.198	1077	1995	1.836.681	920
	1968	1.939.825	1076	1987	1.923.766	1088	1998	1.865.573	992
	1976	1.920.649	1074	1989	1.846.427	947	2000	1.862.861	970

Vd: Variación del delta en cada año según el área mayor y la distancia al puente de la N-340  
Área (m<sup>2</sup>): área mayor del delta, en m<sup>2</sup>; Dist.(m): Distancia al puente de la N-340.

Vd: Delta variation in each year related to major area and the distance to N-340 bridge.  
Area (m<sup>2</sup>): Major area of delta, in m<sup>2</sup>; Dist (m): Distance to N-340 bridge

Tabla 5. Superficie y dimensiones de la playa en el área menor del delta entre 1761 y 2000.  
Table 5. Beach=s surface and dimensions at minor area of delta since 1761 to 2000.

Año	Área (m <sup>2</sup> )	Dimensiones	Año	Área (m <sup>2</sup> )	Dimensiones	Año	Área (m <sup>2</sup> )	Dimensiones
1761	Sin datos (*)	Sin datos (*)	1981	61.012	1.342 x 38	1990	95.181	1288 x 66
1917	78.244	Sin datos (*)	1982	54.230	1.335 x 35	1992	76.069	1278 x 47
1957	86.354	1.378 x 79	1984	61.434	1.328 x 34	1995	68.535	1273 x 46
1968	90.705	1.356 x 60	1987	83.156	1.342 x 65	1998	110.251	1287 x 89
1976	76.213	1.352 x 62	1989	94.124	1.289 x 51	2000	113.641	1286 x 84

Dimensiones = Longitud del ápice del delta (m) multiplicado por el ancho medio de la playa (m)

(\*) Datos no comparables, al estar el río en otra posición.

Dimensiones = Length of delta apex (m) multiplied to mean width of the beach (m)

(\*) Data are not comparables, because the river was in other position.

Tabla 6. Fases y características de la evolución entre 1957 y 2000.  
 Table 6. Evolution phases and features since 1957 to 2000.

Fase	Característica del periodo	Superficie (ha) de playa al inicio	Distancia (m) a N-340 al inicio	Clima	Elementos destacables
1957-82	Pérdida	8,6	1.104	Avenidas localizadas. Periodos húmedos en 1967-71 y 1977-79. Máxima aportación: 1969-70, 300 hm <sup>3</sup> .	Incremento de 11,3 ha en 1957 respecto a 1917, pero degradación desde los años 30 (cultivos abandonados en primera línea de playa). Desde 1957 se pierden 7,3 ha, incluyendo en ellas 2,5 ha de cultivos. Sólo entre 1981 y 1982 pérdidas de 3 ha y retroceso de 34 m en el ápice. Construcción de escollera en márgenes del río.
1982-87	Recuperación parcial	6,1	1.007	Periodo normal - seco. Evento localizado muy intenso.	Incremento de 3,6 ha. En sólo dos años (1982 a 1984) se progreda el ápice 70 m Morfología del ápice apuntada e inestable.
1987-92	Degradación máxima	8,3	1.088	Años secos, salvo 1989-90, muy intenso. Temporales de levante frecuentes.	Pérdida: 10 ha, de ellas, 6 ha de cultivos; retroceso de ápice: 155 m. Abandono de cultivos. Ruinas del Faro de Torre del Mar quedan en el agua en 1992). Recuperación parcial de 0,3 ha en 1989. Entra en funcionamiento del embalse de la Viñuela en 1988: controla aportes del año 1989-90
1992-98	Recuperación parcial	7,6	933	1995: extremadamente seco. 1996-97: muy lluvioso. Avenida del río Vélez (1996).	Incremento de 4,2 ha, la mayoría en 1996-97. Incremento de 72 m del ápice hasta 1998. Pérdida de delta (0,2 ha) y ápice en 1995: 13 m. Abandono de cultivos. Sobreexplotación hídrica. Salinización y nitrificación de acuíferos (García-Aróstegui et al., 1996). Creación y protección de playa nudista (área occidental del ápice). Inundación del delta en 1996: caudal de 1298 m <sup>3</sup> /s (Senciales, 1998), carga de 68 gr/l y conducción al mar de 4 x 106 tm. Se generan barras de arena en el mar, a 200 m del ápice, desaparecidas meses más tarde. Formación de marisma fluvial.
1998-02	Pérdida	11	992	Secos y con escaso caudal. Temporales de levante en 2002 inundan cauce y parte del delta.	Pérdida de 2,7 ha y 22 m. de línea de costa, centradas en ápice y cauce. Ganancia de playa. Temporales en 2002 reducen la línea de costa (no se ha medido) e inundan camping cercano. Demarcación de Costas traza nueva línea: estima definitivamente en el mar la trazada en 1967. Destrucción de vegetación de ribera y reconstrucción de escollera fluvial para tubería de saneamiento.
Medidas en	2000	11,4	970		

