



LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO EN EL GOLFO DE VALÈNCIA
Procesos en deltas y sistemas de restinga-albufera. La
desestabilización reciente.

PROGRAMA DE DOCTORADO EN GEOGRAFÍA E HISTORIA DEL MEDITERRÁNEO DESDE
LA PREHISTORIA A LA EDAD MODERNA (CÓD. 3157)

FACULTAT DE GEOGRAFIA I HISTÒRIA. DEPARTAMENT DE GEOGRAFIA.

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA

Directora:

PILAR CARMONA GONZÁLEZ

Doctoranda:

MARÍA LUISA ACOSTA REAL

Febrero de 2023

AGRADECIMIENTOS

Durante la realización de esta Tesis Doctoral se ha disfrutado de una beca para la Contratación de Personal Investigador de Carácter Predoctoral (**ACIF 2018**) del *Programa para la promoción de la investigación científica, el desarrollo tecnológico y la innovación en la Comunitat Valenciana* (Conselleria de Educación, Investigación, Cultura y Deporte). Buena parte de los datos utilizados proceden de dos proyectos: **CSO 2016-78204-P** “Procesos, cambios ambientales y alteraciones antrópicas en llanos costeros del Golfo de Valencia. Del registro aluvial al registro documental” (Ministerio de Economía y Competitividad) y **PID 2019-105209 GB-I00** “Llanos de inundación, deltas y humedales mediterráneos (Golfo de Valencia). Procesos Multiescala y Cambio Global” (Ministerio de Ciencia e Innovación).

En primer lugar, quiero agradecer a mi directora Pilar Carmona su tiempo, orientación, apoyo y dedicación a lo largo de estos años. Sin ella esta Tesis no hubiera sido posible. También deseo trasladar mi agradecimiento al profesor Joan Mateu por sus indicaciones y recomendaciones acerca de la documentación y cartografía histórica en la fase inicial de este trabajo. Del mismo modo, agradezco al director del Museo Municipal de Alzira (Agustí Ferrer) y al personal del Archivo Municipal de Alzira (Aureliano J. Lairón Plá, Salvador Vercher Lletí y Rosa) por su interés y ayuda durante los meses que consulté la documentación histórica en este municipio. También quiero agradecer al personal del Laboratorio de Geomorfología y Palinología (León Navarro) y del Laboratorio de Análisis y Diagnóstico (Lucía Rojo Irazo) de la Facultat de Geografia i Història por su ayuda, comentarios y recomendaciones durante mis tareas de análisis de muestras tomadas en campo.

Mi más sincero agradecimiento a los compañeros del Departamento de Geografía por la oportunidad y el buen trato recibido durante los tres años de estancia en los que desempeñé mis tareas como personal investigador y colaborador docente en el Grado de Geografía y Medio Ambiente. Por último, agradezco a mi familia y amigos sus ánimos y compañía constante.

ÍNDICE GENERAL

LISTADO DE ABREVIATURAS Y SIGLAS. EQUIVALENCIAS CON EL SISTEMA MÉTRICO	7
<u>PARTE I: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS. ÁREA DE ESTUDIO. MATERIAL Y METODOLOGÍA</u>	8
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	9
1.1. INTRODUCCIÓN. LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO	10
1.1.1. Características generales de la PEH en el ámbito del Mediterráneo Occidental	11
1.1.2. Procesos glaciares. Las montañas de la Península Ibérica durante la PEH	12
1.1.3. Sequías e inundaciones. Progradación deltaica durante la PEH	14
1.1.4. Nivel marino y temporales durante la PEH	16
1.1.5. Manifestaciones de la PEH en el Golfo de València	18
1.1.5.1. Las áreas de montaña	19
1.1.5.2. Episodios de alta frecuencia y magnitud de inundaciones	19
1.1.5.3. La línea de costa	21
1.1.6. La desestabilización del sistema ante el cambio de fase y el Calentamiento Global	21
1.2. OBJETIVOS	22
CAPÍTULO II: ÁREA DE ESTUDIO: EL GOLFO DE VALÈNCIA	24
2.1. TRASFONDO TECTÓNICO Y ESTRUCTURAL	25
2.2. EL MEDIO FÍSICO	26
2.3. SISTEMA FLUVIAL	27
2.4. SISTEMA COSTERO: DELTAS, RESTINGAS Y ALBUFERAS	28
2.5. ACCIÓN ANTRÓPICA	31
CAPÍTULO III: MATERIAL Y METODOLOGÍA	33
3.1. CARTOGRAFÍA Y DOCUMENTACIÓN HISTÓRICA	34
3.2. FOTOGRAFÍA Y ORTOFOTOGRAFÍA AÉREA	34
3.3. MODELO DIGITAL DEL TERRENO (MDT)	35
3.4. TRABAJO DE CAMPO Y REGISTRO SEDIMENTARIO	35
3.5. VISIÓN DIACRÓNICA DE LA DESESTABILIZACIÓN RECIENTE	35
<u>PARTE II: RESULTADOS</u>	37
CAPÍTULO IV: LA RESTINGA DE LA DEVESA DEL SALER Y LA ALBUFERA DE VALÈNCIA	38
4.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO	39
4.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS	43
4.3. RESULTADOS	43
4.3.1. La información de la cartografía histórica	43
4.3.2. Análisis de la Carta Náutica (1877)	53
4.3.3. El Plano del Término Municipal de València (1929-44). El levantamiento topográfico de los cordones dunares	64
4.3.3.1. Características del Plano. Proceso de georreferenciación y representación de la información	64

4.3.3.2. Morfología de la restinga y las dunas. El Plano de 1929-44 y la ortofoto de 1956-57	64
- <i>Sector Pinedo-Saler</i>	67
- <i>Sector Saler-Gola del Pujol</i>	67
- <i>Sector Gola del Pujol</i>	67
- <i>Sector Cuartel de Carabineros-Gola del Perellonet</i>	67
- <i>Sector entre las golas del Perellonet y del Perelló</i>	68
4.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. LA RESTINGA HISTÓRICA DE LA ALBUFERA DE VALÈNCIA	79
4.4.1. La restinga histórica Medieval y Moderna	79
4.4.1.1. El doble cordón, la flecha del Palmar y la depresión o mallada	79
4.4.1.2. El cordón externo de época histórica Medieval y Moderna	80
4.4.1.3. Los cordones dunares externos y las inundaciones	81
4.4.2. Modelo geomorfológico de la restinga histórica de la Albufera de València	82
4.5. LA DESESTABILIZACIÓN DEL SISTEMA	85
4.5.1. Arrasamiento de las dunas históricas: la década de los años 1960-70	85
4.5.2. La desestabilización reciente del sistema	87
4.5.2.1. Sectores de la barrera del Turia	89
- <i>Sector 1: Pinedo</i>	90
- <i>Sector 2: Búnker del Saler</i>	92
- <i>Sector 3: Cuartel de Carabineros</i>	94
- <i>Sector 4: Termas (Restaurante) y Casa Forestal</i>	96
4.5.3. Observaciones finales	98
CAPÍTULO V: LA RESTINGA DEL RÍO XÚQUER AL SUR DE CULLERA	100
5.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO	101
5.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS	103
5.3. RESULTADOS	103
5.3.1. La información de la cartografía histórica	103
5.3.2. Análisis de la Carta Náutica (1877)	115
5.3.3. La ortofoto de 1957 y el MDT LIDAR	119
5.3.3.1. La información geomorfológica	119
5.3.3.2. Perfiles transversales a la barrera del Xúquer	127
- <i>Torre del Marenyet (siglo XVI)</i>	129
- <i>Molló de Santa María (siglo XIV)</i>	130
- <i>Torre de Alfandech (siglo XVI)</i>	132
- <i>Torre de Xeraco (siglo XVI)</i>	134
- <i>Antigua Dehesa de Gandia</i>	135
5.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. LA RESTINGA HISTÓRICA DEL XÚQUER	137
5.4.1. La restinga histórica. Anomalía Climática Medieval (ACM) y PEH	137
5.4.1.1. Los cauces y los aportes de sedimento a la restinga	137
5.4.1.2. Aproximación a la estratigrafía del sector Xúquer-Xeraco	137
5.4.1.3. Aproximación a la estratigrafía del sector Xeraco-Dehesa de Gandia	138
5.4.1.4. Los cordones históricos y las fases de alta frecuencia y magnitud de inundación	139
5.4.2. Modelo geomorfológico de la restinga histórica del Xúquer	140
5.5. LA DESESTABILIZACIÓN DEL SISTEMA	141
5.5.1. Análisis diacrónico de los cambios en sectores de la barrera	141
5.5.1.1. Sector 1: Desembocadura del río Xúquer	142
5.5.1.2. Sector 2: Sur de la desembocadura del río Xúquer	144
5.5.1.3. Sector 3: L'Estany de Cullera	146
5.5.1.4. Sector 4: Desembocadura del Xeraco y Dehesa de Gandia	148

5.5.2. Observaciones finales	151
CAPÍTULO VI: EL ABANICO DELTAICO DEL RIU DE LES COVES Y LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA	153
6.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO	154
6.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS	157
6.3. RESULTADOS	157
6.3.1. La información de la cartografía histórica	157
6.3.2. Expediente nº 82 del año 1790 (ARV, Escribanías de Cámara): La doble desembocadura del riu de les Coves (o de Sant Miquel)	163
6.3.3. Análisis de la Carta Náutica (1878)	166
6.3.4. La ortofoto de 1956-57 y el MDT LIDAR	168
6.3.4.1. Geomorfología general	168
6.3.4.2. El abanico deltaico y la doble desembocadura del riu de les Coves	171
6.3.4.3. El tramo central de la barrera	174
- <i>Los derrames arenosos y los cordones del tramo central: geomorfología y estratigrafía</i>	174
- <i>Los derrames arenosos back-barrier del tramo central. Los sedimentos del “cauce antiguo” previo a 1790</i>	178
6.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. LA RESTINGA HISTÓRICA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA	184
6.4.1. La restinga histórica Medieval y Moderna. Procesos durante la PEH	184
6.4.1.1. Avulsión y cambio de texturas en los aportes sedimentarios a la costa (hacia 1790)	184
6.4.1.2. Procesos geomorfológicos: fases de alta frecuencia y magnitud de inundación y temporales marinos	185
6.4.1.3. Procesos hidrológicos en la albufera y las golas	186
6.4.2. Modelo geomorfológico de la restinga del Prat de Cabanes-Torreblanca	187
6.5. LA DESESTABILIZACIÓN DEL SISTEMA	187
6.5.1. El retroceso del cono aluvial del riu de les Coves	187
6.5.2. Procesos actuales de la barrera: <i>landward rollover, overwash y overtop</i>	189
A) Sector norte: Sur de la Gola del Trenc	191
B) Sector sur: Entorno del Quarter Vell	195
CAPÍTULO VII: LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DE ORPESA	198
7.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO	199
7.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS	201
7.3. RESULTADOS	201
7.3.1. La información de la cartografía histórica	201
7.3.2. Expediente nº2 (AHN, Sección de Consejos, años 1778-86)	208
7.3.2.1. Las epidemias y su relación con las lluvias	209
7.3.2.2. Caracterización hidrogeomorfológica y fluctuaciones de la albufera de Orpesa	209
7.3.3. Cartografía histórica, fotografías aéreas de 1945-46 y ortofotos de 1956-57	212
7.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. PROCESOS HISTÓRICOS EN EL SISTEMA DE RESTINGA-ALBUFERA DE ORPESA	217
<u>PARTE III: DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS. ANEXO DE FIGURAS Y TABLAS</u>	220
CAPÍTULO VIII: DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES	221

8.1. LA IDENTIFICACIÓN DE PROCESOS Y FORMAS DE LA PEH EN LA DOCUMENTACIÓN HISTÓRICA Y EL MDT LIDAR	222
8.1.1. Cartografía y documentos de archivos históricos	222
8.1.2. Las fotografías de 1945-1956-57 y el MDT LIDAR	224
8.2. LA PEH: UNA COSTA CON PROCESOS DE PROGRADACIÓN EN DELTAS Y BARRERAS, FORMACIÓN DE CORDONES DUNARES, AVULSIONES Y CAMBIOS EN NIVELES FREÁTICOS	225
8.2.1. Los procesos fluviales de alta frecuencia y magnitud de inundación	225
8.2.2. Progradación en deltas y barreras	226
8.2.3. Cordones dunares	227
8.2.4. Avulsiones de los cauces, deslizamientos y tempestades marinas	228
8.2.5. Albuferas y cambios en el nivel freático	229
8.3. MODELOS GEOMORFOLÓGICOS DE LOS DELTAS Y BARRERAS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO	231
8.4. LA DESESTABILIZACIÓN	232
8.5. CONCLUSIONES	236
CAPÍTULO IX: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	239
CAPÍTULO X: ANEXO DE FIGURAS Y TABLAS	265
10.1. LISTADO DE CARTOGRAFÍA HISTÓRICA	266
10.2. LISTADO DE FIGURAS	267
10.3. LISTADO DE TABLAS	274

LISTADO DE ABREVIATURAS Y SIGLAS

- ACHX:** Archivo de la Confederación Hidrográfica del Xúquer
- ACM:** Anomalía Climática Medieval
- AHN:** Archivo Histórico Nacional
- AMA:** Archivo Municipal de Alzira
- AMV:** Archivo Municipal de Valencia
- ARV:** Archivo del Reino de Valencia
- CNIG:** Centro Nacional de Información Geográfica
- DANA:** Depresión Aislada en Niveles Altos
- ELA:** Línea de Equilibrio Glaciar (*Equilibrium Line Altitude*)
- ICV:** Instituto Cartográfico Valenciano
- IDEV:** Infraestructura Valenciana de Datos Espaciales
- IGN:** Instituto Geográfico Nacional
- LIDAR:** *Laser Imaging Detection and Ranging*
- MDT:** Modelo Digital del Terreno
- MUMA:** Museo Municipal de Alzira
- NAO:** Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation*)
- PEH:** Pequeña Edad de Hielo
- RSLR:** Ascenso Relativo del Nivel del Mar (*Relative Sea Level Rising*)
- SIG:** Sistema de Información Geográfica
- WeMO:** Oscilación del Mediterráneo Occidental

EQUIVALENCIAS CON EL SISTEMA MÉTRICO

- **Legua valenciana:** 1 Legua valenciana = 13,7 cm
- **Palmo:** 1 Palmo = 0,2286 m
- **Pasos:** 1.428 Pasos = 1 km
- **Tuesas (o toesas):** 2.200 Tuesas (o toesas) = 17 cm
- **Varas:** 1 Vara de Xàtiva = 91,20 cm

PARTE I:

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS. ÁREA DE ESTUDIO. MATERIAL Y METODOLOGÍA

CAPÍTULO I:

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. INTRODUCCIÓN. LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO

La Pequeña Edad de Hielo (en adelante PEH) es un periodo climático histórico que abarcó desde el siglo XIV hasta aproximadamente el año 1850 – 1880 (Fagan, 2008). Se caracteriza por ser un período frío, durante el que se produce un descenso generalizado de las temperaturas de entre 1 y 2 °C por debajo de los valores medios actuales (Oliva et al., 2018), marcado por la alternancia de períodos secos y húmedos en el Mediterráneo y que, sobre todo, supuso la última fase de expansión de los glaciares europeos (Lamb, 1977; Le Roy Ladurie, 1991). Aunque tuvo carácter global (Grove & Rackham, 2001), su cronología y manifestaciones difieren a escala regional. Como consecuencia de ello, dependiendo de la zona de estudio, unos autores defienden sus inicios en el siglo XIV mientras otros apuestan por el siglo XVI (Schove, 1949; Le Roy Ladurie, 2007; González et al., 2013), momento a partir del cual las manifestaciones de la PEH se vuelven más evidentes, tal y como ocurrió en las regiones del Mediterráneo Occidental.

Tabla 1. Cuadro resumen de procesos, acontecimientos y manifestaciones generales de la PEH durante el periodo 1600-1850. Los acontecimientos históricos (4) se detallan en el texto.

FECHAS Y/O PERÍODOS					PROCESOS Y ACONTECIMIENTOS GENERALES
1600/1640/1641/1645	1660/1664/1670/1698/1699		1783	1815	Manifestaciones volcánicas (1)
1600-10/1628-30/1644	1651/1690-1700	1740-1750		1848-59	Avance de glaciares alpinos (2)
1601/1621-22/1630-1631/1641-43	1684/1690/1698-99	1708-09/1716/1739-40	1783-84/1794	1816	Picos de frío (3)
1618-1648			1775/1789-1815	1845-49	Acontecimientos históricos (4)
1600-49	1650-99	1700-49	1750-99	1800-49	Años
	(1645 – 1715)		1790 - 1820		Mínimos solares: ■ Gris: de Maunder ■ Terracota: de Dalton
Fuentes:					
(1) Lamb, 1971 y 1988; Delfin et al., 1997; Thordarson & Self, 2003; Petit-Breuilh, 2004a y 2004b.					
(2) Ladurie, 1991.					
(3) De Vries, 1981; Ladurie, 1991; Braudel, 1993; Briffa et al., 1998; De Silva & Zielinski, 1998; Fagan, 2008.					
(4) Ladurie, 1991; Fagan, 2008.					

La tabla 1 recoge los acontecimientos y manifestaciones de la PEH más relevantes cuyo análisis ha sido abordado por diferentes disciplinas, abarcando un periodo de casi tres siglos (1600 – 1850). Las pulsaciones de la PEH podrían relacionarse con factores endógenos (erupciones volcánicas) y también con factores exógenos (mínimos solares) capaces de afectar o alterar las condiciones del clima terrestre temporalmente. Por ello, se incluyen las erupciones volcánicas con mayor índice de explosividad que acontecieron en dicho periodo (tanto del hemisferio norte como del hemisferio sur). La acumulación en la atmósfera de partículas procedentes de las grandes erupciones volcánicas dificulta la llegada de los rayos solares a la superficie terrestre, lo que contribuye a su enfriamiento (Lamb, 1971, 1988; Delfin et al., 1997; Thordarson & Self, 2003; Petit-Breuilh, 2004a, 2004b). El ejemplo más destacable sería la erupción del volcán Tambora en Indonesia (10 de abril de 1815) cuya nube de ceniza desencadenó un descenso

1991) y la nieve se acumuló a cotas inferiores a las actuales (Cruz y Segura, 1996a, 1996b). Los veranos resultaron húmedos, aunque también hubo episodios de calor extremo en el este peninsular (Fontana, 1978). Los inviernos resultaron ser muy fríos y las primaveras nevadas (Alberola, 2014).

En el siglo XVI tuvo lugar un deterioro importante de las condiciones térmicas, coincidiendo con variaciones en las pautas habituales de las precipitaciones (Le Roy Ladurie, 1991). El momento en el que, durante la PEH, tuvo lugar su frío más intenso fue entre los últimos años del siglo XVII y mediados del siglo XIX, etapa en la que los glaciares experimentaron su máximo crecimiento histórico conocido y la cota de nieve descendió 100 metros por debajo del nivel actual en diferentes partes del planeta (Lamb, 1971, 1988; Fontana, 1978; Gribbin & Lamb, 1979; Font-Tullot, 1988; Bradley & Jones, 1992; Pfister, 1992).

Según Lampre (1994) las temperaturas medias en Pirineos han aumentado entre 0,56 – 0,86 °C desde finales de la PEH hasta la actualidad. Por su parte, Chueca et al. (1998) concluyeron, a partir de cambios en la Línea de Equilibrio Glaciar (ELA, *Equilibrium Line Altitude*¹), que en Pirineos las temperaturas durante el máximo glaciar histórico de la PEH habrían descendido en torno a 0,90 – 0,95 °C en comparación con los valores actuales.

1.1.2. Procesos glaciares. Las montañas de la Península Ibérica durante la PEH

Unas condiciones climáticas tan rigurosas influirían en las masas de hielo continental decisivamente, de ahí que rápidamente surgieran importantes glaciólogos interesados en estudiar su relación con el crecimiento de los glaciares en los macizos más elevados de las cordilleras peninsulares. Del mismo modo que Le Roy Ladurie (1991) estudió los glaciares alpinos franceses, muchos han sido los que centraron sus estudios en los picos ibéricos. No obstante, cabe decir que la modesta altitud de las montañas peninsulares no permitió un gran desarrollo glaciar por el territorio, obligando a que éstos se encontrasen circunscritos a lugares muy concretos: Pirineo aragonés (Chueca et al., 1988), Sierra Nevada (Gómez-Ortiz et al., 1988) y los Picos de Europa (González-Trueba, 2007).

Muchas fuentes documentales han resultado muy útiles al aportar datos sobre episodios de la PEH vinculados a la evolución de los glaciares españoles (Martí-Bono et al., 1978; Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1988; Bordonau et al., 1992; García-Ruiz et al., 1992; Martínez de Pisón et al., 1992, 1995, 1998; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Chueca-Cía y Julián-Andrés, 1996; Serrano, 1996; Chueca-Cía et al., 1988, 1998, 2003; Mateo y Gómez-Ortiz, 1998, 2000; Serrano y Agudo, 1998; Serrano et al., 2001, 2002; González-Trueba, 2007).

En el ámbito de la alta montaña mediterránea de Sierra Nevada, la PEH generó las condiciones ideales para el desarrollo del glaciar más meridional de Europa en el Corral del Veleta. Las causas de este glaciario marginal se deben a la combinación de una serie de factores que preservaron la masa helada, al protegerla de la radiación solar gracias a su localización geográfica, altitud,

¹ Equilibrium Line Altitude (ELA): Parámetro que determina el balance de la masa glaciar basándose en la separación entre el área de acumulación y ablación (González-Trueba, 2007).

orientación y baja exposición de manera que permitió su desarrollo y evolución (González-Trueba et al., 2005). Para identificar la cronología de las pulsaciones de la PEH en Sierra Nevada, se utilizan registros bioedáficos de turberas de altitud y las formas deposicionales recientes del Corral del Veleta (morrenas de nevero, glaciares rocosos) (Gómez-Ortiz et al., 1998). En la actualidad, su deglaciación ha dejado formas de origen glaciar, periglacial y nival con presencia de permafrost (Gómez-Ortiz y Plana-Castellví, 2004; González-Trueba, 2007; Oliva y Gómez-Ortiz, 2010). El recrudescimiento de las temperaturas derivado de la PEH dio lugar a unas condiciones más frías y con mayor abundancia de precipitaciones sólidas (en forma de nieve) que las actuales, activando así los procesos solifluidales.