## 7. Discusión

En este proceso evolutivo, aunque la superficie de playa oscila, destaca la pérdida de tierra en favor del mar y la disminución del ancho del cauce del delta: de un promedio superior a 220 m a los 155 actuales. Ello se debe, por una parte, a la propia pérdida del ápice, si consideramos que el cauce es progresivamente más ancho desde el puente de la N-340 al mar; y, por otra, a una reciente colonización de la vegetación de ribera sobre los burletes

artificiales de roca y tierra (inexistentes antes de 1957). La superficie cultivada perdida en favor del mar en este tiempo supera las 6 ha.

La serie de datos marítimos de Puertos del Estado es corta (desde 1992) y no revela ningún incremento claro del nivel del mar. Uno de los valores extremos se registraron en el último evento lluvioso señalado, de 12-1996, con 1,33 m superior al nivel usual y un promedio casi 20 cm superior a lo habitual; esto implica que los ascensos registrados están ligados a eventos excepcionales, es decir,

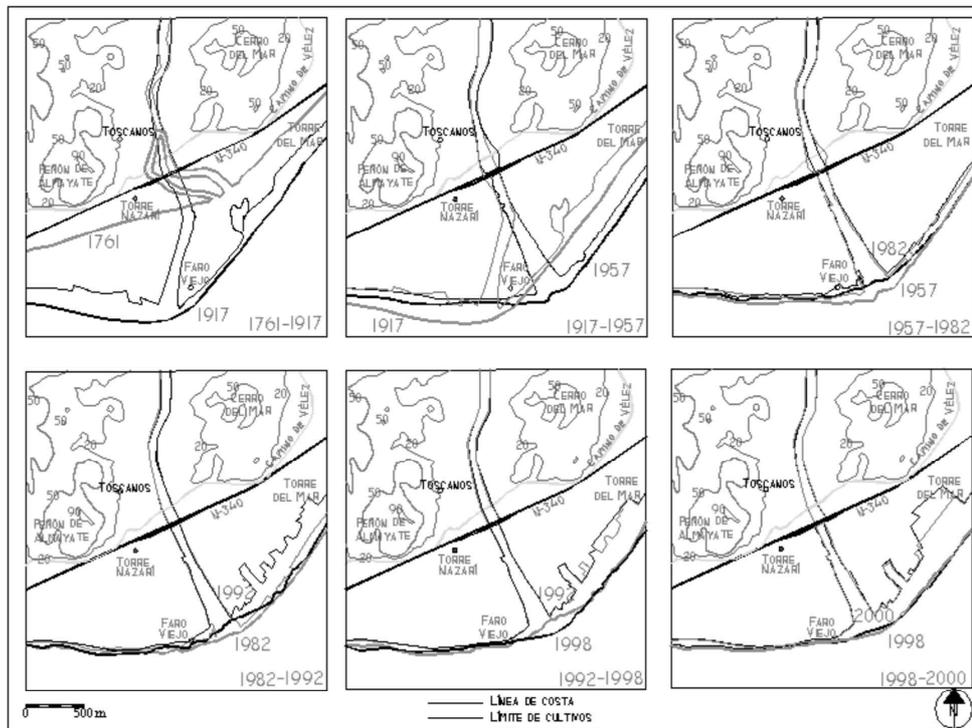


Figura 4. Evolución de la línea de costa desde 1761 a 2000.

Figure 4. Coastline evolution since 1761 to 2000.

son de tipo meteorológico. En función de estos datos, es imposible constatar un ascenso de los niveles medios, como sucede en otras áreas del Mundo (Jiménez et al., 1997; Chen y Zong, 1999; Gornitz et al., 2002). Dada la coincidencia de los principales episodios de degradación deltaica con eventos torrenciales (Fig. 5) y con temporales costeros, la degradación podría ser más un proceso *activo* que *pasivo*, como clasifican Jiménez et al. (1997) el ascenso del nivel medio del mar por fenómenos climáticos o neotectónicos.

Si consideramos que históricamente la formación del delta se debió a una dinámica dominada por el río, con episodios espasmódicos de aluviones que hicieron desaparecer el *lagoon* interior, y sin otro control marino que la redistribución, puede definirse como delta de influencia fluvial. Los episodios torrenciales-temporales de la última mitad del siglo XX dieron lugar, primero a buena parte de las dunas y corrales del ápice y, finalmente, a mediados de la década de los 90, a la aparición de una marisma fluvial a modo de *lagoon*, comenzando a registrarse una influencia micromareal acci-

dental, es decir, el mar inunda el cauce durante eventos de alta energía, dado que las mareas en esta zona carecen de nivel suficiente para rebasar la barrera arenosa del ápice.

El confinamiento del cauce entre burletes de crecida con roca y arena puede contribuir, como señalan Reddering y Esterhuysen (1989), a que las inundaciones fluviales erosionen el cauce, excavándolo; puesto que la energía del caudal elimina la barrera arenosa del ápice (donde se suele centrar la degradación del delta), ello facilita la entrada mareal post-inundación. En un proceso de inundación con delta funcional, el aporte sedimentario distribuido por su superficie, en lugar de concentrarse sólo en el cauce, da lugar, por una parte, a disipar la energía, y por otra a que el mar realice un esfuerzo redistributivo superior, al existir sedimentos procedentes de una amplia línea o, sobre todo, de varios puntos a lo largo de la misma línea. Actualmente, salvo episodios excepcionales y casi accidentales como el de 1996, las presas de la cuenca se ocupan, entre otros objetivos, de evitar que el delta sea funcional.

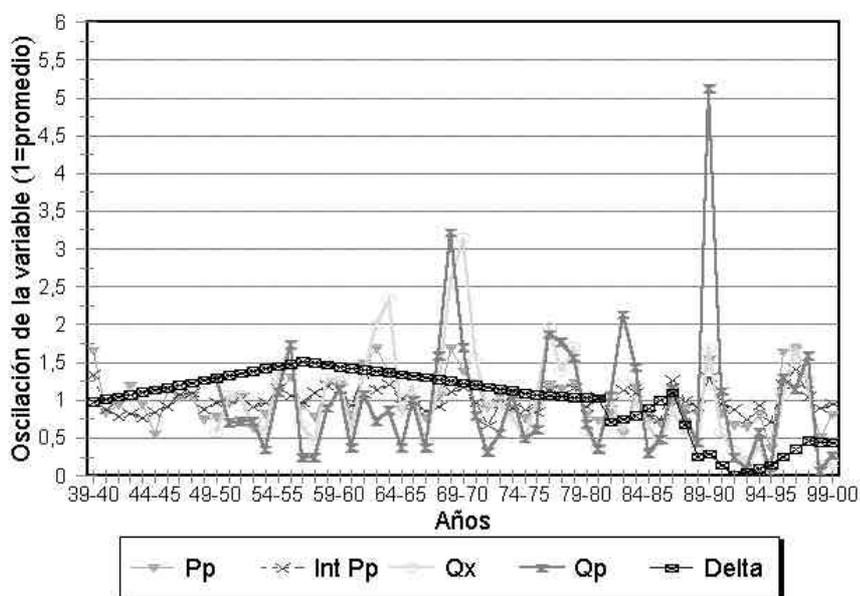


Figura 5. Comparación de la evolución de caudales y precipitaciones con la superficie del delta.  
 Figure 5. Comparison of discharges evolution and rainfalls with delta surface.

Pp: Módulo pluviométrico anual; Int Pp: Intensidad media de las precipitaciones en 24 h; Qx = Caudal medio anual ( $m^3/s$ );  
 Qp = Mayor caudal punta del año ( $m^3/s$ ); Delta = Superficie media del delta.  
 Pp: Annual rainfall; Int. Pp: Mean intensity in 24 h of rainfalls; Qx = Mean annual discharge ( $m^3/s$ );  
 Qp = Maximum annual discharge ( $m^3/s$ ); Delta = Mean delta surface.

NOTA: Todas las variables están normalizadas en función de la media (Valor anual / promedio de la serie).  
 NOTE: All variables are normalised according to its mean values (annual value / mean value).