El predominio de estos procesos ha dejado un registro de lóbulos de soliflucción en el ambiente periglacial que, tras su análisis sedimentológico, ha permitido identificar cambios ambientales en Sierra Nevada durante los últimos 7 ka BP, dando las siguientes fases de soliflucción: entre 5 – 1.6 ka BP, 850 – 700 y 400 – 150 BP (Oliva y Gómez-Ortiz, 2010). Esto indica que la PEH fue la última fase de reactivación glaciar en Sierra Nevada y abarcó aproximadamente los siglos XV al XIX (Gómez-Ortiz et al., 1998). En cuanto a los procesos geomorfológicos, el aumento de las precipitaciones jugó un papel importante en la activación de la soliflucción. Este aumento de precipitaciones unido a un contexto térmico más frío que el actual, implicaría un aumento de la innivación y la activación de los pequeños aparatos glaciares existentes en aquel entonces en el Corral del Veleta y la Hoya del Mulhacén, así como una mayor profusión de neveros de fusión tardía (Oliva, 2011).

También podemos considerar las aportaciones de otros glaciólogos acerca del estudio de la expansión glaciar en el sector central de los Pirineos (Copons y Bordonau, 1994, 1997) la cual pudo ser la más significativa. Copons y Bordonau (1997) también fueron pioneros en la búsqueda de evidencias de la PEH en la Sierra de Gredos (Sistema Central), aunque en ella las huellas más evidentes que persisten son unos pequeños neveros permanentes durante dicho período que también fueron comprobados por González-Trueba et al. (2007). Continuando con su búsqueda por la Península Ibérica, se pueden encontrar vestigios de pequeños glaciares en los Picos de Europa (González-Trueba, 2007) y Sierra Nevada (Gómez-Ortiz et al., 1998; Gómez-Ortiz y Plana-Castellví, 2004 y 2006).

En el Pirineo aragonés, los glaciares actuales son muy modestos (casi desaparecidos) en comparación con las amplias extensiones que llegaron a alcanzar durante la PEH. Hoy resisten débilmente el retroceso glaciar en las orientaciones más favorables para su persistencia en alta montaña, sumando unas 26 ha (González-Trueba, 2007). Del último avance glaciar histórico han quedado huellas típicas de su morfología: sus arcos morrénicos. Estas morfologías son atribuibles a la Pequeña Edad de Hielo de acuerdo con los autores. Para establecer la cronología de las pulsaciones de la PEH han empleado técnicas liquenométricas y diferentes métodos de datación relativa (Chueca y Julián, 1996). La dimensión que pudieron alcanzar se advierte no sólo en las huellas glaciares dejadas en la zona sino también a partir de testimonios gráficos y escritos de la segunda mitad del siglo XIX (Chueca et al., 1998).

En los Pirineos, los glaciares mejor estudiados ocupaban la vertiente meridional de su cordillera. Los macizos mejor estudiados por Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988) son: Taillón, Monte

Perdido, La Munia, Posets, Perdiguero, Picos de los Infiernos-Las Argualas, Balaitus-Punta Zarra, Vignemale y Aneto Maladeta. En este último es donde se halla la mayor extensión glaciaria de la Península Ibérica, tanto por lo que se refiere a nuestros días como a la PEH (Alberola, 2014). Copons y Bordonau (1994, 1997) han definido dos episodios para el Macizo de la Maladeta. El primero, caracterizado por ser de máxima extensión, debió ocurrir a comienzos del XVIII. Dentro de este mismo período tendrían lugar hasta tres pulsaciones coincidiendo con el Mínimo Solar de Maunder (1645-1715). El segundo episodio explicaría el retroceso glaciario vivido a partir de 1820 que, salvo breves oscilaciones de reactivación glaciaria, se ha mantenido hasta hoy.

De los macizos restantes, el de Posets ha descrito hasta seis fases muy bien datadas por Serrano et al. (2002). La primera corresponde a un máximo glaciario entre 1600-1750 atribuible al origen de sus arcos morrénicos externos; la segunda, ocurriría entre 1750 y 1820-30 caracterizada por un breve retroceso inicial; la tercera, entre 1820-30 y 1905 de un retroceso generalizado; la cuarta, entre 1905 y 1920 en la que una pulsación menor daría lugar a los arcos morrénicos internos; la quinta, entre 1920-1980, significaría la recuperación del retroceso glaciario generalizado, seguido por un retroceso "drástico" a partir de 1980 que supondría una regresión significativa e incluso la desaparición de algunos glaciares, constituyendo la sexta y última fase. En el Pirineo de Andorra, Mateo y Gómez Ortiz (1998, 2000) han definido hasta cinco episodios de máxima intensidad en el valle de Mandriu que sitúan el primer máximo glaciario en el siglo XV-XVI (1490-1508) y el último entre 1890-1905. Con ello, las cronologías de máximo glaciario en los Pirineos se sitúan entre los siglos XVI y el XIX, siglos en los que se vivieron oscilaciones en su expansión y/o retroceso que han sido comentadas anteriormente. De todos ellos, su máxima extensión alcanzada coincide, cronológicamente, con los años del Mínimo de Maunder (Copons y Bordonau, 1994, 1997).

Además de los estudios glaciológicos, la PEH ha sido analizada a través de otros métodos, por ejemplo, utilizando los datos de la dendrocronología. Es el caso de la investigación de la población de *Pinus uncinata* del Parque Nacional de Aigüestortes en Cataluña realizado por Creus (1991). A través del estudio de los anillos de *Pinus uncinata* este autor reconstruyó las temperaturas medias a escala secular, entre 1302 y 1989, donde apreció el principio de la PEH durante la segunda mitad del siglo XV y un descenso aún más acusado de las temperaturas a comienzos del siglo XVIII, coincidiendo con el Mínimo Solar de Maunder (1645-1715).

1.1.3. Sequías e inundaciones. Progradación deltaica durante la PEH

El uso de fuentes de documentación histórica, cartográfica y registros sedimentarios permiten analizar procesos hidrológicos que relacionan la variabilidad climática de la PEH con fases de incremento de la frecuencia y magnitud de las inundaciones. Por otro lado, estas fases alternaron con episodios de sequía (Barriendos & Martín-Vide, 1998; Llasat et al., 2005; Oliva et al., 2006; Jacob-Rousseau & Astrade, 2014; Pichard & Roucaute, 2014; Ruiz et al., 2014; Benito et al., 2015; Pardo-Nàcher, 2017; Camuera et al., 2019).

En el Mediterráneo Occidental, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) ejercería mayor influencia sobre el clima durante la PEH que en el Mediterráneo Oriental. Sus efectos motivaron que el Mediterráneo Occidental viviese una alternancia de series de largas sequías e

inundaciones de gran magnitud. Así, el Golfo de León padeció grandes inundaciones acompañadas de inviernos muy rigurosos; mientras que, en la Península Ibérica, coexistían el descenso brusco de temperaturas con graves sequías. Por otro lado, la fachada mediterránea de la Península Ibérica muestra un amplio registro de graves inundaciones alternantes con períodos de sequía (Almela, 1957; Fontana, 1978; Font-Tullot, 1988), demostrando una vez más la variabilidad de la PEH y sus diferentes manifestaciones a escala regional.

Estas fluctuaciones han sido registradas en Pirineos (Métailié, 1987), los Alpes (Edouard et al., 2009), el valle del Ródano (Pichard & Roucaute, 2009), en Languedoc y las Cevenas donde existen evidencias sobre una pulsación muy seca entre 1800 y 1820 (Garnier, 2009; Astrade et al., 2011). En Cevenas, también se ha observado cómo la transformación de la pendiente llevada a cabo por actividades humanas tuvo su repercusión en los flujos hidrosedimentarios del macizo de Tanargue, interviniendo en los procesos ligados a fenómenos torrenciales entre los siglos XVIII y XIX. Los datos de archivo han permitido estudiar la evolución morfodinámica de las cuencas y demostrado ser una fuente necesaria para la reconstrucción de fluctuaciones climáticas a escala secular (Jacob-Rousseau & Astrade, 2014; Pichard et al., 2014).

El análisis de precipitaciones intensas y su relación con grandes inundaciones en el Ródano ha demostrado que la frecuencia-magnitud de las inundaciones puede usarse como indicador de su paleohidrología (Pichard & Roucaute, 2014). La reconstrucción de las condiciones climáticas de la PEH, han puesto en evidencia que la variabilidad de la precipitación y la existencia de “períodos críticos intensos” es mayor durante la PEH que en buena parte del siglo XX.

Estos sucesos hidrológicos extremos y reiterados fueron capaces de modelar los procesos geomorfológicos en el ámbito fluvial y litoral. Brochier (1983) ya observó cambios en la dinámica sedimentaria alrededor del Golfo de León (Le golfe du Lion) en la costa francesa. Estos cambios datan en torno a 1260-1270, momento que señalaba la proximidad de un nuevo período climático de manifiesto carácter tormentoso. La transición del Óptimo Climático (también conocido como Anomalía Climática Medieval (ACM) o Período Cálido Medieval) a la PEH estuvo marcada por una mayor frecuencia de episodios extremos (Trouet et al., 2009, 2012; Morellón et al., 2012; Moreno et al., 2012), cuyas repercusiones sobre la dinámica hidrosedimentaria han sido estudiadas mediante registros palinológicos (Ejarque et al., 2010). Algunos ejemplos de deltas estudiados son los ríos Ródano (Provansal et al., 1999; Bruneton et al., 2001; Arnaud-Fassetta et al., 2010; Glaser et al., 2010), Po (Simeoni & Corbau, 2009) y Ebro (Cearreta et al., 2016). Por su parte, Bellotti et al. (2004) y Pranzini (2001) detectan fases de progradación en los deltas de los ríos Arno y Ombrone desde la Edad Media. Más concretamente, durante el período climático de la PEH, también el delta del Tíber experimenta una progradación deltaica relevante (Amorosi & Milli, 2001).

Desde la perspectiva geomorfológica, en Francia las desembocaduras mejor estudiadas podrían ser las del Ródano. Pichard et al. (2014) estudiaron la dinámica de las desembocaduras de este río durante la PEH e identificaron la estrecha relación existente entre episodios de rango extraordinario y los cambios en la geomorfología costera y submarina. Dada la intensidad de los fenómenos, las desembocaduras han experimentado movimientos laterales súbitos o avulsiones del canal. Estos acontecimientos tendrían lugar entre finales del siglo XVI y mediados del siglo

XIX. Durante este período, se han identificado hasta tres fases (1580-1590, 1701-1711 y 1771-1780) de mayor frecuencia e intensidad de las inundaciones. Este hecho tendría relación con abundantes aportes sedimentarios aluviales, los más importantes de la PEH coincidiendo con el Mínimo Solar de Maunder, que activarían procesos progradantes en las desembocaduras (Arnaud-Fassetta et al., 2010; Glaser et al., 2010; Anthony et al., 2014; Jacob-Rousseau & Astrade, 2014; Pichard et al., 2014).

Estudios con datos *multiproxy* han sido muy útiles en el análisis de la precipitación histórica y su relación con inundaciones catastróficas. En la cuenca baja del Ródano se ha comprobado la estrecha relación entre estos episodios hidroclimáticos y los cambios en la geomorfología costera. Los datos correlacionan períodos de grandes inundaciones con extraordinarias aportaciones sedimentarias, claves en procesos de progradación deltaica costera (Pichard et al., 2014; Anthony et al., 2014). Otro ejemplo es el delta emergido del Llobregat (Península Ibérica), en el que Manzano et al. (1986-87) han empleado diferentes técnicas de análisis de los sedimentos prodeltaicos: datación isotópica mediante ^{14}C , difracción de rayos X de las arcillas, calcimetrías, observación mediante lupa binocular de su contenido faunístico, entre otras.

Estas fases de alta frecuencia y magnitud de las inundaciones ligadas a la PEH son de alcance global (Pichard, 1995; Miramont et al., 1998; Bruneton et al., 2001; Arnaud-Fassetta et al., 2010; Glaser et al., 2010; Schmockler-Fackel & Naef, 2010) y, en ciertos casos, coinciden con avances glaciales en los Alpes (Grove, 2001).

Otros estudios abogan por la reconstrucción histórica de la Oscilación del Mediterráneo Occidental y las inundaciones en el Levante peninsular. En este caso, Oliva et al. (2006) a partir de datos *proxy* y documentales han obtenido un índice para la WeMO invernal (Oscilación del Mediterráneo Occidental, WeMOi) que comprende el período de los años 1500 – 2000. Los resultados que ofrece corroboran lo ya estipulado por otros trabajos: (a) un aumento de las avenidas en la primera mitad de siglo XVII; (b) mayor frecuencia de avenidas catastróficas durante la Anomalía u Oscilación de Maldà; (c) correlación entre valores mínimos del índice WeMOi y las pulsaciones de la PEH. En este último caso, las últimas pulsaciones se reflejan en tres mínimos del WeMOi que se corresponden con tres máximos en el número de avenidas durante el siglo XIX (Oliva et al., 2006).

1.1.4. Nivel marino y temporales durante la PEH

Por otra parte, una secuencia climática fría de alcance global como la PEH debió producir cambios en el nivel del mar. Esta cuestión ha sido exhaustivamente estudiada en Venecia por Camuffo et al. (2014) a partir del propio registro documental del nivel del mar desde 1872 y de temperatura desde 1654. Ante la falta de datos de temperatura de 1670 a 1716 y la ausencia total de datos que abarquen cronológicamente la PEH, han procedido al uso de *proxies* para reconstruir el nivel del mar de 1500 a 1758. Entre los datos considerados, destacan las observaciones *in situ* de las escaleras sumergidas de palacios históricos o el cinturón de algas visible en los óleos de Veronese (XVI), Canaletto y Bellotto (XVIII).

El valor de estas observaciones documentales (óleos), aunque son útiles para identificar la frecuencia de episodios extremos, sigue siendo cuestionada al fracasar en la determinación de

tendencias a largo plazo. En estos casos, suelen ser preferibles los registros documentales que, además, hacen buenas descripciones acerca de las tormentas y su repercusión en zonas pobladas. El uso de modelos (Luterbacher et al., 2004; Xoplaki et al., 2005) ha permitido determinar los cambios acontecidos sobre Venecia simulando los datos instrumentales después de 1750, logrando una reconstrucción aproximada de la temperatura del aire de los siglos XVI y XVII, así como la cuantificación de la tasa de inmersión en el siglo XVI: 11,4 cm/siglo (Camuffo et al., 2014).

Además de grandes inundaciones, las tormentas o tempestades costeras fueron especialmente intensas durante la PEH. Varios autores informan de la incidencia de dichas tormentas en los sistemas de laguna-barrera mediterráneos de la costa francesa (Sabatier et al., 2008; Blanchemanche, 2009; Dezileau et al., 2011). Finalmente, por lo que respecta al ámbito lagunar costero, en la laguna de Venecia, el análisis de *proxies* y registros instrumentales también han sido útiles en la identificación de cambios de temperatura, actividad tormentosa en la costa y cambios en el nivel del mar relacionados con la variabilidad climática de la PEH (Camuffo et al., 2014).

Un trabajo de síntesis paradigmático es el de Anthony et al. (2014). Los autores sostienen que los procesos de la costa mediterránea son resultado de la combinación entre una intensa ocupación humana y los efectos de diferentes cambios climáticos. La formación de los deltas mediterráneos se favorece en momentos de relativa estabilización del nivel del mar y una mayor intensificación de las presiones sobre el medio asociada con el crecimiento demográfico de sus civilizaciones. En una revisión de los procesos históricos en deltas mediterráneos concluyen que, por ejemplo, el delta del Ródano comenzó a formarse hace unos 7.000 años en diferentes fases, de las cuáles se han identificado momentos de crecimiento notables que coinciden con pulsaciones climáticas como la del período Romano y, en particular, durante la fase climática de la PEH. En ambos casos, el aumento de las presiones demográficas (deforestación y erosión del suelo generalizada) incrementó la carga sedimentaria de los ríos y la mayor frecuencia de episodios de descarga fluvial extrema dieron lugar a fases de progradación deltaica. Esta última tendencia a la progradación, tanto en el Ródano como en muchos otros deltas del Mediterráneo Occidental, tuvo lugar entre finales del siglo XVI y mediados del XIX dentro del contexto húmedo y frío de la PEH (Anthony et al., 2014). Para el delta del Ródano, su progradación tuvo lugar en dos fases (finales del siglo XVI y comienzos del XVIII) coincidiendo con procesos de grandes crecidas e inundaciones.

Igualmente, los autores inciden en que desde el siglo XX se observa una mayor vulnerabilidad a la erosión costera. Con el final de la PEH disminuye la frecuencia de descarga fluvial extrema y las nuevas intervenciones antrópicas de los siglos XX y XXI (abandono agrícola en cuencas de montaña, reforestación, modificación por obras en el sistema fluvial – control de la navegación, canalización, presas y azudes – y extracción de gravas y arenas del cauce) han resultado en un déficit sedimentario generalizado. Esto aumenta su exposición a la erosión de la costa en un contexto mediterráneo caracterizado por un rango de mareas estrecho (micromareal), olas de alcance limitado y variabilidad en las tormentas (Anthony et al., 2014).

1.1.5. Manifestaciones de la PEH en el Golfo de València

Tal y como se ha comentado en las páginas precedentes, la PEH presentó una marcada irregularidad climática que tendría diferentes manifestaciones a escala regional. Si la PEH se caracteriza por su variabilidad e irregularidad en Europa, los procesos se manifiestan aquí en episodios extremos cuya repercusión depende de las características naturales del territorio y también de la acción antrópica. Al igual que el resto de Europa, la Península Ibérica experimentó un marcado descenso de las temperaturas, así como un incremento de las precipitaciones de rango extraordinario desde el siglo XVI al XVIII (Martín-Vide y Barriendos, 1997; Rodrigo, 2007). En el área valenciana esta fase climática no tuvo un desarrollo lineal, al contrario, estuvo marcado por un contraste entre fases secas y húmedas. Se manifestó a través de una mayor frecuencia de inviernos muy fríos, así como episodios de sequías que coexistieron con periodos de grandes precipitaciones responsables de riadas de rango extraordinario. Los episodios de sequía, de frecuencia aparentemente irregular, responderían a un patrón que sigue intervalos de diez o veinte años. Las inundaciones se comportarían de modo similar, aunque alternarían asiduamente ambos fenómenos (Barriendos, 2000).

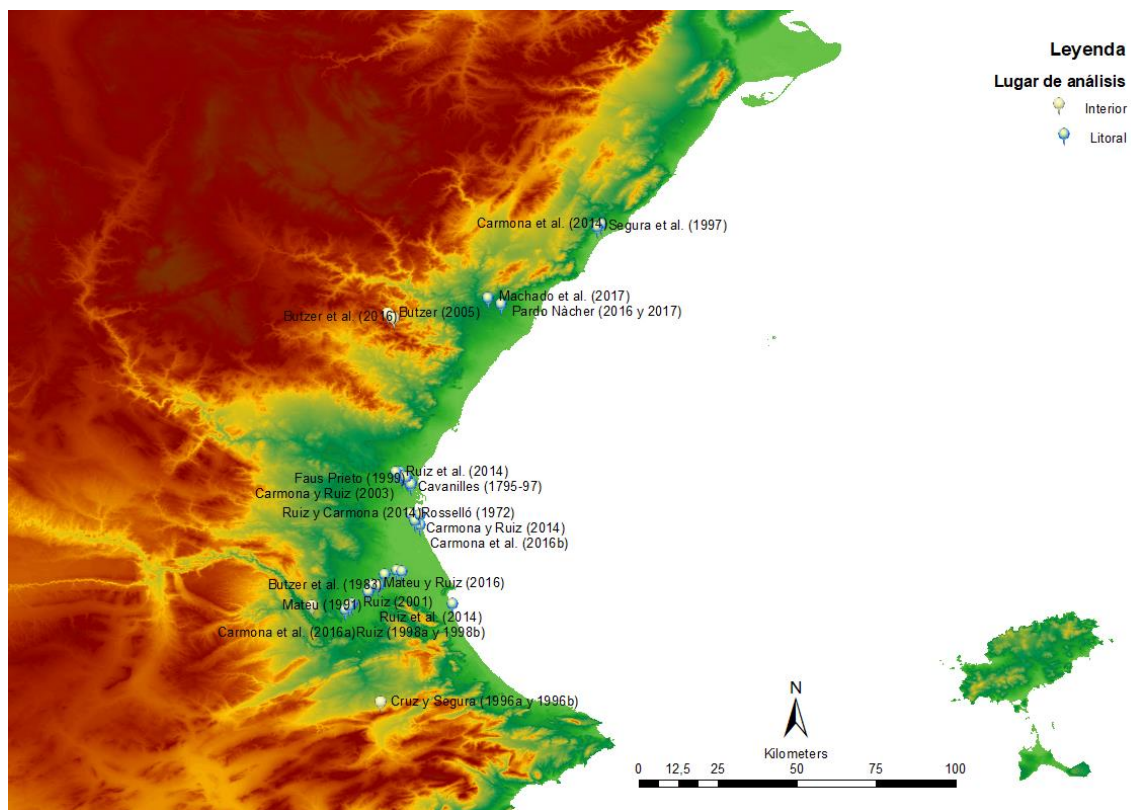


Figura 2. Localización de puntos concretos de análisis de la PEH en el Golfo de València correspondientes a la bibliografía. (MDT, Servicio WMS: image.discomap.eea.europa.eu).

González, Fidalgo y Prieto (2013) han elaborado un reciente estado de la cuestión en el que recogen multitud de contribuciones científicas sobre la PEH y sus esfuerzos por fijar con precisión sus límites temporales (o cronología) en la Península Ibérica. Existe gran consenso a la hora de identificar los siglos XVI y XVII como los más activos del período y, a partir de las aportaciones de Almela (1957), Fontana (1978), Font Tullot (1988), Braudel (1993) y Cruz y

Segura (1996a, 1996b) podría confirmarse que es durante estos siglos cuando más evidentes son las manifestaciones de los efectos de la PEH en España y, más concretamente, en el Este peninsular. Su final sigue siendo objeto de debate, pues a partir de la tercera década del siglo XVIII parece que se entra en una fase de suavización de las temperaturas. Sin embargo, se rompe esta tendencia al alza térmica en torno a los años sesenta (1760), cuando se observa un significativo descenso de las temperaturas y una creciente irregularidad climática con episodios extremos más frecuentes (González et al., 2013).

En el ámbito valenciano no sólo se han utilizado bases de datos o fuentes documentales y cartográficas históricas; sino que también se han aportado datos extraídos de la interpretación geomorfológica, estratigráfica y sedimentaria combinadas con las técnicas de datación por ¹⁴C (Segura et al., 1997; Carmona et al., 2014; Carmona y Ruiz, 2014; Ruiz & Carmona, 2014; Carmona et al., 2016a).

1.1.5.1. Las áreas de montaña

La modesta altitud media de los relieves montañosos del Este peninsular deja sin registros glaciares que atestigüen los efectos de la PEH en el ámbito valenciano, a diferencia de los Picos de Europa, Pirineos o Sierra Nevada donde la reconstrucción de los avances glaciares durante época medieval y su posterior retroceso (o desaparición) en las últimas décadas ha sido posible.

No obstante, cabe señalar que en el siglo XVI se expande el comercio de la nieve, que ha dejado en las montañas valencianas una red de neveros conservada en la actualidad a pesar de la desaparición de esta actividad comercial en el contexto climático actual (Cruz y Segura, 1996a, 1996b; Giménez-Font, 2015; Mateu y La Roca, 2016). La abundancia de las nieves y condiciones favorables que facilitaban su almacenamiento acompañadas de técnicas que permitían que se conservase incluso llegado el verano, aumentó la popularidad de su comercio causando su expansión y abaratamiento a comienzos del siglo XVII, momento de máxima intensidad de la PEH (Oliva, 2011).

1.1.5.2. Episodios de alta frecuencia y magnitud de inundaciones

Aportaciones recientes como la de Ruiz et al. (2014) estudiaron la frecuencia de inundaciones y su estacionalidad en los ríos Xúquer y Turia. A partir de una base de datos de 700 años en la que también se incluye la Pequeña Edad de Hielo, se ha observado un aumento en la frecuencia de inundación durante los siguientes períodos: 1579-1598, 1610-1633, 1671-1695, 1770-1808, 1850-1908, 1913-1924 y 1947-1958. Ruiz et al. (2014) también identificaron las siguientes grandes inundaciones para el río Turia (años 1328, 1358, 1427, 1517, 1590, 1677, 1776, 1897, 1949 y 1957) y el Xúquer (1328, 1406, 1472, 1517, 1571, 1632, 1779, 1783, 1805, 1864, 1923, 1982 y 1987).

Generalmente, las copiosas lluvias y sus consecuentes inundaciones tienen lugar durante el otoño en el ámbito valenciano. No obstante, los autores detectan un cambio en la estacionalidad de las inundaciones en dos periodos: 1579-1630 y 1850-1899. Por otro lado, los propios autores advierten de que la acción antrópica puede haber condicionado el comportamiento normal de las crecidas, ya que la acción combinada de los cambios de uso del suelo y las fluctuaciones climáticas pudieron haber influido en el incremento de los picos de inundación. Las sucesivas

inundaciones aportarían masivas cantidades de sedimentos gruesos a los cauces. Esta transferencia de materiales elevaría el lecho del río, disminuyendo su capacidad y, en última instancia, favoreciendo los desbordamientos e inundaciones de alta frecuencia y magnitud (Ruiz et al., 2014).

Por otro lado, Machado et al. (2017) identifican esta influencia directa de cambios de usos del suelo sobre las inundaciones combinando *proxies* ambientales (contenido de fitolitos), evidencias geoquímicas y edáficas derivadas de la deforestación y el pastoreo, con indicadores hidroclimáticos de tipo documental (registros históricos). Así, para la Rambla de la Viuda han reconstruido 600 años de episodios extremos de inundación, agrupándolos en cuatro fases en relación con su magnitud y frecuencia: primera fase (siglos XV y XVI) de aumento de frecuencia y magnitud de inundaciones (picos en los años 1450-1475 y 1550-1620); segunda fase (siglo XVII y finales del XVIII) que se caracteriza por condiciones más secas; tercera fase (finales del siglo XVIII y principios del siglo XIX) vuelve a aumentar la frecuencia y magnitud de inundaciones; cuarta fase (XX y XXI) se observa un descenso en la frecuencia de episodios de alta magnitud (su frecuencia ha disminuido ligeramente hacia 1 cada 30-40 años). Es en la tercera fase donde la correlación entre cambios de uso del suelo e inundaciones se vuelve más patente, coincidiendo con condiciones más húmedas y un pico de presión sobre el medio por parte de las actividades agrícolas y el pastoreo. Durante este período, se registraron al menos 10 eventos de inundación, siendo la más catastrófica la del 9 de octubre de 1883, con una descarga mínima de 1830 m³/s que causó la destrucción de puentes y víctimas mortales.

Considerando que la descarga fluvial ha ejercido una influencia directa en la configuración de las líneas de costa de tipo deltaico, las evidencias de la existencia de periodos de inundaciones de alta magnitud y recurrencia de inundaciones en los llanos de inundación durante la Edad Media y la Edad Moderna proporcionan información que ayuda a mejorar la comprensión de los procesos geomorfológicos costeros a escala secular. El Golfo de València se caracteriza por ser una costa de acumulación que ha mostrado diversas modalidades de adaptación morfológica a los cambios acontecidos durante época histórica.

Recientemente, Ruiz y Carmona (2019) estudiaron la evolución geomorfológica del delta y sistema restinga-albufera (*barrier-lagoon*) del río Turia e identificaron varias fases históricas que se relacionan con periodos de alta magnitud y frecuencia de inundaciones durante la Edad Media y la Edad Moderna. Durante la Anomalía Climática Medieval (ACM, siglo XI d.C.), hubo un período de alta magnitud de inundaciones que aportó sedimentos muy gruesos hacia la desembocadura del Turia. Esta fase sedimentaria engrosó la barrera de la Albufera de València de manera que quedó aislada de la influencia marina en el sector septentrional del lago. Con posterioridad, a comienzos de la PEH se dan cambios en el cauce del Turia y un crecimiento significativo de la barrera costera. Finalmente, entre el Mínimo Solar de Maunder (1645-1715) y el final de la PEH, se produce una rápida progradación costera y el declive en salinidad en la laguna de València.

1.1.5.3. La línea de costa

Mateu et al. (1999) ofrecen una de las primeras aportaciones a la morfogénesis de los procesos en la PEH en la línea de costa. A partir de las reflexiones de Escolano en 1610, sugieren un

contexto geomorfológico de retirada del mar y progradación costera. Por otro lado, apoyándose en evidencias materiales como la actual posición de torres de vigía alejadas 400 m de la línea de costa al sur del Xúquer, concluyeron en una posible retirada del mar. También comentan las variaciones en la orientación o el trazado de los cauces cerca de la costa que los autores asocian a alteraciones de la deriva litoral en el contexto de la PEH que podrían interpretarse en relación con alguna pulsación hidrológica en el Estrecho de Gibraltar (Mateu et al., 1999, p. 370).

1.1.6. La desestabilización del sistema ante el cambio de fase y el Calentamiento Global

Tal y como comentaban Anthony et al. (2014) en su paradigmático trabajo sobre los deltas mediterráneos durante los últimos 50 años, los sistemas costeros se han desestabilizado como consecuencia de actividades antrópicas que han alterado totalmente la dinámica natural de los ríos. Mediante encauzamientos, embalses, derivación de agua para el regadío, sobreexplotación de acuíferos, extracción de áridos en lechos y terrazas, etc. Se ha interrumpido (en algunos casos totalmente) la transferencia de los sedimentos fluviales hacia la costa, materiales que abastecían a estos sistemas costeros. Así, se ha producido un déficit sedimentario que actualmente es el causante de procesos acelerados de erosión en frentes deltaicos y playas (Anthony et al., 2014). Además, en nuestro caso, la acción antrópica directa afecta al litoral, por ejemplo, con la destrucción (mediante urbanizaciones) de vastos campos de dunas que servían de reservorios de arena de las playas, pero también con el impacto derivado de la implementación de numerosos los espigones y puertos en la línea de costa que impiden el funcionamiento natural de la deriva y, por lo tanto, la transferencia longitudinal de sedimento a lo largo de la costa.

1.2. OBJETIVOS

Los deltas, las barreras (o restingas) y los humedales (o albuferas) mediterráneos constituyen ambientes altamente sensibles a los cambios tanto de origen natural como antrópico. En muchas costas del mundo las barreras protegen valiosos ecosistemas de laguna de los impactos de temporales marinos, a la vez que resguardan las actividades humanas en zonas netamente continentales (Moore & Murray, 2018). En una revisión de trabajos sobre la dinámica reciente de estos sistemas ante el cambio climático, los autores puntualizan que son muy vulnerables a tasas crecientes de ascenso relativo del nivel del mar (*Relative Sea Level Rise*, RSLR) y también a los cambios hidrológicos y sedimentarios que introducen las nuevas pautas de temporales marinos y procesos de inundación costeros.

La franja costera del Golfo de València, formada por un conjunto prácticamente ininterrumpido de sistemas de delta-laguna-barrera, es un ambiente vulnerable y antropizado con graves problemas ambientales. Las barreras albergan valiosos sistemas de dunas y playas en primera línea de costa y, por lo tanto, están expuestas directamente a los efectos de la subida relativa del nivel del mar. Desde esta perspectiva planteamos el **objetivo central de esta Tesis**: caracterizar formas, procesos y dinámica de sistemas de delta-laguna-barrera a escala de tiempo histórica. En particular durante el periodo climático de la PEH y, con especial atención, en las barreras costeras de zonas específicas en el Golfo de València. Finalmente, se aborda el análisis de la desestabilización de estos sistemas ante la acción antrópica y el Calentamiento Global con sus repercusiones evidentes en el ascenso relativo del nivel del mar.

Consideramos de gran interés alcanzar este objetivo por las siguientes cuestiones:

- 1) Independientemente de la incidencia de factores regionales y de alteraciones antrópicas directas e indirectas (muy relevantes en nuestro litoral), hay una circunstancia geomorfológica que cabe resaltar: muchas de las playas y dunas que están en fase de destrucción en la actualidad, se ubican en ambientes de restinga que, según los datos de la investigación internacional, se engrosaron o reforzaron durante el periodo climático de la PEH. Investigaciones previas en el área mediterránea determinaron que, debido al aumento en la frecuencia y magnitud de las inundaciones durante este período, gran cantidad de aportes sedimentarios llegaron a la costa, ocasionando la progradación de los deltas y el refuerzo de las restingas.
- 2) Ante la importante problemática ambiental que enfrenta el litoral, muchos trabajos de investigación de ámbito costero y también actuaciones de gestión se están centrando en los procesos actuales en playas y dunas en primera línea de costa. Analizar el cambio de tendencia en estos ambientes entre ambos periodos climáticos podría proporcionar un amplio contexto al análisis de la desestabilización actual de nuestro litoral.
- 3) El régimen de aumento acelerado del nivel del mar pronosticado por el IPCC (2013) sugiere que, a medida que las barreras se debilitan, muchas zonas pantanosas y llanuras mareales pueden cruzar un umbral y anegarse con agua marina. La pérdida de humedales aumentará la extensión y la profundidad general de las aguas abiertas al mar. El futuro de estos ambientes costeros depende de cómo respondan a un clima cambiante.

Se han seleccionado para este estudio dos tipos de litoral diferentes. Por un lado, los sistemas de restinga-albufera del Prat de Cabanes-Torreblanca y Orpesa, conectados con los abanicos

deltaicos del Riu Sant Miquel y Riu Xinxilla. Se trata de dos pequeñas cuencas fluviales con circulación hídrica efímera y con aportes sedimentarios esporádicos a la costa (ramblas). Por otro, se han elegido la costa de la Albufera de València y los sistemas deltaicos de los ríos Turia y Xúquer, dos grandes cuencas fluviales de ríos perennes, con crecidas recurrentes y carga de sedimentos abundante.

CAPÍTULO II:

ÁREA DE ESTUDIO. EL GOLFO DE VALÈNCIA

CAPÍTULO II: ÁREA DE ESTUDIO. EL GOLFO DE VALÈNCIA

Este proyecto de Tesis tiene como eje de estudio los procesos y cambios que se dieron en deltas y sistemas restinga-albufera durante la PEH en el Golfo de València. Se trata de una estrecha franja costera de casi 400 km de longitud bañada por las aguas del Mar Mediterráneo al Este de la Península Ibérica. A continuación, se presenta una descripción general del trasfondo tectónico y estructural, rasgos generales del medio físico y las formas del litoral.

2.1. TRASFONDO TECTÓNICO Y ESTRUCTURAL

El territorio al que se adscribe el Golfo de València comprende parte de las dos grandes unidades geotectónicas de la península: la Cordillera Ibérica y la Cordillera Bética. Ambas se formaron durante la orogenia alpina. Su evolución geológica, tectónica y geomorfológica ha sido diferente y se manifiesta en una orientación del relieve y distribución de materiales diversa. Se trata de relieves compartimentados que, en su descenso hacia la costa, dan paso a formas de modelado como glaciares, conos aluviales, llanos de inundación y morfologías litorales características tales como deltas y sistemas de restinga-albufera (*barrier-lagoon*). La tectónica y la neotectónica han fragmentado estas llanuras y la plataforma continental en bloques que tuvieron comportamientos diferenciados durante el Cuaternario.

El material predominante en el área montañosa son las rocas carbonatadas (calizas, dolomías y margas). En los llanos costeros, predominan los materiales detríticos de origen fluvial o marino. Podemos distinguir, de norte a sur, tres sectores geográficos: el Ibérico Septentrional, la Llanura Central y el Prebético Externo (parte del sistema Bético que comprende el Golfo de València). El contacto entre ambas cordilleras recibe el nombre de “falla sud-valenciana” y se extiende entre Almansa y Xeresa.

La Cordillera Ibérica (de orientación NW-SE) es evidente en su mitad interior; mientras que la mitad oriental se ve afectada en su parte septentrional por la Cordillera Costera Catalana, donde el relieve se encuentra extensamente fracturado paralelamente a la línea de costa (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019). Una serie de alineaciones montañosas (*horst*) con dirección NNE-SSW (catalánide) separadas por fosas tectónicas (*graben*) desciende hasta el mar como resultado del hundimiento asociado a los movimientos distensivos que causaron fracturas al finalizar la fase de orogenia alpina (finales del Terciario y comienzos del Cuaternario). A lo largo del Cuaternario, los ríos han ido erosionando los *horst* y rellenando las llanuras costeras (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019). Sólo al sur del río Millars vuelve a estar patente la orientación ibérica original (NW-SE) en dos alineaciones montañosas paralelas (Sierra de Espadán y Sierra Calderona o de Portaceli) separadas por el valle del río Palancia.

La Llanura Central o Depresión Valenciana surge a través de un proceso de subsidencia que se inició durante el Plioceno. Constituye la parte emergida del Golfo de València y forma un relieve subtabular formado por calizas jurásicas y cretácicas (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019). En su mitad interior está rodeada por una orla montañosa al Norte (Sierra Calderona o de Portaceli), Oeste (muelas y sierras de la Serranía del río Turia, el escalón de las Cabrillas, la Meseta de Requena y el Macizo del Caroig) y Sur (Sierra de Corbera y el macizo cretácico del Mondúver). En su recorrido hacia el mar, los piedemontes (Pla de Quart, Camp de Chiva y Camp de Llíria)

son el espacio de transición entre las áreas montañosas y la llanura. Esta llanura cuaternaria ha ido colmatándose por el transporte de materiales fluviales cuaternarios a través de los ríos Millars, Palancia, Turia y Xúquer, y los barrancos de Carraixet y Torrent.

Al sur de la “falla sud-valenciana” se encuentra el Prebético Externo (pertenece a la Cordillera Bética). Esta unidad geotectónica presenta un relieve más acentuado que la Ibérica y mantiene la orientación original de las cordilleras Béticas (SW-NE). Fue plegado durante la primera mitad del Mioceno y, a diferencia del sistema Ibérico, el Bético (Prebético Externo en nuestro caso) sí llega hasta el mar, donde termina en forma de acantilados.

2.2. EL MEDIO FÍSICO

La región valenciana cuenta con un clima típicamente mediterráneo (semiárido) de inviernos con temperaturas suaves y veranos cálidos y secos. Las diferentes orientaciones y manifestaciones tectónicas de su relieve compartimentado modifican tanto la dirección como la intensidad de los vientos, incrementando la complejidad y variedad de microclimas a escala local. Debido a su situación, este espacio es el lugar de transición entre las bajas presiones (dominio climático templado y húmedo) de latitudes medias al Norte y las altas presiones subtropicales (dominio árido y desértico) al Sur (Sanjaume, 1985; Estrela et al., 2016) convirtiéndolo, a su vez, en espacio de transición bioclimática, morfogenética e hidrológica donde la interacción entre factores climáticos, estructurales, geomorfológicos y culturales dotan de particularidades a este ámbito mediterráneo (Camarasa y Segura, 2001).

El régimen de vientos del Mediterráneo Occidental en el clima de la región valenciana es evidente, pero también ejerce una función de transporte. En el ámbito litoral, el viento es “el responsable directo del modelado dunar” (Sanjaume, 1985, p. 30). Como vientos de procedencia marina, en el litoral de la provincia de Castellón el *llevant* (E) es el más intenso; mientras en la costa de la provincia de València es el *gregal* (NE). Ambos suelen alcanzar su máxima intensidad durante el otoño e invierno (Sanjaume, 1985). El factor orográfico y su proximidad al mar determina la exposición a los flujos húmedos dando lugar a un contraste climático entre zonas de mayor o menor influencia, lo que se traduce en una distribución diferente de los dos elementos principales del clima: la temperatura y las precipitaciones (en forma de lluvia). Una mayor distancia de la influencia del mar será equivalente a un mayor contraste de las temperaturas entre tierras altas de interior y tierras bajas costeras (Pérez-Cueva, 2015).

Respecto a las precipitaciones, destaca el carácter variable e irregular de su distribución a lo largo del año (Raso-Nadal, 1994). La precipitación media anual en la región valenciana es de 500 mm. Se observa una reducción en la precipitación media conforme se desciende latitudinalmente: desde registros que van de 800 mm en el norte y hasta 300 mm al sur (Camarasa & Soriano, 2014). La influencia del relieve genera situaciones excepcionales por todo el territorio, como ocurre en la comarca de la Safor que, a pesar de localizarse próxima al sur del Golfo de València, registra entre 700 – 800 mm/año de precipitaciones medias debido al factor orográfico. Respecto a su distribución anual, las precipitaciones se concentran especialmente en primavera y otoño. Estas precipitaciones se deben, fundamentalmente, a temporales de Levante que pueden ir asociados a gotas frías (DANA, Depresión Aislada en Niveles Altos), lo que explica su carácter irregular. Estas precipitaciones resultan de advecciones de masas de aire con

recorrido marítimo y actualmente se hallan en relativo ascenso, dando una tendencia positiva hacia el incremento de lluvias torrenciales e irregulares en el contexto de cambio climático presente (Estrela et al., 2016).

2.3. SISTEMA FLUVIAL

Debido a las características climáticas y estructurales a nivel regional, la red fluvial del Golfo de València se compone de ríos perennes y cursos efímeros o de circulación intermitente que reciben el nombre de *ramblas*. Los ríos perennes suelen tener su nacimiento fuera de la región valenciana (*alóctonos*), abarcan longitudes de cientos de kilómetros y cuencas de miles de kilómetros cuadrados (km²). Por el contrario, los cursos efímeros o ramblas nacen en el territorio valenciano (*autóctonos*), son de recorrido más corto (por debajo de 100 km de longitud) y sus cuencas son de menor tamaño (pocos cientos de km²) (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019). Podemos encontrar ejemplos de *ríos autóctonos*, de recorrido notablemente más modesto que los alóctonos y, generalmente, con caudales inferiores a 1 m³/s salvo el río de La Sénia (1,15 m³/s), el Palancia (2,2 m³/s) y el Serpis (3,3 m³/s). Estos nacen en el interior montañoso valenciano, pero llegan secos a su desembocadura a causa del entramado de acequias, presas y embalses que derivan su ya escaso caudal para aprovechamiento agrícola (Gil-Olcina y Rico-Amorós, 2007). Cuando los temporales de Levante adquieren proporciones extraordinarias, el flujo vehiculado tanto por ríos como por ramblas y/o barrancos experimenta un desbordamiento que puede causar inundaciones.

El término *rambla* deriva del árabe *rámbla*, que significa “arenal” en relación con el marcado carácter pedregoso y seco que muestra el lecho de estos cursos fluviales efímeros durante la mayor parte del año (Segura, 1990). Entre los diferentes términos que se utilizan para identificarlos (*barranc*, *riu sec*, *torrent*, *vaguada*, *cañada*, etc.), Mateu (1982) asocia el término *riu* a cursos con tramos en los que la circulación es continua, y *rambla*, para referirse a los cursos de escasa corriente.

La aridez típica del clima mediterráneo hace que las ramblas sean el tipo de curso fluvial predominante en el Golfo de València. La influencia que ejerce la estacionalidad de las lluvias sobre las crecidas de las ramblas es indiscutible. Su régimen espasmódico depende directamente de las precipitaciones y la litología de sus cuencas. Las lluvias no suelen ser uniformes en la cuenca de drenaje y pueden darse situaciones de grandes volúmenes de agua que han de vehicularse en poco tiempo. Así, la estación más lluviosa (otoño) coincide con sus momentos de crecida (Pérez-Cueva y Calvo, 1986). Debido a la aridez típica del ámbito mediterráneo (semiárido), la ausencia de un caudal de base determina que el resto del año permanezcan secos. Estas ramblas, generalmente de tipo *braided*, drenan cuencas pequeñas configuradas sobre litologías permeables (predomina el componente calcáreo, que favorece las pérdidas por transmisión), con grandes pendientes y amplios valles de fondo plano (Pérez-Cueva y Calvo, 1986; Camarasa y Segura, 2001, p. 650). El fondo plano en su tramo final indica que los ríos no han cambiado su nivel de base (Pérez-Mateos y Alonso-Pascual, 1957).