La coincidencia de numerosos factores, y no uno sólo, puede conjugarse para dar lugar a una evolución en la que predomina la pérdida sobre la ganancia: márgenes confinados, control de avenidas por los embalses, abandono de cultivos en primera línea de costa (junto al cauce) y creación de muros de tierra de protección para playas (margen occidental) y cultivos (margen oriental) que, aunque de duración efímera, generan efectos reflexivos. Destaca el importante papel del abandono de cultivos en primera línea de costa, que deja una amplia extensión de suelo poco estructurado junto al cauce, libre a la acción fluvial y marina; las avenidas ordinarias y los regímenes de levante se conjugan para poner en circulación, lejos del delta, los sedimentos, mientras que sólo las avenidas extraordinarias son capaces de incrementarlo, siempre que no coincidan con regímenes de levante. Así, aunque se señalan dos fases de recuperación parcial, el balance desde 1957 es clarificador: 9,8 ha perdidas en favor del mar en una franja de poco más de un

km, es decir, el 87% de la ganancia generada entre 1917 y 1957.

Tampoco debe descartarse el hecho de que la evolución regresiva del delta sea consecuencia de haberse formado en un dominio morfoclimático actualmente inactivo. De hecho, si consideramos que algunos estudios sitúan el final de la Pequeña Edad del Hielo en el primer tercio del siglo XX a partir de las descripciones del cercano glaciar del Corral del Veleta (Gómez Ortiz et al., 1998), podría considerarse la coincidencia del inicio de una nueva fase más cálida con el inicio de la degradación del delta del río Vélez. De hecho, las frecuentes pérdidas de playa e incluso inundaciones temporales de cordones litorales como el del río Guadalhorce en Málaga (1989, 1996) podrían abundar en esta idea, del mismo modo que la secuencia de incremento progresivo de la magnitud de las inundaciones mientras los eventos lluviosos mantienen, por el contrario, su intensidad (Fig. 5).

## Conclusiones

Los procesos de formación deltaica se deben a un predominio de los aportes sedimentarios sobre la capacidad redistributiva del mar. La construcción de embalses puede suponer una disminución del aporte habitual de sedimentos al mar de modo natural, pero no lo impiden totalmente, pues las medidas de conservación de los mismos obligan a vaciados para evacuar el sedimento acumulado en ellos. La tendencia evolutiva deltaica se modifica, siendo mucho más variable; se alternan fases de pérdida importante -episodios naturales debidos a la dinámica de la costa-, con fases de ganancia, escasas porque las inundaciones son controladas en tierra para evitar pérdidas económicas -destrucción de márgenes, superficie agrícola útil e incluso viviendas-, reduciendo así la carga sedimentaria. Así, la tendencia se sesga claramente en favor del mar: el problema de muchos embalses españoles es el proceso de entarquinamiento, que resta capacidad de almacenamiento hídrico ante una importante carga sedimentaria que sólo es posible limpiar con costosas medidas de dragado, o evitar con extensas pero infrecuentes medidas de reforestación de las cabeceras. Esta carga sedimentaria acumulada no llega al mar por las presas, y tampoco llegaría en caso de una adecuada reforestación, aunque debe recordarse la falsa seguridad que ofrecen tales medidas: la posibilidad de inundación, aunque reducida, está presente, como lo demuestra el citado episodio de 1996.

La dinámica de degradación del delta ya existía antes de la construcción de las presas, como se ha visto. No se puede medir con exactitud la superficie del delta con anterioridad a 1957, al carecer de fuentes más precisas; pero es posible, y en esa línea es necesario seguir investigando, que el delta, pese a ser funcional, se corresponda con un morfoclima inexistente en la actualidad. La acción de las avenidas muestran cierta tendencia al incremento, pero a lo largo del siglo XX se han ido controlando, primero con la creación de escolleras y burletes en los márgenes del río, y después con un complejo de presas. Ello ha reducido la energía del río (al disminuir la carga sedimentaria) y obligarlo a concentrar ésta en el cauce, dando lugar a la degradación del ápice en momentos de crecida en los que, habitualmente, la tendencia debería ser a la progradación. Contenidos y encauzados los aportes, el delta

está controlado claramente por el mar; el abandono de cultivos en primera línea de costa deja una amplia superficie a su actuación, sin que ello implique necesariamente una evidencia de las incidencias de un posible ascenso global del nivel del mar. Si este hecho se presenta, es evidente que la degradación del delta se acelerará: es necesaria una medición precisa y un estudio continuado para advertir su posible aparición, como sucede en otras áreas del mundo.

## Agradecimientos

A D. Rafael Yus Ramos por el aporte de documentación fotográfica y cartográfica, así como al Servicio Cartográfico del Ejército, a la Delegación Provincial de Costas de Málaga y al Servicio de Hidrología de la Confederación Hidrográfica del Sur de España.