Los ríos perennes tienen un caudal continuo a lo largo del año y, por lo tanto, son los que aportan mayor caudal a las tierras del Golfo de València como el Millars, Turia y Xúquer. Se trata de ríos

caudalosos de largo recorrido que nacen en un régimen pluvio-nival fuera de tierras valencianas (*alóctonos*) en elevaciones que circunvalan la Meseta (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019).

Históricamente, los cursos fluviales han sido intervenidos, de forma extensa, mediante obras de regulación (embalses, presas y azudes) y actividades extractivas en el propio lecho de los ríos. En las últimas décadas, diferentes estudios señalan el detrimento en la tasa de sedimentos que reciben las costas del Golfo de València a causa de la intervención antrópica (Gil-Olcina y Rico-Amorós, 2007). No sólo por la evidente extracción directa de materiales en el lecho sino por la retención de sedimentos que tiene lugar en los embalses, impidiendo su llegada como *input* al sistema litoral afectando al normal desarrollo de los procesos geomorfológicos que aquí ocurren (Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019).

2.4. SISTEMA COSTERO: DELTAS, RESTINGAS Y ALBUFERAS

Desde una perspectiva geológica, la costa del Golfo de València es de origen reciente y se formó por movimientos tectónicos (alpínicos) que dieron lugar al hundimiento del óvalo mediterráneo y la fosa balear (Pérez-Mateos y Alonso-Pascual, 1957). Tanto los ríos perennes como las ramblas mediterráneas han ido construyendo llanos cuaternarios costeros a través de la deposición de materiales fluviales. La configuración de la región valenciana presenta amplias llanuras costeras que reúnen formas aluviales y subambientes geomorfológicos de gran interés en el entorno de sus desembocaduras fluviales: deltas, barreras y albuferas (o lagunas). Se trata de ambientes transicionales en los que concurren factores continentales y marinos (Mateu et al., 2007). El desarrollo de morfologías sedimentarias, tales como barreras (o restingas), ha cerrado golfos marinos o bahías interiores holocenas convirtiéndolos en lagunas. El relleno sedimentario de origen fluvial ha colmatado estas lagunas, transformándolas en los humedales o marjales costeros actuales (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019). Generalmente, las costas bajas del Golfo de València se caracterizan por una sucesión de abanicos aluviales y deltas en las desembocaduras de los ríos, entre los que se instalan lagunas o albuferas de disposición alargada y paralelas a la costa (Rosselló, 1969; Sanjaume, 1985).

En el Mediterráneo Occidental, estas morfologías se han formado a escala de milenios, durante la transgresión marina holocena. Después de la estabilización del nivel del mar (entre el Holoceno medio y superior), las lagunas salobres resultantes de la transgresión marina comenzaron a rellenarse de sedimentos marinos y fluviales, al mismo tiempo que progradaban los deltas fluviales, las flechas y las barreras litorales (Stewart & Morhange, 2009). Respecto al estudio de la variación del nivel del mar Mediterráneo a escala de milenios, cabe señalar la aportación de Vacchi et al. (2018) que detectaron una rápida disminución de la velocidad de ascenso del nivel del mar durante el Holoceno superior (desde ~4.0 ka BP). Esta desaceleración permitió la formación de los grandes deltas fluviales y los sistemas de laguna barrera (Stanley & Warne, 1994), bien analizadas en nuestro entorno (Viñals, 1991; Segura et al., 1997, 2005; Ruiz y Carmona, 2005, 2019; Mediato y Santisteban, 2006; Blázquez & Usera, 2010; Carmona y Ruiz, 2011; Blázquez & Ferrer, 2012; Ferrer & Blázquez, 2012; Carmona et al. 2016a; Segura & Pardo, 2019; Belzunce et al., 2022). El bajo rango de mareas dificultó la conexión entre el mar y las lagunas, lo que favoreció los procesos de sedimentación.

El desarrollo de las barreras está controlado por cuatro factores: el gradiente del perfil, la tasa de aporte sedimentario, energía de las olas y las mareas y las tasas de cambio del nivel del mar. Algunas de las características de las lagunas del Golfo de València son su forma alargada, anchura media generalmente inferior al kilómetro, pendiente (*offshore*) media de 0,5° (aunque la de Torreblanca (0,7°) y las de la Albufera de València y Pegó (0,6°) son superiores) y casi todas son de agua dulce (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019).

Dentro del conjunto de lagunas mediterráneas, las valencianas presentan una singularidad: su abastecimiento principal procede de fuentes de agua dulce (escorrentía superficial y subterránea) (Viñals, 2005). Cabe señalar que, en el Mediterráneo, existen zonas donde el rango de mareas es significativo como es el Alto Adriático y el Golfo de Gabés, donde el funcionamiento de las lagunas es semejante al de entornos oceánicos (Viñals, 2005). El bajo rango de mareas del Mediterráneo Occidental ronda los 20 cm. En las barreras con altos rangos de marea hay importantes flujos de agua que entran y salen de la laguna a diario, lo que dificulta el transporte a lo largo de la barrera (*longshore*) e impide su cierre (Carter, 1988).

En el Golfo de València, muchas de las conexiones marinas actuales (golas) son aperturas artificiales creadas (y mantenidas a lo largo del tiempo) por el ser humano (Sanchis, 1998a, 1998b, 2001). En ocasión de episodios (tormentas intensas) las lagunas reciben la descarga de la escorrentía superficial de ríos, ramblas y barrancos, y también escorrentía subterránea (manantiales próximos). Estos aportes de aguas continentales elevan el nivel de las aguas de la laguna y se produce su drenaje hacia el mar a través de estas conexiones (golas). Respecto a las entradas de agua y sedimentos marinos a la laguna, cabe señalar que ocurren puntualmente durante tormentas marítimo-costeras intensas con una energía del oleaje suficiente para superar las barreras e introducirse en la laguna (Segura-Beltran & Pardo-Pascual, 2019).

La intervención antrópica de las lagunas se ha desarrollado de manera distinta en función de la época y los diferentes intereses de las sociedades de cada momento. Algunos de los beneficios que se obtenían venían de la caza, pesca, extracción de sal y/o cultivos (fundamentalmente del arroz) (Sanchis, 1998a, 1998b, 2001). Cabe mencionar que las características naturales de estos espacios húmedos (lagunas someras que generalmente no superan el metro de profundidad, de aguas estancadas que pueden ser de agua dulce, salobre o salada) favorecía el desarrollo de especies de insectos transmisores de enfermedades como la malaria. La sociedad se encontraba dividida entre los defensores del cultivo del arroz y sus detractores. Estos últimos relacionaban la enfermedad con las aguas estancadas (Cavanilles, 1795-97). A partir del siglo XVIII, se propusieron proyectos para desecar los humedales con fines sanitarios (AHN, Sección de Consejos, Leg. 22.678, Exp. Nº 2, Años 1778-86). A partir de la Revolución Industrial, el empleo de maquinaria y otros avances técnicos derivaron en un uso ecológicamente incompatible del ambiente palustre (sobreexplotación de recursos y “bonificación” o desecación y aterramiento de las lagunas). Estas acciones pusieron en peligro su supervivencia, causando graves daños (o impactos) ambientales a ecosistemas de alto valor ecológico. A partir del siglo XX, se desarrollaron figuras legislativas de protección ambiental a nivel nacional (Zonas de Especial Protección para las Aves, ZEPA; Lugares de Interés Comunitario, LIC), europeo (Red Natura 2000) e internacional (Convenio Ramsar) (Viñals, 2005).

Las formas sedimentarias en la llanura costera dependen (además de la dinámica marina) del tipo de río afluente y dimensiones de la cuenca y las características y actividad tectónica y

neotectónica. Como se ha descrito anteriormente, la red fluvial del Golfo de València la integran ríos de circulación continua (o perennes) y ramblas mediterráneas (de circulación intermitente o efímera) que dejan dos tipos de materiales diferentes (finos y gruesos, respectivamente). Pardo-Pascual y Sanjaume (2019) hacen una clasificación de las playas basándose en las características de los sedimentos que las forman.

La dinámica marina responsable de la configuración de las costas valencianas está influida por factores como el rango de mareas, la disposición y orientación de la propia costa respecto a las olas incidentes, el régimen de vientos y el suministro de sedimentos (Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019). Las costas bañadas por el Mediterráneo Occidental son de tipo *micromareal*, donde las mareas son prácticamente inexistentes. Las restingas sólo pueden formarse en ambientes con escaso rango de marea o donde las olas actúen con baja o moderada energía (King, 1972). Por ello, en un mar micromareal -con rango mareal menor de dos metros (Dabrio, 1985, pág. 131)- como es el Mediterráneo no es extraño encontrar este tipo de formaciones, dando lugar a barreras o restingas de gran longitud que rara vez se ven interrumpidas.

Debido a su situación al abrigo de la influencia de los vientos del Oeste por el factor orográfico y su localización al Este de la Península Ibérica, Pardo-Pascual y Sanjaume (2019) señalan que los únicos vientos capaces de generar olas que afecten a las costas valencianas en todos sus sectores son los del primer y segundo cuadrante: NNE y SSE.

Así, los vientos que generan las olas de mayor energía suelen ser de NE y ENE (Pardo-Pascual, 1991). Generalmente, estas olas suelen ser de baja energía, aunque ésta depende del *fetch*². En situaciones de tormenta, estas olas de baja energía se transforman completamente, pudiendo llegar a superar los 4 m de altitud (vientos del NE y ENE) (Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019). Los vientos de componente Este son, a su vez, responsables de las lluvias de rango extraordinario que tienen lugar en las cuencas bajas de los ríos y que, como se ha señalado en el apartado anterior, son capaces de producir súbitas crecidas que dan lugar a inundaciones.

Respecto al tipo de transporte sedimentario que tiene lugar a causa de la deriva litoral, durante estas situaciones de tormenta podemos distinguir: (a) un transporte longitudinal más efectivo y rápido en la parte septentrional del Golfo de València como consecuencia de su orientación NNE-SSW; (b) a la altura de la desembocadura del Turia la costa describe una dirección NW-SE que hace más lenta y con menos energía la deriva litoral (N-S) (Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019).

Las playas son áreas de acumulación altamente dependientes de la disponibilidad de sedimentos y de la propia dinámica marina. Su principal fuente sedimentaria son los cursos fluviales, responsables de su transporte desde el interior continental hasta la costa (ríos perennes y ramblas). En la parte norte del Golfo de València el relieve llega a la costa, lo que da lugar a pendientes pronunciadas. Las ramblas, de régimen espasmódico, activan su función de transporte con episodios tormentosos capaces de generar caudal con la energía suficiente para llevar hasta su desembocadura materiales de gran calibre dado el escaso recorrido y la pendiente pronunciada de sus “pequeñas” cuencas. El suministro sedimentario en la parte más septentrional del Golfo de València procede de estos cursos efímeros y también a partir de

² Fetch: Es la distancia entre dos puntos en la que el viento sopla a una velocidad y dirección constantes sobre el mar. Cuanto mayor sea su extensión, mayor será la altura de las olas.

contribuciones locales de materiales desprendidos de acantilados próximos y materiales marinos (*offshore*).

En la llanura central valenciana, los materiales suelen ser de tipo fluvial (fundamentalmente de los ríos Turia y Xúquer), aunque también pueden proceder del transporte eólico de material dunar (Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019). Cuando tienen lugar las inundaciones de estos ríos suelen abarcar áreas más extensas que ríos efímeros (ramblas), debido a que sus descargas son más abundantes.

Como resultado, las costas del sector norte alimentadas por ramblas mediterráneas están formadas por materiales heterométricos y sedimentos gruesos (gravas, cantos rodados o bloques) y forman playas “cerradas” de corta extensión (longitud media de 800 m). Se trata de una costa de acumulación de sedimentos fluviales modelada por procesos marinos (*fluvial accumulation-marine washing*), dando lugar a playas de grava. Los sedimentos llegan a la costa a través de las ramblas sólo cuando las lluvias producen suficiente caudal. El calibre de los cantos rodados es demasiado grande para ser movilizados por el oleaje, con lo que sólo se retiran los sedimentos más finos (*marine washing*). Sólo durante las tormentas el oleaje tiene energía suficiente para mover los cantos rodados, apilándolos y formando crestas y bermas. La deriva litoral en este sector tiene escasos sedimentos, con lo que su dinámica tiende a favorecer los procesos de lavado. No obstante, la construcción de infraestructuras artificiales como puertos y diques han modificado esta dinámica natural, dando lugar a procesos de acumulación (Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019).

Las costas de la zona central y sur del Golfo de València están formadas por materiales homométricos de ríos perennes de largo recorrido (son alóctonos) como el Turia y el Xúquer, que depositan grandes cantidades de sedimentos finos (arenas) de manera continua a lo largo del año. Forman playas “abiertas” que pueden abarcar longitudes de varios kilómetros y sólo están interrumpidas puntualmente por infraestructuras artificiales (puertos, diques y rompeolas). Se trata de una costa de acumulación (*fluvial accumulation-marine accumulation*), dando lugar a playas de arena. No obstante, la presencia de puertos, espigones y diques artificiales ha modificado la dinámica natural favoreciendo los procesos de erosión al sur de estos obstáculos (Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019).

2.5. ACCIÓN ANTRÓPICA

La intervención humana es otro factor a tener en cuenta para comprender la dinámica y evolución de estos ambientes. De manera muy temprana (desde la Edad Media) la implementación del regadío en las llanuras costeras de los ríos Turia y Xúquer significó la derivación de agua y sedimentos hacia las zonas bajas costeras lo que produjo una disminución paulatina de la carga sedimentaria que llegaba a la costa. Con posterioridad, los embalses construidos en las últimas décadas retienen buena parte de los sedimentos fluviales, reduciendo considerablemente su suministro y empobreciendo el mantenimiento de las restingas. La extracción de áridos en ramblas mediterráneas también ejerce su impacto en cuanto a la carga sedimentaria, contribuyendo a la disminución de materiales que anteriormente constituían *inputs* en el sistema y eran distribuidos por la deriva litoral. Otras transformaciones del medio litoral que afectan al sistema restinga-albufera (*barrier-lagoon*) son la canalización de las

principales desembocaduras fluviales (debido a la inherente conexión que existe entre las restingas y su principal fuente de materiales) y la construcción de puertos pesqueros y deportivos. Todas ellas ejercen cambios en la morfología litoral favoreciendo, entre otros procesos, la regresión costera en determinados puntos.

CAPÍTULO III:

MATERIAL Y METODOLOGÍA

CAPÍTULO III: MATERIAL Y METODOLOGÍA

La metodología se ha basado en combinar y cruzar en un Sistema de Información Geográfica (SIG) los datos de varias fuentes de información. Nuestra investigación se ha centrado en cuatro ambientes de delta-barrera-laguna muy diferentes, así, la metodología común se ha adaptado a las características regionales y al tipo de información disponible en cada caso. Estas cuatro zonas de estudio se pueden agrupar en dos entornos bien diferenciados: a) el **sector del norte** constituido por los sistemas de abanicos deltaicos Riu Sant Miquel y Xinxilla y sus sistemas de restinga-albufera (Torreblanca y Orpesa); y b) el **sector centro-sur** formado por los sistemas deltaicos de los ríos Turia y Xúquer y la costa de la Albufera de València y al sur del Cabo de Cullera.

Cabe destacar que esta distinción geográfica (norte-sur) comprende también diferencias en cuanto a la disponibilidad de información. En el sector centro-sur, la presencia de dos ríos perennes (Turia y Xúquer) de grandes cuencas, con importantes crecidas históricas y aporte de sedimentos abundante han construido sistemas *barrier-lagoon* con barreras arenosas muy gruesas. Ambos ríos han contribuido a la formación de la llanura de inundación Turia-Xúquer. Sobre esta gran superficie se localiza la ciudad de València a orillas del Turia y se han desarrollado importantes sistemas de riego y cultivos. Por ello, existe abundante cartografía y documentación histórica que se ha conservado en archivos hasta nuestros días. Por el contrario, en el sector norte la red hídrica está configurada por ramblas de corto recorrido, de cuencas de escaso tamaño y con caudal y aportes sedimentarios intermitentes o espasmódicos que no tienen capacidad de construir gruesas barreras como las del sector centro-sur. Esto conlleva a la formación de sistemas barrera-laguna de escasa entidad sobre los que no se desarrollan cultivos ni tampoco se establecen núcleos urbanos comparables, con lo que no existen cartografías de detalle como las del sector centro-sur.

3.1. CARTOGRAFÍA Y DOCUMENTACIÓN HISTÓRICA

Para la caracterización de las morfologías costeras asociadas a los procesos de la PEH (frentes deltaicos, lagunas, barreras, cordones de dunas y playas), nos hemos centrado en la documentación de Archivos Municipales y el Archivo Histórico Nacional. Sus documentos suelen venir acompañados de cartografía histórica de detalle al tratarse de litigios y/o proyectos que se pretendían ejecutar en el entorno de cauces y humedales. Las descripciones del contexto climático y ecológico por ilustres de la época como son Cavanilles (1795-97), Llansol (1797) y Salvador Bodí (1881) han resultado útiles. También se ha utilizado cartografía histórica que no acompaña ningún expediente (grabados y representaciones de la costa) contenidos en Archivos y la Cartoteca de la Universitat de València. Destacan como cartografías históricas de detalle las Cartas Náuticas (CNIG) y el Plano del Término Municipal de Valencia (1929-1944) de Llopis y Perdigón (2010).

3.2. FOTOGRAFÍA Y ORTOFOTOGRAFÍA AÉREA

Los procesos de la PEH han configurado los rasgos morfológicos sedimentarios de nuestras llanuras costeras hasta hace apenas 150 años. Por esta razón, planteamos la hipótesis de que

muchas de esas formas todavía pueden identificarse en las fotografías aéreas de mediados del siglo XX. El material fotográfico más antiguo disponible son las fotografías aéreas del año 1945-46 (vuelo americano, serie A, E 1:43.000, procedentes de la fototeca del Instituto Cartográfico Valenciano (ICV)) y las ortofotografías del año 1956 (son las fotografías aéreas del vuelo americano, serie B, E 1:32.000, georreferenciadas por el Centro Nacional de Información Geográfica, CNIG). Así, las fotografías aéreas del año 1945 han sido georreferenciadas en ArcGIS utilizando como base la ortofotografía del año 1956.

3.3. MODELO DIGITAL DEL TERRENO (MDT)

Por otro lado, se ha superpuesto información altimétrica de detalle MDT (Modelo Digital del Terreno) en casi todas las zonas de estudio. Este MDT ha sido generado a partir de datos LIDAR de la Infraestructura Valenciana de Datos Espaciales y el Instituto Geográfico Nacional (IDEV e IGN, respectivamente) y cuenta con una resolución espacial de 1 m. Para el análisis detallado de las formas del terreno se ha efectuado una clasificación manual de metro en metro (modo de visualización *Classified*) en entornos de transición (litoral) y aumentando progresivamente el rango entre curvas de nivel conforme se avanza hacia el interior (montañoso). Esta metodología se ha aplicado por igual a todas las zonas de estudio salvo la barrera de la Albufera de València. En este caso particular, las dunas costeras de la restinga externa de la Devesa del Saler fueron arrasadas completamente en la década de 1970, lo que invalida totalmente la información de un MDT LIDAR actual para representar dichas formaciones. En su lugar, se ha utilizado el "Plano del Término Municipal de València (1929 – 1944)" de Llopis y Perdigón (2010).

Por otro lado, en puntos considerados de interés, se han realizado perfiles topográficos transversales a las restingas. En algunos de estos perfiles se ha realizado una propuesta de estratigrafía y/o cronología relativa.

3.4. TRABAJO DE CAMPO Y REGISTRO SEDIMENTARIO

Trabajos previos en el estudio de la barrera de Cabanes-Torreblanca, identificaron procesos acelerados transgresivos que erosionaron parte de las formaciones correspondientes a la PEH. Los restos de dichas formaciones fueron caracterizados en campo y sus sedimentos analizados en laboratorio. En el estudio de dicha barrera toma gran y especial relevancia el análisis de los procesos de desestabilización.

3.5. VISIÓN DIACRÓNICA DE LA DESESTABILIZACIÓN RECIENTE

El estudio de la desestabilización del sistema se ha realizado de manera diacrónica según la fotografía aérea disponible a partir de las dos series del Vuelo Americano A y B (1945 y 1956-57). Las ortofotos de la segunda mitad del siglo XX corresponden al vuelo Interministerial (E 1:18.000, año 1977) y el vuelo Nacional (E 1:30.000, año 1985) (CNIG). Las ortofotos posteriores (siglo XXI) pertenecen al vuelo fotogramétrico del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), con un tamaño de píxel en la Comunidad Valenciana de 0,22 m (CNIG). Puntualmente, para identificar morfologías en el ámbito de la Albufera de València también se han utilizado

imágenes de satélite Sentinel-2 de resolución espacial: 10 m (Programa Copernicus, ICV). Asimismo, para analizar los cambios derivados del paso del temporal Gloria en enero de 2021 en la barrera de Torreblanca, se han incluido las ortofotos del año 2021 procedentes del ICV por ser las que conservan mayor detalle (resolución espacial: 0,25 m) y calidad. También se han realizado observaciones en campo de procesos actuales (usualmente episodios de temporal marino).

PARTE II:

RESULTADOS

CAPÍTULO IV:

LA RESTINGA DE LA DEVESA DEL SALER Y

LA ALBUFERA DE VALÈNCIA



CAPÍTULO IV: LA RESTINGA DE LA DEVESA DEL SALER Y LA ALBUFERA DE VALÈNCIA

4.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO

La Albufera de València y su restinga se ubican en el ámbito deltaico Turia-Xúquer. El perímetro de la Albufera lo conforman los llanos de inundación de ambos ríos y otros menores que desembocan directamente en el lago, como los barrancos de Catarroja y el de Silla. El ambiente que bordea la Albufera es un llano de inundación transicional a ámbitos deltaicos (figura 3). El cultivo extensivo del arrozal ha homogeneizado todo el ámbito del entorno de la Albufera, que anteriormente abarcaba diversos ambientes de transición entre los bordes lagunares, la llanura deltaica y los márgenes preholocenos. El lago de la Albufera tiene en la actualidad una superficie de agua libre de 25-28 km² y una profundidad máxima de más de 160 cm (Rosselló, 1995). La configuración de la línea de costa está controlada esencialmente por el oleaje, el viento y el transporte longitudinal de sedimentos (Pardo, 1991). La marea, cuya oscilación media según Margalef y Herrera (1961) es de unos 15 cm, no ejerce una influencia destacable en los procesos costeros.

La morfología de las alineaciones dunares fue analizada en la topografía realizada por TEVASA en diciembre de 1963 (Sanjaume, 1985; Rosselló, 1995; Sanjaume y Pardo, 2011, 2019). Dichos autores destacan la existencia de dos alineaciones separadas por una amplia depresión longitudinal o mallada. El conjunto exterior (lado marino) estaba formado por una duna delantera y una serie de subalineaciones que, al sur de la gola del Pujol, se transforman en dos con orientación longitudinal y paralela a la costa. El conjunto interno (lado lagunar) presenta rasgos diferentes con predominio de orientaciones transversales y alturas ligeramente menores (Sanjaume, 1985). Se destaca que las dunas del conjunto interno no tienen mucha extensión y muestran una distribución bastante caótica, con alturas máximas en las inmediaciones de la Albufera y con áreas de deflación de diferente orientación. Las dunas del conjunto externo están formadas por una alineación delantera y dos de dunas transversales con pasillos de deflación (Sanjaume y Pardo, 2011 y 2019).

Sanjaume (1974, 1984, 1985) realizó análisis mineralógicos, granulométricos y morfoscópicos de las arenas de la restinga de la Albufera y concluyó que dicha restinga es obra de los aportes del río Turia. Respecto a los rasgos geomorfológicos, Carmona y Ruiz (1999) diferencian una barrera arenosa exterior progradante y regularizada desde la desembocadura fluvial y una interior con tramos de anchura y orientación diferentes que suponen una primera fase de formación de la restinga condicionada por los afloramientos preholocenos del sustrato. La formación de los cordones progradantes de la zona externa de la restinga estaría relacionada con la alimentación deltaica en fases del final del Holoceno e históricas (Ruiz y Carmona, 2005, 2019).

Uno de los primeros datos acerca de la formación de la restinga de la Albufera lo aporta el Gabinete de aplicaciones nucleares a las obras públicas (1971), que a partir de dataciones por ¹⁴C de conchas de moluscos destaca que la flecha (barrera) que separa del mar a la Albufera se inició a comienzos del Holoceno, partiendo del delta del Turia y dirigiéndose hacia el delta del Xúquer. Rosselló (1993, 1995) destaca el mecanismo de las flechas conectadas con deltas o conos fluviales. En el tramo del litoral que analizamos, las restingas muestran una evolución compleja sobre un sustrato fósil importante. El basamento pleistoceno llega a aflorar en el Perellonet (Rosselló, 1979) y en el Marený, junto a la Gola de la Albufera de época Medieval y

Moderna. Este último afloramiento está bien definido en la Carta Náutica de 1877 y tiene una entidad destacable (Ruiz y Carmona, 2005).

Durante el Holoceno medio, el delta interior del Xúquer (La Llonga) pudo contribuir a la formación de la barrera arenosa al sur de El Perelló. A lo largo del Holoceno, la alimentación de la restinga con sedimentos aportados por el río Turia se realizó desde tres desembocaduras con diferente posición costera (Ruiz y Carmona, 2005; Ruiz & Carmona, 2019).

En el entorno de la Albufera se dispone de información de varios sondeos sedimentológicos que abarcan prácticamente todo el periodo holoceno y que han permitido establecer la estratigrafía y las fases dinámicas, eustáticas y paleoclimáticas de la evolución del lago y su barrera, incluido (a grandes rasgos) el periodo histórico Medieval y el de la Edad Moderna (PEH) objeto de nuestro estudio. Las dataciones ¹⁴C nos aportan una cronología bastante precisa de las fases de la formación de la barrera y su morfología (Ruiz, 2002; Ruiz y Carmona 2005; Carmona y Ruiz 2011, 2014; Carmona et al., 2016; Ruiz y Carmona, 2017, 2019; López-Belzunce et al., 2017, 2020, 2021) (figura 4). En base a toda esta información se establecieron dos fases de cierre.

La información de los sondeos muestra una paleoalbufera con influencia marina aislada parcialmente del mar por una barrera permeable hacia 3.710 años calibrados BP. Este primer cierre se relaciona con una oscilación climática fría de índole global (Van Geel et al., 1998; Benito et al., 2015; Peña-Monné et al., 2018). En nuestro caso, esta fase está relacionada con las inundaciones de gran magnitud identificadas en el registro paleohidrológico del río Turia (Carmona y Ruiz, 2011; Carmona et al., 2016a; Ruiz & Carmona, 2019; López Belzunce et al., 2017, 2020 y 2021). En un sondeo en la zona tras barrera, a la altura del Saler (López-Belzunce et al., 2021) se detalla una sucesión de ambientes indicativos de la formación de la restinga actualmente emergida: *backshore* (playa), *backbarrier flat* (llanura arenosa detrás de la barrera), *brackish lagoon* (lago salobre 2.212 – 1.127 años calibrados BP) cerrado por una barrera permeable o *barrier island* y, finalmente, *freshwater marsh* (lago de agua dulce (1.330 – 588 años calibrados BP) que se corresponde con la formación de una barrera o restinga compacta). El cierre definitivo de la restinga y el aislamiento completo de la Albufera ya se corresponde con nuestro periodo histórico objeto de estudio.

La primera noticia sobre el cambio de salinidad en la Albufera relacionada con el cierre de la barrera, la aportan Sanjaume et al. (1992). Según los datos de sondeos realizados en la periferia del lago actual, los autores apuntan a una pérdida de salinidad de la Albufera posterior al 1100 ± 115 BP. En efecto, este cambio también se identifica en los sondeos realizados en la paleolaguna (figura 4) y está datado con bastante precisión en época islámica en torno a los siglos X-XI d.C. En este caso, este proceso también se relaciona con un evento paleoclimático de índole global que se corresponde con una fase de alta magnitud de inundaciones en el registro paleohidrológico del río Turia en la ciudad de València (Carmona, 1990; Carmona y Ruiz 2011).

La información proporcionada por los sondeos entre Pinedo y el Saler muestran la disposición de las barreras en una posición cada vez más avanzada (progradante) hacia la costa hasta configurar los muntanyars o edificios dunares de la barrera exterior. La estratigrafía y las dataciones de ¹⁴C indican que estos cordones externos y claramente progradantes se han consolidado durante las épocas Medieval y Moderna, en particular, durante la intensa actividad fluvial del río Turia durante el siglo XI ya comentada (Anomalía Climática Medieval, ACM) y la fase climática de la PEH (siglos XIV – XIX), ambas de índole global (Ruiz & Carmona, 2019)

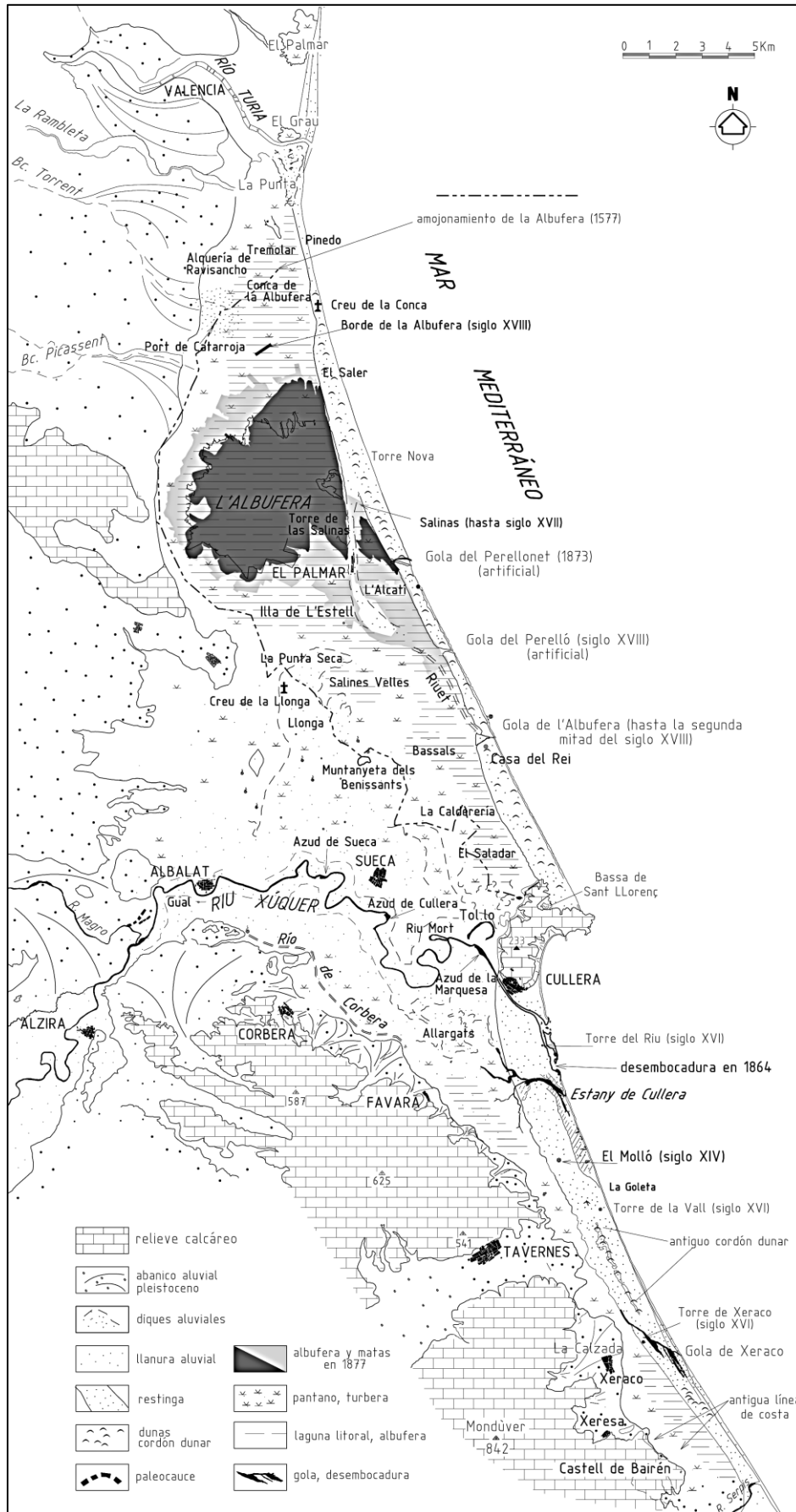


Figura 3. Geomorfología de la llanura aluvial Júcar-Turía. El área lagunar, la flecha del Palmar y las matas de la Albufera han sido digitalizadas de la Carta Náutica de 1877. (Ruiz y Carmona, 2005. Reproducido con autorización).

4.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS

Nuestro objetivo en este apartado se centra en analizar la génesis de las formas y los procesos de estos sistemas de restingas de la Albufera en época histórica, en particular durante la PEH. Se analiza también la posterior desestabilización del sistema. Se presentará la información de la siguiente manera:

- 1) Los datos geomorfológicos que aporta la cartografía histórica.
- 2) Tal y como señalamos en la metodología general, la destrucción de las dunas del cordón externo de la restinga en las décadas de los años 1960-70, invalida la información altimétrica reciente (MDT LIDAR) de manera que hemos utilizado el levantamiento topográfico del Plano del Término Municipal de València (1929-44). La información topográfica se ha trasladado a formato digital y se ha superpuesto a la ortofoto de 1956-57 para su interpretación.
- 3) Los resultados del análisis geomorfológico se ponen en el contexto de los procesos de la PEH.
- 4) Debido a la fuerte alteración antrópica de la barrera, el análisis de la desestabilización reciente se ha realizado únicamente en tramos seleccionados.

4.3. RESULTADOS

4.3.1. La información de la cartografía histórica

La Albufera de València y su restinga fueron representadas con escasa precisión cartográfica hasta la segunda mitad del siglo XVIII. No obstante, una de las primeras representaciones de la Albufera es el dibujo de Anton Van den Wyngaerde en 1563 (figura 5). Se trata de una vista aérea elevada que recoge la Albufera de València, su restinga y el sector continental desde una perspectiva marítima. Si bien reúne elementos de detalle fácilmente localizables a partir de los topónimos que los acompañan (salinas, la Devesa, etc.) no deja de ser una representación “a vista” y no un plano topográfico. En la figura 5, correspondiente al dibujo de Anton Van den Wyngaerde, se observa una vasta extensión de vegetación de tipo boscoso que recubre la restinga desde el sur del Grao hasta su parte más meridional (a la altura de L’Alcatí). Frente a esta masa frondosa, un cordón de dunas se extiende cerca de la línea de costa hasta la playa. La curvatura que describe la restinga se debe a la perspectiva de la vista, que ofrece mayor detalle en el tramo norte con el bosque de la Devesa y la laguna con la representación de poblaciones en el borde continental del lago (Catarroja, Silla, etc.). Hacia el sur, aparecen las antiguas salinas medievales (Rosselló, 1987) en la zona del actual Racó de l’Olla. El pedúnculo del Palmar aparece recubierto parcialmente por vegetación y no se representan construcciones de casas de ningún tipo. El tramo más meridional de la restinga aparece abierto al mar según el croquis realizado por Rosselló (1987). El autor del dibujo no representa detalles de elementos de referencia del siglo XVI como sería la Casa del Rey, ubicada en el entorno de la Gola del Rey (o Gola de la Albufera).

Cabe destacar la cartografía de riego de acequias en el entorno de la Albufera de Jaubert de Passá de 1820 (figura 6) que muestra una interesante disposición de la flecha del Palmar y de un curioso pedúnculo o cordón adosado al sector interior de la barrera actual que denomina isla

del Tesoro. Este pedúnculo será cartografiado en los planos posteriores, pero con una tipología algo diferente y poco ajustada a la morfología natural de estos ambientes.

Los primeros planos topográficos de calidad surgen (aunque con los parámetros de la cartografía histórica de la época) como consecuencia del proceso de amojonamiento de la Albufera en 1761. Estos planos se elaboraban manejando escalas y áreas en las que se pudiera representar bien el humedal, ya que se empleaban en el control de la expansión de las tierras de cultivo en el entorno de la Albufera. Este amojonamiento de 1761 no sólo significó una mejora considerable en la producción cartográfica, sino que facilitó el cambio en la gestión hídrica de la laguna. Con anterioridad a 1761, la actividad predominante en la Albufera la constituía la pesca. A partir de 1761, esta nueva gestión iba dirigida a la promoción del cultivo del arroz. Motivo por el que la Albufera pasa de ser “de pescadores” a “arroceros” (Sanchis, 1998a, 1998b). El Plan Topográfico de la Albufera de València de Joan Baptista Romero (1761) (figura 7) en efecto se levantó con ocasión de dicho amojonamiento para recuperar el *Reial Patrimoni* (Museo Naval de Madrid, XLVII-10).

Otros ejemplos son los planos topográficos del Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz del año 1805 (figuras 8 y 9) o el “Plano de una parte de la Costa de Valencia, desde el Grao hasta Cullera, comprendiendo la Albufera” de 1831 que dibuja J. Espejo (figura 10). En todos ellos, la Albufera se representa como un cuerpo de agua alargado que se halla aislada del mar por una restinga a la que se adosan formas como el pedúnculo o flecha del Palmar (Isla del Estell) y la Isla del Tesoro (o isla de la bona Dona) o el Recatí adosado al borde interior de la restinga (representado con más detalle de su morfología por Jaubert de Passá). También muestran los canales de riego y barrancos que llegan a la Albufera, las matas o vegetación palustre, los aportes sedimentarios que llegan a la Albufera por las acequias y muy especialmente el lago de L’Alcatí.

Las principales diferencias que se identifican entre estas representaciones de la barrera por los autores comentados se observan en ciertos aspectos en su representación de la restinga. Por su parte, las representaciones de la restinga de Joan Baptista Romero (1761) y del Excmo. Sr. Príncipe de la Paz (figuras 8 y 9) de 1805 no abarcan la extensión total de la restinga hasta su encuentro con el Cabo de Cullera en su parte más meridional, algo que sí ocurre en la representación de la misma en los planos de Jaubert de Passá (1820) y de J. Espejo (1831). No obstante, la restinga completamente cerrada que dibuja J. Espejo (1831) – aunque localiza la Casa del Rey – excluye las tan necesarias golas en la tarea del desagüe de la Albufera. La gola del Perelló y quizás precedentes de la actual gola de Pujol sí aparecen en los planos de 1805 del Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz (figuras 8 y 9), la cartografía de Jaubert de Passá de 1820 (figura 6) y la figura 11 del siglo XVIII (entre los años 1750-1800, autor desconocido). Esta última también representa la actual gola del Rey bajo el topónimo “Desembocadero de la Albufera”. La Peña del Moro no está representada en esta cartografía ni en la de Jaubert de Passá (1820), pero sí en el plano de Joan Baptista Romero (1761) y uno de los planos del Príncipe de la Paz (figura 8) en las proximidades de la actual gola del Rey. El plano de la figura 10 (de 1831) tampoco representa las dunas correspondientes al cordón externo que se elevan separando el bosque de la Devesa del mar Mediterráneo y la línea de costa. Estas dunas se representan en los planos de las figuras 8 y 9 de 1805, recorriendo la banda cercana a la costa de la restinga desde Pinedo hasta aproximadamente la Peña del Moro, donde la acequia de Rihuet (entorno de la Casa del Rey) interrumpe dicha formación arenosa.

Otros elementos de referencia importantes que aparecen en estas cartografías son la Torre de las Salinas, la Torre Nueva, la Cruz de la Conca (a la altura de Pinedo), fuentes como la que se halla en el entorno de los Calamocs (El Saler, conformado por 18 barracas en 1805) y la Fuente

del Perelló. La restinga presentaba un aspecto prácticamente inalterado muy diferente del actual, en el que el Bosque de la Devesa y los cordones de dunas ocupaban enteramente este ambiente. La isla del Tesor o el Recatí cartografiado desde 1761 se representa con forma de pedúnculo adosado a la barrera y rodeado de matas (figuras 7, 8 y 9). También se representan algunos sectores de la restinga con las depresiones interdunares o malladas que serán posteriormente bien definidas (figura 8). Hacia el interior, entre el lago de la Albufera y de L'Alcatí se forma una flecha arenosa que recibe el nombre de El Palmar. Se trata de un pedúnculo que se separa del trazado general de la restinga a la altura de las salinas medievales. Recibe este nombre por la población asentada en ella (116 barracas) y se halla dividida por dos canales o acequias que comunican el lago de L'Alcatí con la Albufera: del Paset de Fornás y de Crespo. El primero, divide el pedúnculo del Palmar en Isla del Estell (o de Fornás) e Isla Florida.

Respecto del plano del siglo XVIII (autor desconocido, figura 11) su interés radica en la representación de la punta del delta interior de la Llonga cercana a la flecha del Palmar.

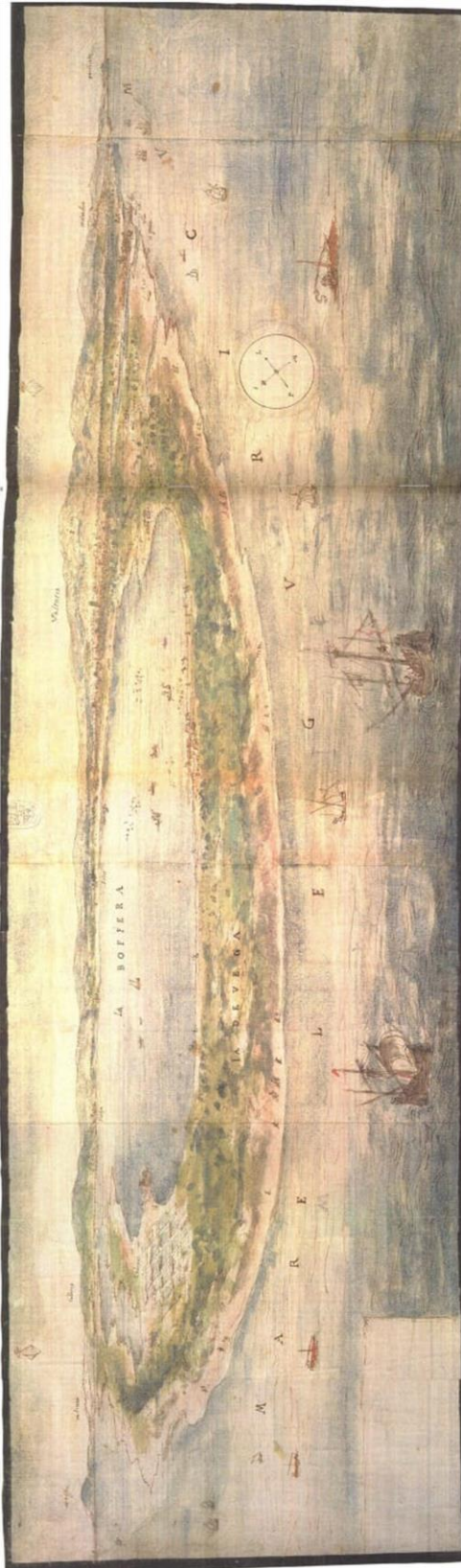


Figura 5. Vista de la Albufera de Valencia de Anton Van den Wyngaerde, 1563. (Bildarchiv d. Öst. Nationalbibliothek, Cod. Min, 41, fol. 15. Reproducido con autorización).



Figura 6. "Mapa de la huerta de Valencia y de los principales riegos de los ríos Guadalaviar y Xucar". Por Jaubert de Passá (1820).



Figura 9. Plano Topográfico perteneciente al Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz, de José Ibáñez y Josep Larramendi (1805).