## Referencias bibliográficas

- Barba Martín, J. & Chamón Cobos, C. (1979). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja de Colmenar (1039). IGME. Serv. Pub. Industria, Madrid.
- Chen, X. & Zong, Y. (1999). Major impacts of sea-level rise on agriculture in the Yangtze delta around Shanghai. *Applied Geography*, 19, 69-84.
- Cooper, J.A.G. (1993a). Sedimentation in a river dominated estuary. *Sedimentology*, 40, 979-1017.
- Cooper, J.A.G. (1993b). Sedimentation in the cliff-bound, microtidal Mtamvuna Estuary, South Africa. *Marine Geology*, 112, 237-256.
- Cooper, J.A.G. (1994). Sedimentary processes in the river-dominated Mvoti estuary South Africa. *Geomorphology*, 9, 271-300.
- Diputación Provincial de Málaga (1988). *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga*. Servicio de Publicaciones de la Excma. Diputación Provincial de Málaga. Málaga.
- Elorza, J. J. & García-Dueñas, V. (1979). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja de Zafarraya (1040). IGME. Serv. Pub. Industria, Madrid.
- Elorza, J.J. & García-Dueñas, V. (1981). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja de Vélez-Málaga (1054). IGME. Serv. Pub. Industria, Madrid.
- García-Aróstegui, J.L., Cruz, J.J., Hidalgo, M.C. & Carrasco, F. (1996). Deterioro de la calidad de aguas subterráneas en el