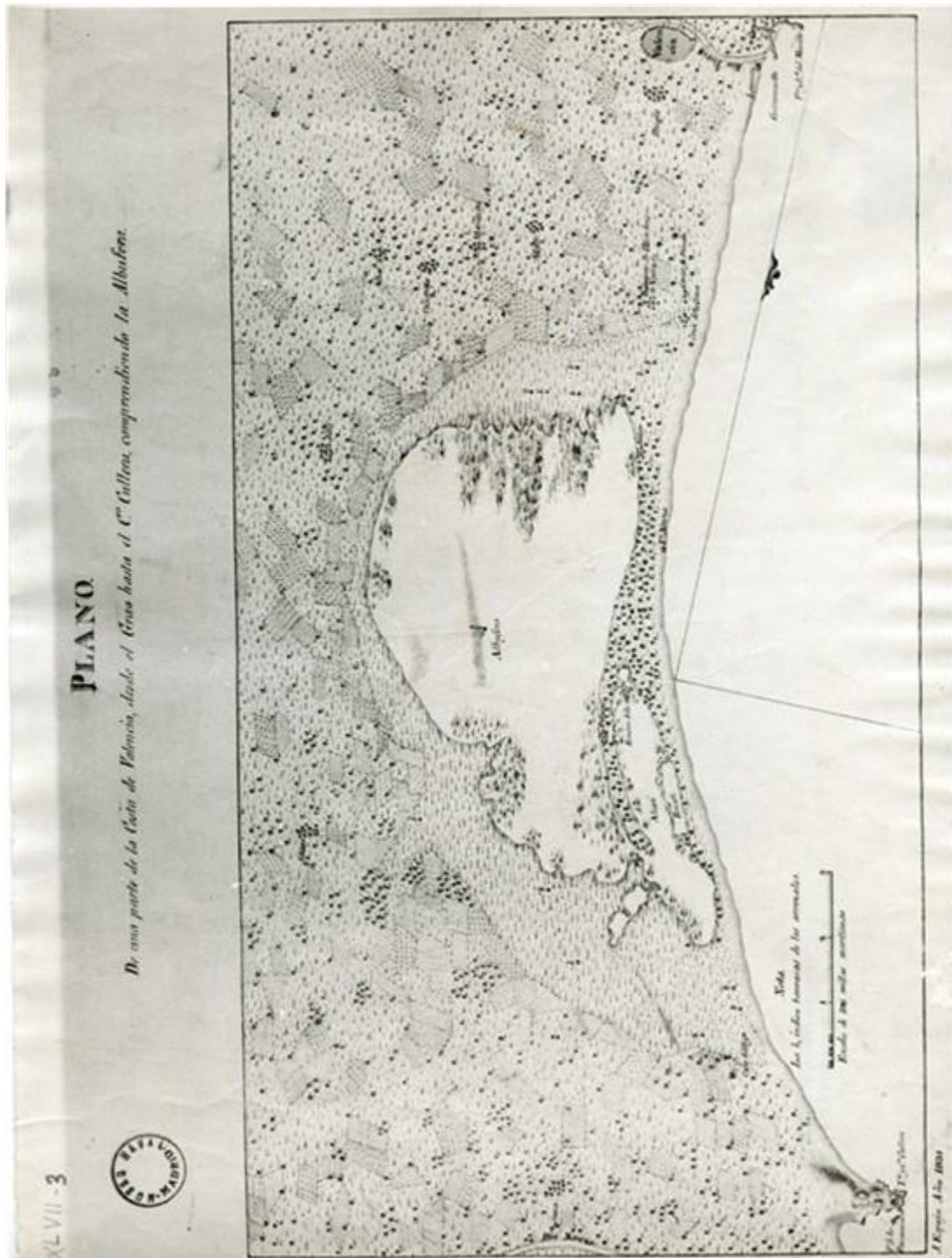


Figura 10. Plano de una parte de la Costa de Valencia, desde el Grao hasta el Cabo de Cullera comprendiendo la Albufera (J. Espejo, 1831).

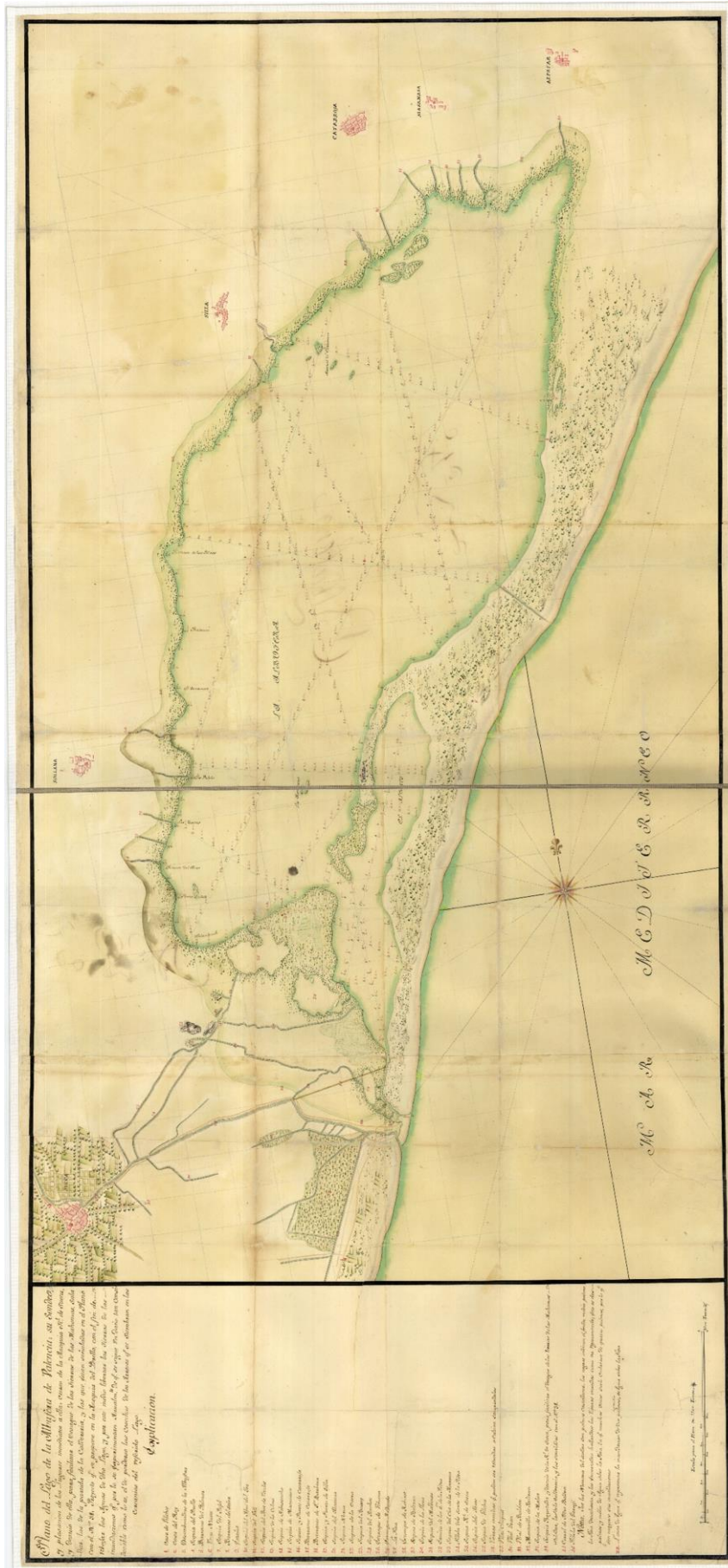


Figura 11. Plano del lago de la Albufera, su sondeo y plasiación de los lugares inmediatos a ella... [Document cartogràfic]. (1750). Escala [ca. 1:22.634]. Escala para el plano de 2200 tuesas [=17 cm]. 1 mapa: manuscrit, col.; 62 x 111 cm en full de 63 x 136,5 cm.

4.3.2. Análisis de la Carta Náutica (1877)

Las cartas náuticas son representaciones a escala que proporcionan información precisa no sólo de las aguas navegables sino también de las tierras emergidas que limitan con el mar. La “Carta Náutica desde el Cabo de Cullera hasta el Grau de Valencia, comprendiendo la Albufera”, levantada en 1877 por Rafael Pardo Figueroa y editada por la Dirección de Hidrografía de Madrid en 1880 (figura 12), ya contiene elementos georreferenciables útiles para llevar a cabo un análisis geomorfológico de la restinga y la Albufera de València. Para su análisis, el documento se ha georreferenciado sobre la ortofoto de 1956-57 (figura 13).

A partir de los puntos de referencia (figuras 13b y 13c) se observa que el ajuste no es perfecto. Esta Carta Náutica, aunque es un documento de gran precisión para la época (1877), no puede considerarse un plano o una cartografía de gran exactitud. Sin embargo, el desfase entre ambos documentos es muy pequeño. Teniendo esto en consideración, la información que aporta la Carta Náutica (1877) georreferenciada (en cuanto a morfología de la restinga) se admite dado el buen “acople” observado (figura 13a). La barrera en 1877 presenta la misma disposición que la representada en cartografías posteriores de mayor precisión (p. ej.: el Plano del Término Municipal de València (1929-44)), pero dibuja una restinga algo más gruesa o sobresaliente en su parte externa (línea de costa) en el sector al norte de la población del Saler.

La Carta Náutica de 1877 constituye el documento cartográfico de mayor antigüedad más fiable en nuestro ámbito de estudio. Aporta una batimetría precisa de las aguas de la Albufera y reproduce minuciosamente la restinga y la antigua flecha del Palmar (*spit*) bien representadas en la cartografía histórica (figuras 5, 6, 7, 8, 9, 10 y 11). También debemos resaltar que, para analizar y completar la información de la Carta Náutica se han georreferenciado e interpretado fotografías aéreas del vuelo americano del año 1945 (Serie A, CNIG) que contenían información adicional sobre algunos sectores de la restinga, en particular la disposición curvada hacia el mar de la Isla del Estell o flecha del Palmar.

La laguna o Albufera de València vuelve a ser representada como un espacio anfibio de disposición alargada separado del mar Mediterráneo por la restinga o barrera arenosa que se extiende desde la desembocadura del río Turia hasta el Cabo de Cullera. En esta Carta Náutica la restinga comunica con el mar a través de dos golas: la del Perellonet y la del Perelló. La Gola del Perelló fue abierta a principios del siglo XVIII bajo la dirección y gestión del Conde de las Torres y en 1870 se iniciaron las obras de la Gola del Perellonet con motivo de la construcción del “Canal del Tesor” (Sanchis, 1998b). Se observa que ninguna de las precedentes a la gola del Pujol del siglo XX que aparecía en planos anteriores (figuras 8 y 9, de 1805) está representada en la Carta Náutica. De manera que, posiblemente, debía haberse cegado con posterioridad (Sanchis, 1998b). O simplemente se decidió no incluir su trazado.

Por otro lado, esta Carta Náutica muestra una clara disposición de la vasta franja boscosa de la Devesa desde el sector Pinedo-El Saler hasta la Gola del Perellonet, lugar a partir del cual desaparece. Por su parte, en la franja costera representa un largo y continuo campo de dunas (representado de forma pictórica) que se extiende desde Pinedo hacia el sur, más allá de la Gola del Perellonet. Al sur de la Gola del Perelló, este cordón dunar va perdiendo anchura y entidad, en parte debido a la expansión de los cultivos, hasta conformar una muy delgada barrera de dunas en su límite con el Cabo de Cullera.

Al superponer la Carta Náutica sobre la ortofoto de 1956-57 (figura 14) observamos que la extensión ocupada por el bosque de la Devesa y el campo de dunas en ambos casos es muy similar. No obstante, conviene tener presente que el ajuste en la georreferenciación – aunque con bajo desfase – no es perfecto y que la reproducción de la barrera que hace la Carta Náutica no es exacta. Por ello, los datos cuantitativos obtenidos que se presentarán más adelante no deben considerarse en sentido estricto como cifras “cerradas” (tabla 2). Damos datos cuantitativos que aportan una idea del cambio ocurrido en la línea de costa con el paso del tiempo. Esta información debe ser considerada como datos “cualitativos” que no pretenden cuantificar el retroceso de la línea de costa (m) ni la pérdida de superficie dunar (km²), sino “ilustrar” estos cambios. A diferencia de la cartografía histórica anterior, la Carta Náutica representa no sólo la Casa del Rey, sino también la Gola del Rey en el entorno de la Cruz del Moro (figura 12).

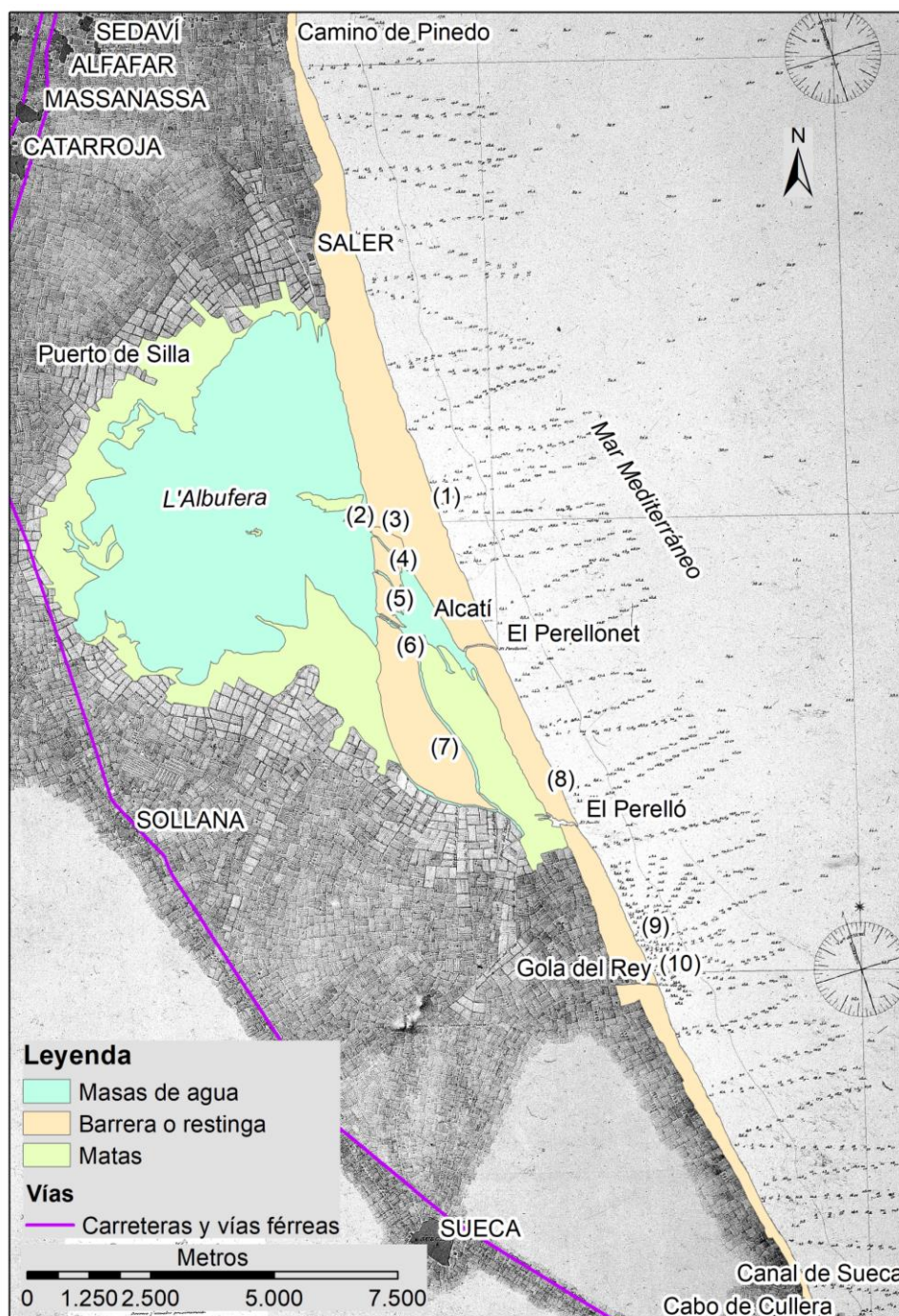


Figura 12. Esquema geomorfológico del sistema restinga-albufera (barrera-laguna) de la “Carta Náutica desde el Cabo de Cullera hasta el Grau de Valencia, comprendiendo la Albufera”, levantada en 1877 por Rafael Pardo Figueroa y editada por la Dirección de Hidrografía de Madrid en 1880. Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Torre Nueva; (2) Rincón de la Olla; (3) Acequia del rincón de la Olla; (4) Acequia Nueva; (5) Acequiota; (6) El Palmar; (7) Isla del Palmar; (8) Fuente; (9) Cruz del Moro; (10) Casa del Rey.

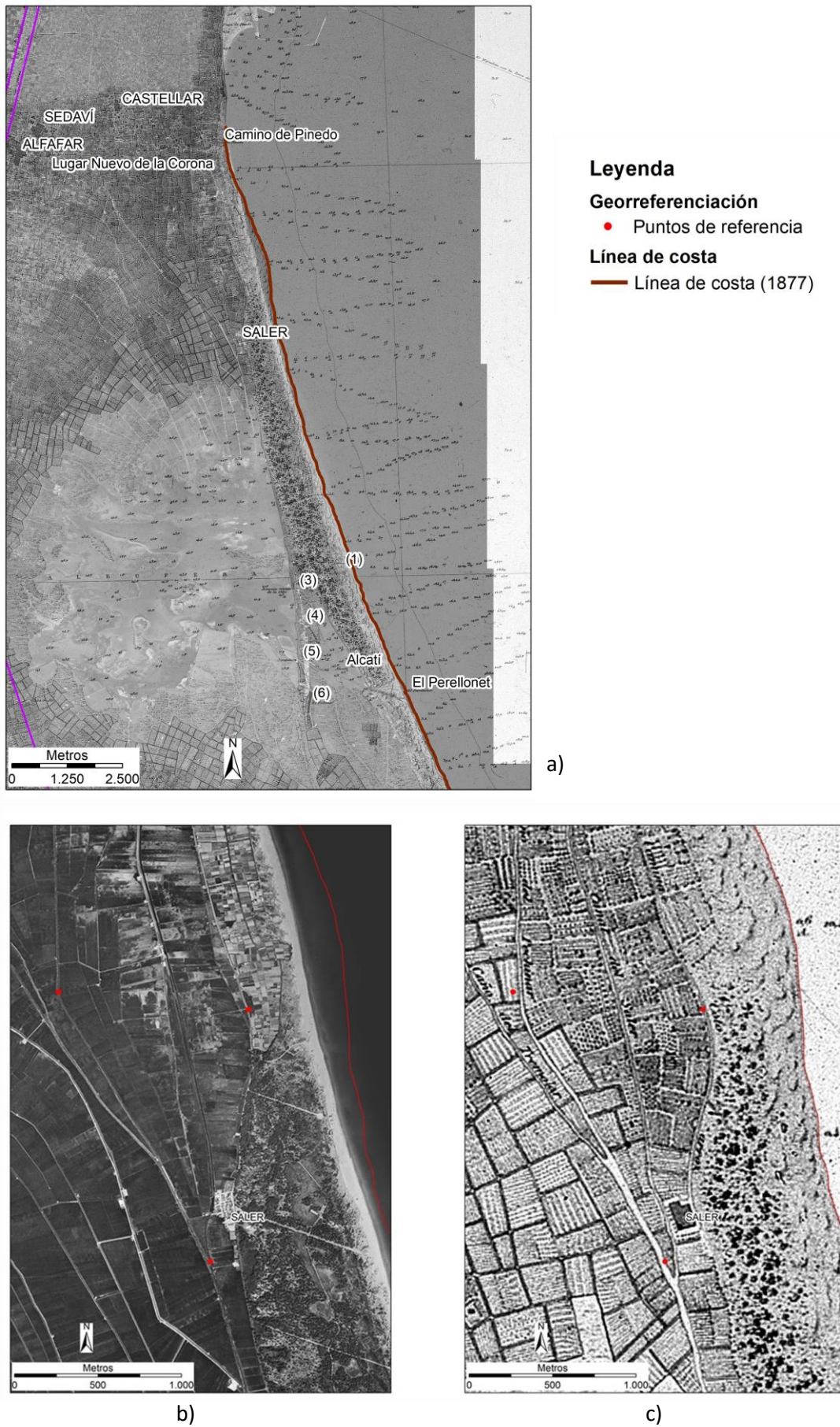


Figura 13. Verificación de georreferenciación de la Carta Náutica (1877). a) Carta Náutica superpuesta sobre fotografía aérea (1956); b) Puntos de referencia sobre fotografía aérea de 1956 (Serie B, CNIG); c) Puntos de referencia sobre Carta Náutica (Figueras, 1877).

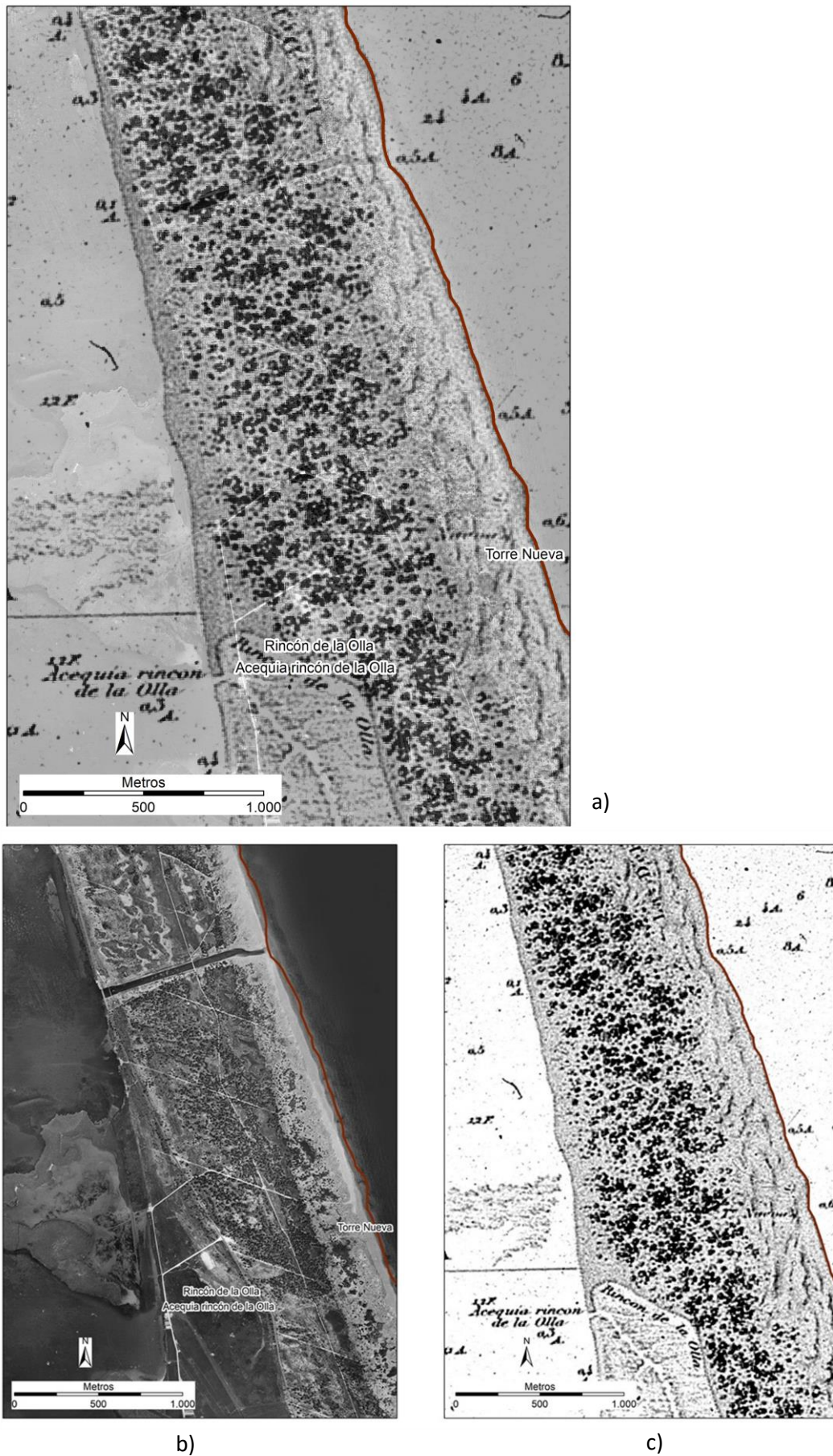


Figura 14. Espacio ocupado por la Devesa y dunas de un mismo tramo en fotografía aérea de 1956 (fig. 11b) y Carta Náutica de 1877 (fig. 11c). a) Superposición de la Carta Náutica (transparencia 40%) sobre fotografía aérea de 1956.

A la altura del Racó de l’Olla se observa la disposición de la flecha del Palmar (figura 13). La Carta Náutica reproduce una flecha atravesada por diferentes acequias (Acequia del Racó de l’Olla, Acequia Nueva y Acequiota) que comunican las aguas del lago de la Albufera con el de L’Alcatí. La toponimia se limita a “El Palmar” para localizar el asentamiento de la población y la “Isla del Palmar”, que se correspondería con la anteriormente conocida como “Isla del Estell, o de Fornás” (figura 8, de 1805). No hay topónimos que evidencien la “Isla del Tesoro” ni “El Recatí”. El espacio entre la flecha del Palmar y la barrera se ha recubierto de matas (plantas macrófitas o palustres), reduciendo considerablemente la extensión del lago o estanque de L’Alcatí en comparación con la superficie representada en la cartografía histórica (figuras 5 – 11). Por otro lado, aunque los datos derivados de la Carta Náutica sólo deben considerarse como “aproximaciones”, se estima que la superficie del humedal (L’Albufera de València) ha disminuido aproximadamente 17 km² a favor de la extensión de matas y cultivos de arroz, pasando de un perímetro de 35.701, 86 m; a los 28.230, 11 m del año 1945. En 1877 su límite inferior estaba en la restinga, al sur del Perelló. En 1945, la superficie se habría reducido hasta establecerse dicho límite inferior en el pedúnculo del Palmar (figura 16).

En cuanto al tramo más meridional de la restinga, la comparación entre la Carta Náutica (1877) y las fotografías aéreas (1945) demuestran claramente dos cosas. En primer lugar, la disposición de la flecha arenosa (una franja blanquecina con morfología curvada) muy evidente en la fotografía aérea de 1945. Hemos considerado interesante añadir una imagen del satélite Sentinel-2 (figura 17) que permite observar la conexión del delta de la Llonga ya representada en la figura 6 de cartografía histórica de manera muy esquemática con la incurvada flecha del Palmar y, en segundo lugar, que la mayor parte de las formaciones dunares han sido arrasadas por la expansión de cultivos en el período 1877 – 1945 (figuras 18 y 19).

Teniendo en consideración el desajuste leve que presenta la Carta Náutica georreferenciada, la información disponible es suficiente para calcular, de manera aproximada, el porcentaje de superficie dunar perdida hasta 1945. Cabe mencionar que estos datos de superficie reducida pueden estar sujetos, además, al retroceso de la línea de costa que se analizará más adelante. Basándonos en datos de área ocupada por dunas en la restinga de 1877 y en 1945, este tramo ha sido dividido en tres sectores atendiendo a la fragmentación de la barrera por golas y canales: sector A (El Perellonet – El Perelló), sector B (El Perelló – Gola del Rey) y sector C (Gola del Rey – Canal de Sueca).

Tabla 2. Datos aproximados de superficie perdida de formaciones dunares durante el período 1877 – 1945 en el tramo comprendido entre El Perellonet y el Canal de Sueca.

PÉRDIDA DE FORMACIONES DUNARES ENTRE 1877 – 1945				
SECTORES	Dunas 1877 (km²)	Dunas 1945 (km²)	Cultivos 1945 (km²)	Superficie de dunas perdida por cultivos y retroceso de costa (%)
A	2,08	0,83	1,25	60,1
B	1,76	0,29	1,47	83,52
C	2,11	0,48	1,63	77,25
NOTA: Hay que tener en cuenta, a la vista de los resultados, que el periodo 1877-1945 es un periodo muy largo (90 años) y la línea de costa ha sido trazada manualmente sobre una cartografía antigua (Carta Náutica de 1877) que previamente ha sido georreferenciada, con lo que la línea de costa no es exacta.				

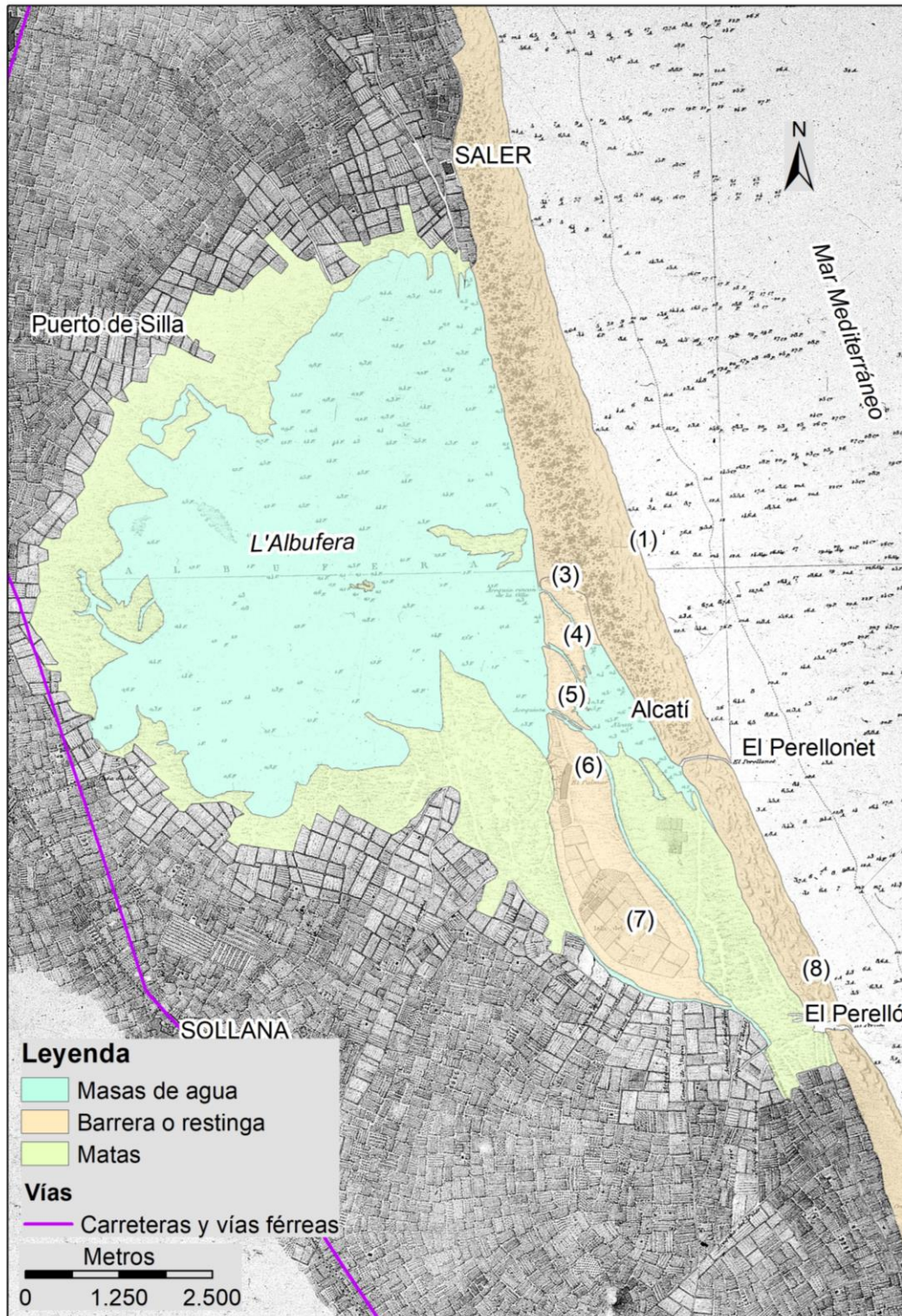
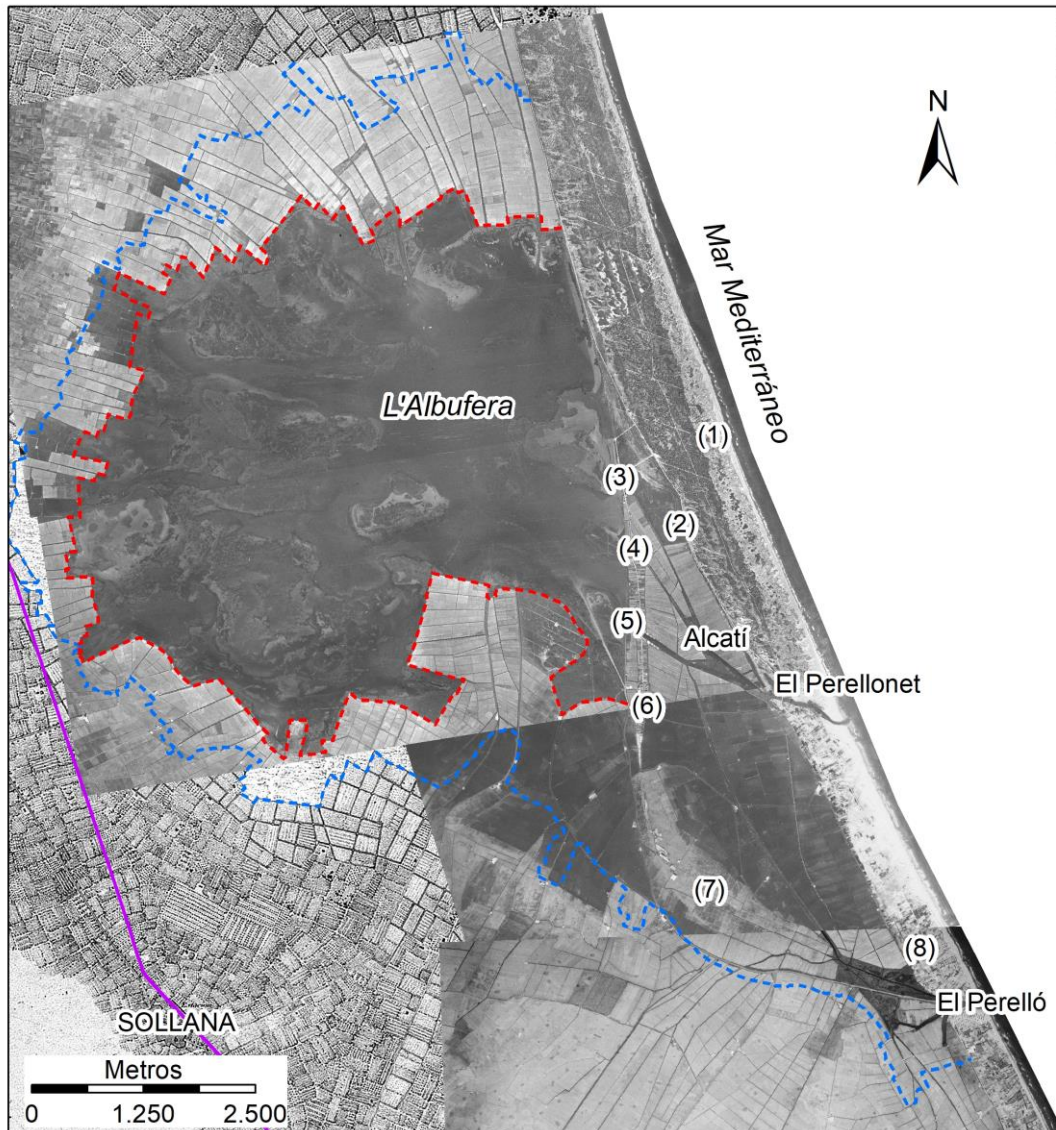


Figura 15. Detalle de la Carta Náutica (Figuroa, 1877) con esquema geomorfológico simple que comprende el pedúnculo del Palmar, la restinga desde hasta el Perelló y la Albufera de València. Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Torre Nueva; (2) Rincón de la Olla; (3) Acequia del rincón de la Olla; (4) Acequia Nueva; (5) Acequiota; (6) El Palmar; (7) Isla del Palmar; (8) Fuente.



Leyenda

Límites de la Albufera de València

Años

--- 1877 (Carta Náutica)

--- 1945 (Fotos aéreas, serie A)

Vías (Carta Náutica, 1877)

— Carreteras y vías férreas

Topónimos

(1) Torre Nueva

(2) Rincón de la Olla

(3) Acequia del Rincón de la Olla

(4) Acequia Nueva

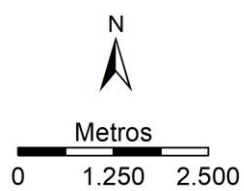
(5) Acequiota

(6) El Palmar

(7) Isla del Palmar

(8) Fuente

Figura 16. Límites perimetrales de la Albufera de València en el año 1877 (línea discontinua azul) y en 1945 (línea discontinua roja) sobre fotografías aéreas del vuelo americano de 1945-46 (Serie A, CNIG) superpuesta a la Carta Náutica (Figueroa, 1877). El trazado curvado hacia el mar de la flecha del Palmar queda bien representado en la Carta Náutica (fig. 12) y en la fotografía aérea de 1945 (la presente imagen, fig. 16). Nótese que los topónimos se han mantenido con la nomenclatura original de la Carta Náutica (1877) como, por ejemplo: (2) Rincón de la Olla, en lugar de Racó de l'Olla. La isla del Palmar (7) también es conocida como isla de l'Estell.



Leyenda

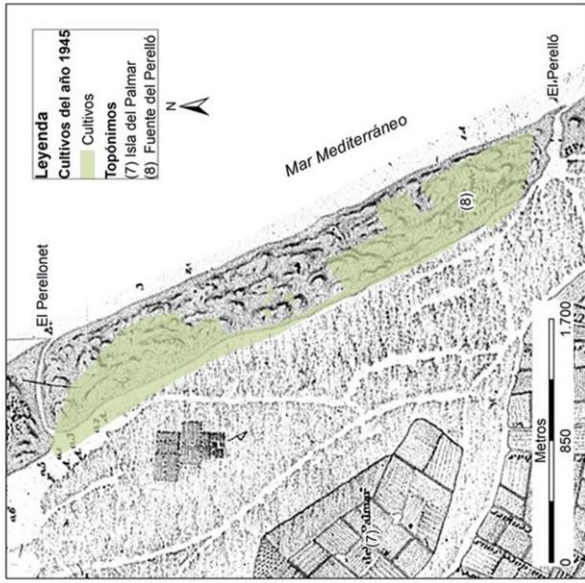
--- Delimitación de La Llonga y El Palmar

Topónimos de la cartografía histórica (1750):

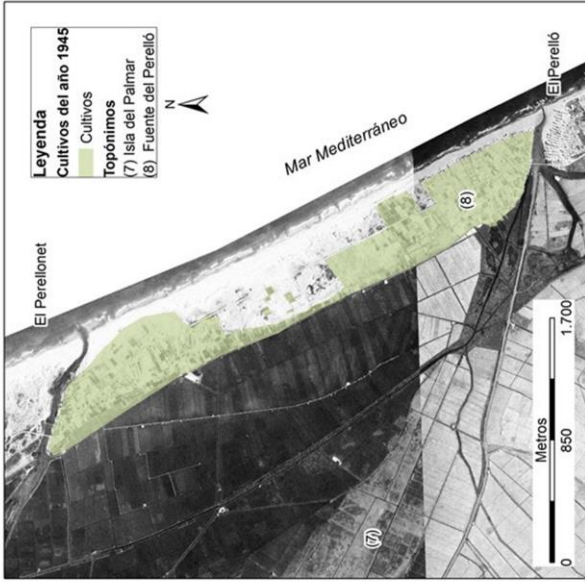
a) Estanque de Vchana

b) Estanque Redondo

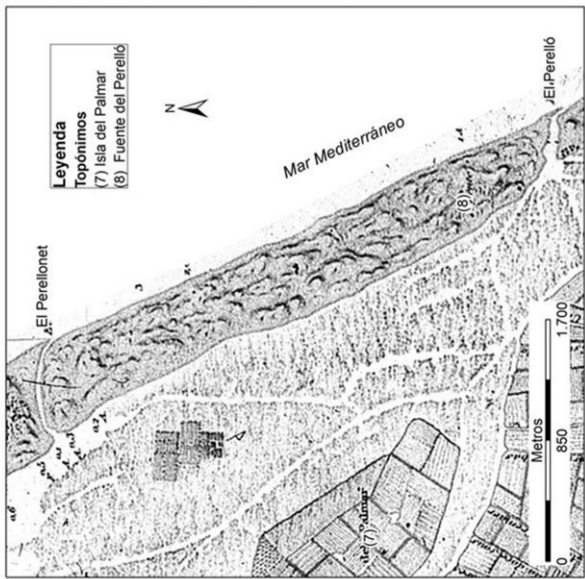
Figura 17. Delimitación de El Palmar (previamente identificada sobre la fotografía aérea de 1945) y la Llonga sobre imagen de Sentinel-2 (Programa Copernicus, ICV). Se han posicionado, de manera aproximada, los Estanques de Vchana y Redondo que aparecen en el plano de la figura 11.



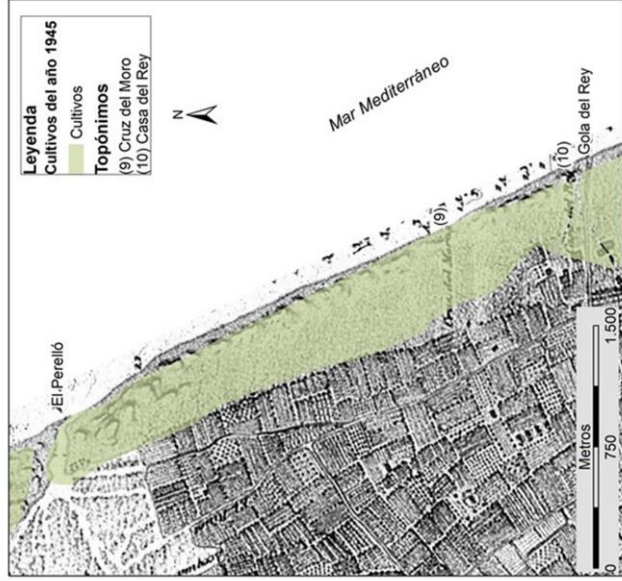
c) Cultivos (1945) sobre Carta Náutica (1877)



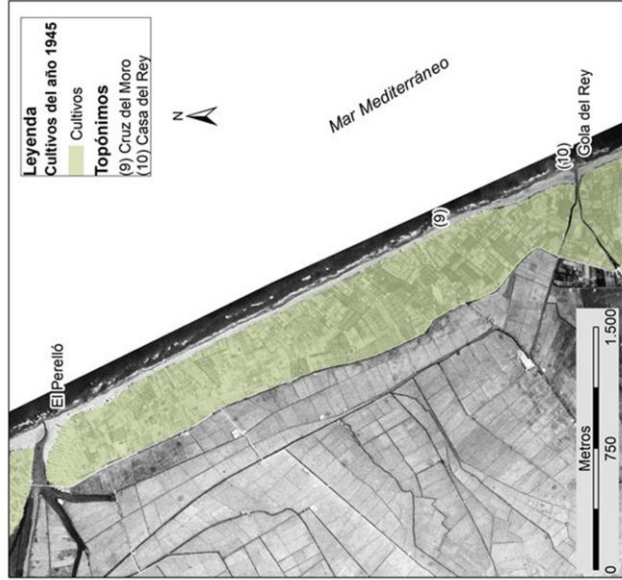
b) Fotografía aérea (1945)



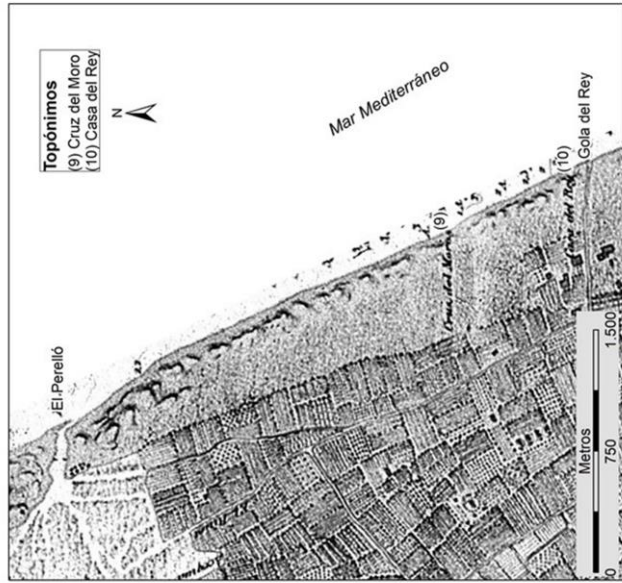
a) Carta Náutica (1877)



c) Cultivos (1945) sobre Carta Náutica (1877)



b) Fotografía aérea (1945)



a) Carta Náutica (1877)

Figura 18. Expansión de la superficie cultivada sobre formaciones dunares (en verde) durante el período 1877 – 1945. Sector A (secuencia superior) y Sector B (secuencia inferior) utilizando como base la Carta Náutica (figuras a) y c) y las fotos aéreas de 1945 (figuras b)).