- acuífero del río Vélez en el periodo 1985-1994 (Málaga, España), *Geogaceta*, 20(6), 1277-1280.
- Gornitz, V., Couch, S. & Hartig, E.K. (2002). Impacts of sea level rise in the New York City metropolitan area. *Global and Planetary Change*, 32, 61-88.
- Gómez Ortíz, A., Salvador Franch, F., Sánchez Gómez, S, Simón Torres, M., Capel Molina, J.J., Schulte, L. & García Navarro, A. (1988). Morfología de Cumbres de Sierra Nevada. Una aproximación a la dinámica glaciaria y periglaciaria. En: *Itinerarios Geomorfológicos por Andalucía Oriental. Trabajo de Campo de la V Reunión Nacional de Geomorfología* (Gómez Ortíz, A., Salvador Franch, F., Schulte, L. & García Navarro, A., eds.), Universitat de Barcelona, Barcelona, 37-63.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J. & Flores, J.A. (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in Southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Sciences Reviews*, 15, 773-780.
- Gregory, K.J. & Walling, D.E. (1973). *Drainage Basin. Form and process: a geomorphological approach*. Edward Arnold. London, 458 pp.
- Gumbel, E.J. (1958). *Statistical of extremes*. Columbia Univ. Press, New York.
- Hoffmann, G. (1988). *Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der Andalusischen Mittelmeer-küste*, Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Univ. Bremen, 177 pp.
- Jiménez, J.A., Sánchez-Arcilla, A., Valdemoro, H.I., Gracia, V. & Nieto, F. (1997). Processes reshaping the Ebro delta. *Marine Geology*, 144, 59-79.
- Lagardère, V. (1992). Agriculture et irrigation dans le district (iqlim) de Vélez-Málaga. Droit des eaux et appareils hydrauliques, *Cahiers de civilisation médiévale*, X-XII siècles. XXXV Année, n1 3. Juillet-Septembre. Univ. de Poitiers. Centre d'études Supérieures de Civilisation Médiévale. 279 pp.
- Lario, J., Zazo, C., Somoza, L., Goy, J.L., Hoyos, M., Silva, P.G. & Hernández-Molina, F.J. (1993). Los episodios marinos cuaternarios de la costa de Málaga (España). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 41-46.
- Lario, J., Zazo, C., Dabrio, C.J., Somoza, L., Goy, J.L., Bardají, T. & Silva, P.G. (1995). Record of recent Holocene sediments inputs on spit bars and deltas of south Spain. *Holocene Cycles: Climates, Sea Levels and Sedimentation. Journal of Coast Research (Special Issue)*, 17: 241-245.
- Lhenaff, R. (1977). *Recherches geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro-Occidentales (Espagne)*, Thèse, Université de Lille III., Lille, 713 pp.
- Malvárez, G., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L. & Luque, L. (1998). Evolución de la Costa de Málaga durante el Pleistoceno Superior y Holoceno, y morfodinámica actual de los sistemas litorales. En: *Itinerarios Geomorfológicos por Andalucía Oriental. Trabajo de Campo de la V Reunión Nacional de Geomorfología* (Gómez Ortíz, A., Salvador Franch, F., Schulte, L. & García Navarro, A., eds.), Universitat de Barcelona, Barcelona, 9-27.
- Malvárez, G. (1999). Procesos morfodinámicos litorales en la Costa del Sol, En: *Elementos de los Paisajes de la Provincia de Málaga* (Senciales J.Mª & Ferre, E., coords.). Col. *Studia Malacitana*, n1 11. Servicio de Publicaciones de la Univ. de Málaga. Málaga, 169-228.
- Malvárez, G. C. & Cooper, J.A.G. (2000). A whole surf zone numerical modelling approach to the characterisation of nearshore environments and beaches. *Journal of Coastal Research*, 16 (3), 808-823.
- Martín-Vide, J.P., Niñerola, D., Bateman, A., Navarro, A. & Velasco, E. (1999). Runoff and sediment transport in a torrential ephemeral stream of the Mediterranean coast. *Journal of Hydrology*, 225, 118-129.
- Mintegui, J.A., Pérez Soba, J.A., López Cadenas, F. (1984). *Inventario de los modelos para la determinación de la erosión hídrica*. E.T.S.I. de Montes de la Universidad Politécnica de Madrid. 132 pp.
- Morisawa, M. (1985). *Rivers. Form and process*. Longman Geomorphology Texts. K.M. Clayton. Univ. of East Anglia. London and New York. 223 pp.
- Perles Roselló, Mª J. (1995). *El concepto de fragilidad erosiva. Propuesta metodológica para su evaluación*. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga. Edición en Microfichas. Málaga. 682 pp.
- Perles Roselló, Mª J. & Senciales González, J. Mª (1994). Cartografía de la erosividad de las precipitaciones a partir del análisis de sus efectos sobre el balance hídrico. En: *Perfiles Actuales de Geografía Cuantitativa en España*. Málaga, 153-164.
- Reddering, J.S. & Esterhuysen, K. (1989). Effects of river floods on sediments dispersal in small estuaries: a case study from East London. *S. Afr. Geol*, 90, 458-470.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas, *Estudios Geológicos*, 39, 137-165.
- Schubart, H. (1991). Investigaciones geológicas y arqueológicas sobre la relación costera de los asentamientos fenicios en la Andalucía Mediterránea. En: *Atti del II Congresso Internazionale di Studi Fenici e Punici*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto per la civiltà fenicia e punica. Roma, 1.245-1.251.
- Schulz H.D. (1983). Zur Lage Holozäner Küsten in den Mündungsgebieten des río de Vélez und des río Algarrobo (Málaga), *Madrider Mitteilungen*, 24: 59-64.
- Senciales González, J.Mª (1995). *La cuenca del río Vélez. Estudio Hidrográfico*. Tesis Doctoral. Universidad de Málaga. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Málaga. Edición en Microfichas. Málaga, 1.327 pp.
- Senciales González, J.Mª (1998). La cuenca del río Vélez. Evolución y dinámica fluvial. En: *Elementos de los Paisajes*

- de la Provincia de Málaga* (Senciales J.M<sup>a</sup> & Ferre, E. Coords.). Col. *Studia Malacitana*, n<sup>o</sup> 11. Servicio de Publicaciones de la Univ. de Málaga. Málaga, 71-96.
- Senciales González, J. M<sup>a</sup> & Perles Roselló, M<sup>a</sup> J. (1994). Análisis del riesgo de precipitaciones intensas en la cuenca del río Vélez (prov. de Málaga). En: *Perfiles Actuales de Geografía Cuantitativa en España*. Málaga, 215-226.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J & Hernández-Molina, F. J. (1998). Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117, 11-32.
- Terés Sádaba, E. (1986). *Materiales para el estudio de la toponimia hispanoárabe*. Nómina fluvial, Tomo I. Madrid.
- U.S. Army Corps of Engineers (1987). *Hec-1, Flood hydrograph package*. Water Resources Support Center. 723-x6-12010
- Williams, J.R. (1975). Sediment routing for agricultural watersheds, *Water Resources Bulletin*, 11 (5), 965-974.
- Yang, S., Ding, P. & Chen, S. (2001). Changes in progradation rate of the tidal flats at the mouth of the Changjiang (Yangtze) River, China. *Geomorphology* 38, 167-180.

*Recibido 25 de febrero de 2002.*

*Aceptado 25 de octubre de 2002.*