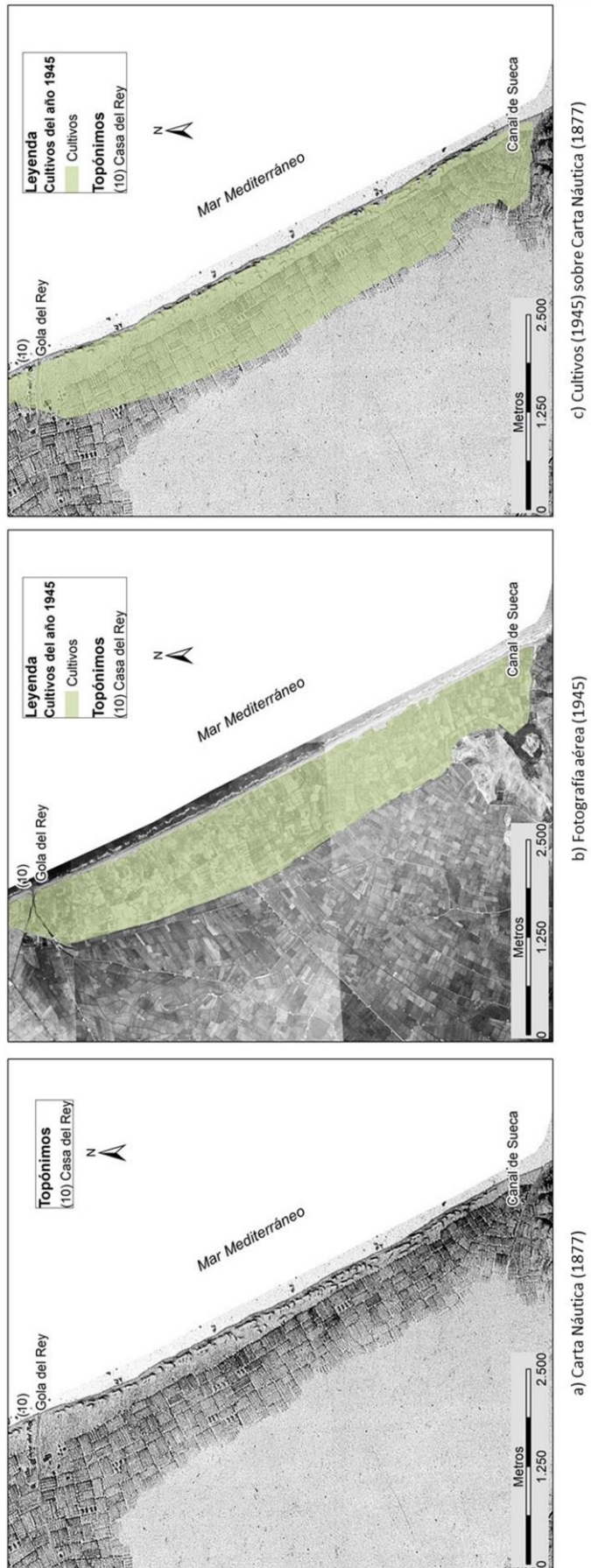


Figura 19. Expansión de la superficie cultivada sobre formaciones dunares (en verde) durante el período 1877 – 1945. Sector C: Gola del Rey – Canal de Sueca utilizando como base la Carta Náutica (figuras a) y c)) y las fotografías aéreas de 1945 (figura b).

4.3.3. El Plano del Término Municipal de València (1929-44). El levantamiento topográfico de los cordones dunares

4.3.3.1. Características del Plano. Proceso de georreferenciación y representación de la información

A principios del siglo XX se levanta el “Plano del Término Municipal de Valencia (1929 – 1944)” (Dirección General del Instituto Geográfico y Catastral) publicado por Llopis y Perdigón (2010). Este plano divide al término municipal de Valencia a modo de cuadrícula compuesta por 128 hojas que a su vez se subdividen en otras cuatro. En estas últimas, cada hoja se identifica mediante números romanos como indicación del cuadrante al que corresponden: I cuadrante superior izquierdo, II cuadrante superior derecho, III cuadrante inferior izquierdo y IV cuadrante inferior derecho. El cómputo total de hojas que componen el plano original es de 421 hojas de 110 × 150 cm. La escala de representación es 1:500, aunque según el artículo 72 del Reglamento de Catastro de 30 de Mayo de 1928 (La Gaceta de Madrid, nº 157, de 5 de junio de 1928) las escalas de los planos del “catastro parcelario” debían estar comprendidas entre 1:2.000 y 1:10.000 (Llopis y Perdigón, 2010). Se trata de un documento urbanístico de gran exactitud y altísima calidad, en el que las zonas urbanas tienen definido pormenorizadamente su espacio público, pero destacan las zonas rústicas por contener información mucho más completa. Estas últimas recogen en el interior de cada parcela la situación de sus edificaciones, pozos, norias, caminos, etc. La técnica de representación empleada es planimétrica y altimétrica, con cotas de nivel cada 0,5 m (Llopis y Perdigón, 2010).

Pero en particular de esta cartografía nos interesa la información de alta calidad y detalle que presenta de la morfología de la restinga durante el período 1929 – 1944 desde Pinedo hasta la Gola del Perelló, donde finaliza el término municipal de Valencia. Para trabajar a una escala adecuada, los planos correspondientes a la restinga han sido georreferenciados mediante un software de Sistemas de Información Geográfica (ArcGIS) utilizando como base las ortofotos del vuelo americano del año 1956-57 (serie B) del IGN (Instituto Geográfico Nacional). En primer lugar, una vez georreferenciados los planos, se ha digitalizado un polígono base que delimita el área de la restinga, con formaciones de arena (en su mayor parte) y con cotas por debajo de los 3 msnm. En una segunda fase, las zonas deprimidas se identifican con los rangos comprendidos entre 0,50 - 1 y 1,50 msnm y, finalmente, las crestas dunares con los rangos comprendidos entre 3 - 5 - 7 y 9 msnm. También se han digitalizado algunos elementos de referencia (caminos principales, cuarteles de Carabineros, construcciones, etc.), tipos de vegetación (pinar, pastos, cañar) y topónimos (no se ha corregido la toponimia que figura en los planos) (Acosta y Carmona, 2021). Esta cartografía no representa la flecha del Palmar correspondiente a la antigua “Isla del Estell”.

4.3.3.2. Morfología de la restinga y las dunas. El plano de 1929-44 y la ortofoto de 1956-57

En la figura 20 se observa que la restinga de la Albufera de València presenta un trazado general con directriz NW-SE y varios tramos diferenciados por su anchura y sus diversas alineaciones de dunas. El tramo cartografiado que presenta mejor y más información se localiza entre la población del Saler y la gola del Perellonet, pero hacia el norte y hacia el sur de este sector, la mayor parte de las formaciones dunares ya estaban arrasadas cuando se confeccionaron dichos planos (Acosta y Carmona, 2021).

La restinga presenta tramos de diferente anchura. En la zona cercana a Pinedo se distingue una franja con una anchura media inferior a 55 m, en las proximidades de la playa de la Devesa se alcanzan 280 m (al norte del camino del Rechólar) y hacia el sur, la barrera se ensancha progresivamente hasta estabilizarse en torno a los 1.000 m (el máximo alcanza 1.500 m en las proximidades de la Casa de la Torre (topónimo etiquetado con el número 16, referido a la Torre de las salinas) y el Cortafuegos del Cañar, atravesado por el Camino Central de la Dehesa). En el sector de la gola del Perellonet la anchura es mucho menor, se estabiliza en torno a 570 m. Por lo que respecta a las alineaciones dunares, en el sector de la Devesa se distinguen bien dos cordones claramente separados por una amplia depresión o mallada que se dispone en sentido longitudinal. El cordón externo – el más próximo a la línea de costa – tiene una anchura media en torno a los 200 m, se caracteriza por la presencia de crestas de dunas con una altura media de 3 msnm y alcanza hasta los 9 m de altura en zonas puntuales: (a) al sur de la actual gola del Pujol se encuentra un conjunto denominado Montañar (8) que se extiende hasta la “Casa” de Carabineros (9); (b) un segundo conjunto de dunas entre el Cortafuegos del Cañar y la Carretera Provincial, al norte de la gola del Perellonet. En ambos casos, los cordones discurren paralelos al Camino Central de la Dehesa. Por su parte, el cordón interno es más ancho, entre 400 y 500 m, tiene una altura media similar al cordón costero (3 msnm), pero en zonas muy puntuales solo alcanza alturas máximas de hasta 5 msnm. Finalmente, cabe destacar que en todos los planos el cordón interno y la depresión central se describen con cubierta forestal de pinar, sin embargo, el cordón externo se describe únicamente con el término genérico de “dunas” (Acosta y Carmona, 2021).

Para describir con mejor detalle la información más relevante de esta cartografía hemos subdividido la restinga en 5 sectores.

- Sector Pinedo-Saler (figura 21 a y b).
- Sector Saler-Gola del Pujol (figura 22 a y b).
- Sector Gola del Pujol (figura 23 a y b).
- Sector Cuartel de Carabineros-Gola del Perellonet (figura 24 a y b).
- Sector entre las golas del Perellonet y del Perelló (figura 25 a y b).

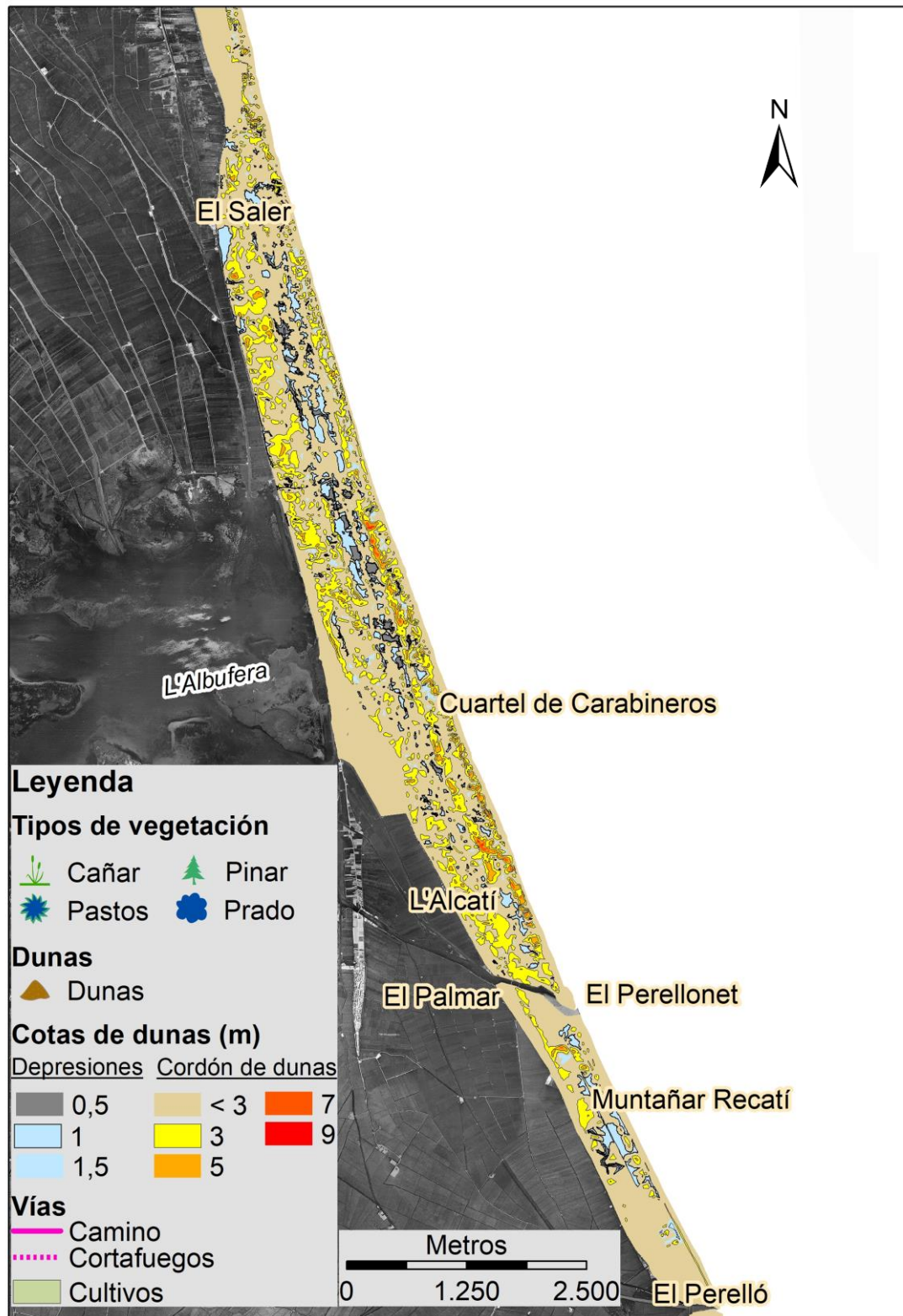


Figura 20. Edificios dunares a partir del Plano del Término Municipal de Valencia (1929 – 1944) (Llopis y Perdígón, 2010) siguiendo criterios propios de asignación de color y rangos de cota de interés para distinguir depresiones de cordón de dunas. Sobre ortofoto del vuelo americano de 1956-57 (serie B, CNIG). La leyenda contiene la simbología de las figuras correspondientes a cada sector. Se mantiene la toponimia del Plano del Término Municipal de València (1929-44).

- *Sector Pinedo-Saler*

Una aproximación más detallada del sector septentrional de la restinga aparece en la figura (21 a y b, Sector Pinedo-Saler). En este tramo se observa que los dos cordones de la restinga comienzan a diferenciarse nítidamente hacia el sur de unas crestas dunares denominadas Montañar y Santuario de la Virgen, que alcanzan cotas de hasta 7 msnm. También se identifica claramente la depresión interdunar o mallada (entre 0,5 y 1 msnm) que separa dichas alineaciones. La mallada en este sector tiene una anchura entre los 240 – 280 m. Finalmente cabe destacar la diversidad de caminos que discurren por la restinga y la ubicación de varias construcciones tales como la casa forestal, el cuartel carabineros, algunos pozos y norias, una era enladrillada y diversos elementos territoriales todos ellos en el entorno de la población del Saler (Acosta y Carmona, 2021).

- *Sector Saler-Gola del Pujol*

Al sur del Saler la diferente morfología y entidad de ambos cordones se vuelven cada vez más evidentes (figuras 22 a y b). En este sector, el cordón interno ocupa mayor superficie que el externo, sus formaciones dunares son de mayor envergadura y presenta cotas máximas de 7 msnm en dos elevaciones. Por su parte, en el cordón externo las dunas son muy estrechas y alargadas y mantienen una disposición longitudinal paralela a la línea de costa con una cota máxima que no supera los 5 msnm. En este tramo de la barrera la mallada tiene una anchura media aproximada de 350 m (Acosta y Carmona, 2021).

- *Sector Gola del Pujol*

En el entorno de la gola del Pujol (figuras 23 a y b) observamos que conforme avanzamos hacia el sur, el cordón interno pierde entidad. En particular al sur de la gola. Por otro lado, a la vez que pierde envergadura, describe una amplia curvatura hacia el sureste, en las proximidades del antiguo lago de L'Alcatí. En este sector de la restinga se localiza un embarcadero (15) y las vastas extensiones de pinar son sustituidas por vegetación de humedal (cañar y pastos). La altura media de las dunas de este cordón interno sigue siendo de 3 msnm y su cota máxima de 5 msnm, pero su anchura se reduce considerablemente y sus formaciones dunares son de poca entidad. Por el contrario, el cordón externo se regruesa y gana altura. En el área cercana a la gola del Pujol se dispone una larga alineación paralela a la costa y con cotas máximas de hasta 9 msnm que recibe el nombre de "Montañar". La anchura de este cordón externo es aproximadamente de 200 m. Finalmente, en este sector cabe destacar que hacia el sur de la gola se desarrolla una nueva alineación costera que se separa de la anterior por una depresión. En las proximidades del Cuartel de Carabineros (actual Casal d'Esplai y antigua Torre de las Salinas de Edad Moderna) esta doble alineación ya es muy evidente (Acosta y Carmona, 2021).

- *Sector Cuartel de Carabineros-Gola del Perellonet*

En las figuras 24 a y b se representa el tramo comprendido entre el antiguo Cuartel de Carabineros y la gola del Perellonet. En este sector la barrera se adelgaza progresivamente y ya no es posible identificar la continuidad del cordón interno. Tampoco se identifica la amplia depresión o mallada que separaba ambos cordones en los sectores más septentrionales. El Camino Central de la Devesa que recorre la depresión desde la zona del Saler, atraviesa en este tramo amplias formaciones dunares, con alturas en torno a 3 msnm, desprovistas de cubierta

forestal. Por lo que respecta a los cordones costeros se aprecia la continuidad de la doble alineación solamente interrumpida por una amplia cresta dunar que se dispone de manera transversal. Las dunas más recientes y próximas a la costa alcanzan hasta 9 msnm (Acosta y Carmona, 2021).

- *Sector entre las golas del Perellonet y del Perelló*

Para finalizar esta descripción detallada de las características de la restinga, en las figuras 25 a y b se representa el sector meridional de la cartografía de 1929 – 1944, el tramo comprendido entre las golas del Perellonet y del Perelló. Es un tramo de restinga con una anchura media en torno a los 580 m. En este sector las dunas cartografiadas se corresponden con el 50% de la superficie total del tramo representado, el resto está arrasado por la colonización agraria. Las dunas representadas tienen una altura media de 3 msnm y destaca una única formación dunar con una altura máxima de 7 msnm. No obstante, cabe resaltar que gran parte de la superficie no cultivada mantiene un espacio considerable en cotas muy bajas, en torno a 1,5 msnm. En este tramo aparece el resto de duna fósil pleistocena identificada por Rosselló (1979) en las inmediaciones de la zona conocida como “Montañar Recatí” (Acosta y Carmona, 2021).

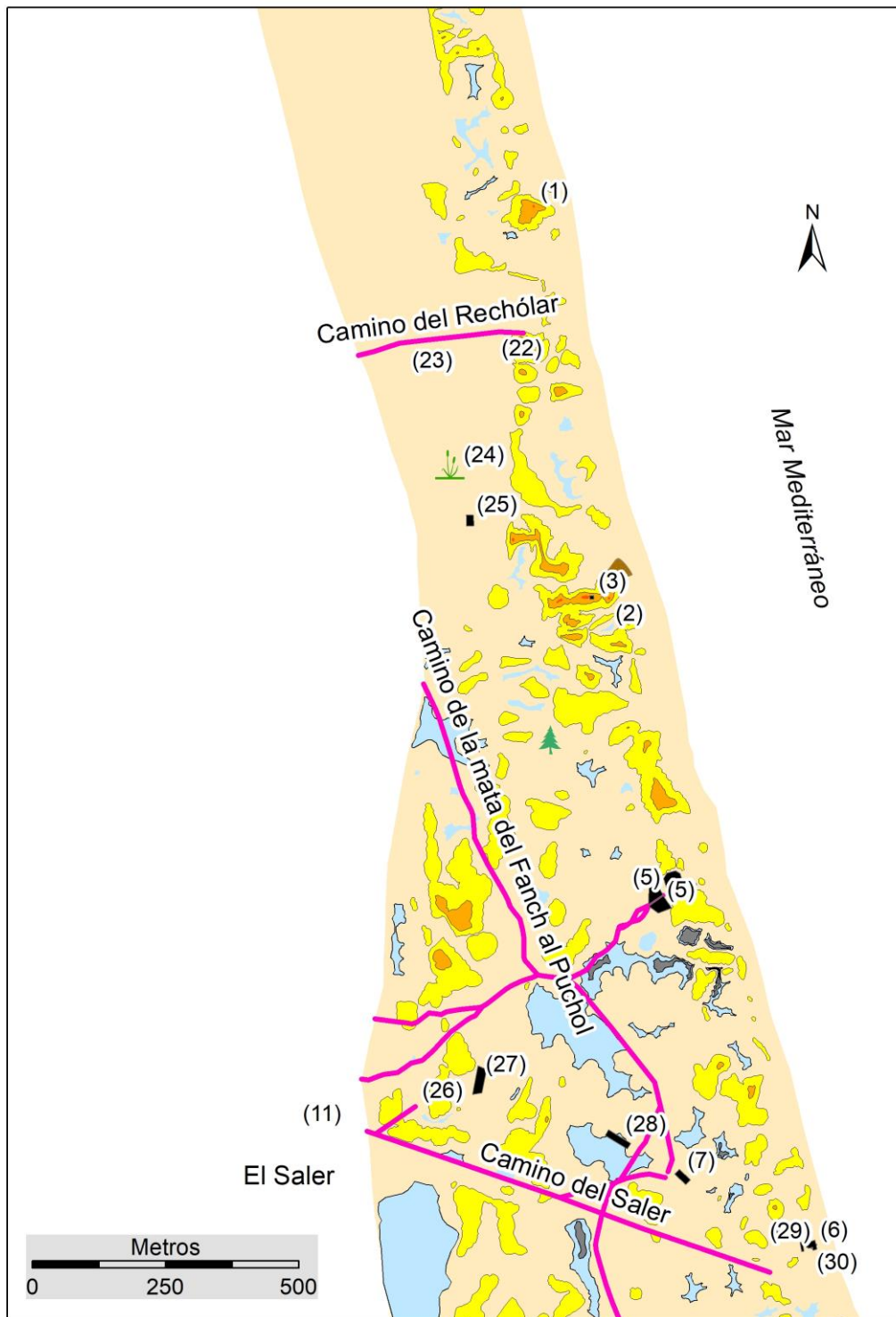


Figura 21a. Sector Pinedo-Saler. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Montañarot; (2) Montañar de la Virgen; (3) Santuario de la Virgen; (4) Cuartel de Carabineros; (5) Huertos del Cuartel de Carabineros; (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (11) Puerto; (22) Noria; (23) Horno; (24) Noria; (25) Depósito de agua; (26) Pozo del Saler; (27) Huerto; (28) Era enladrillada; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

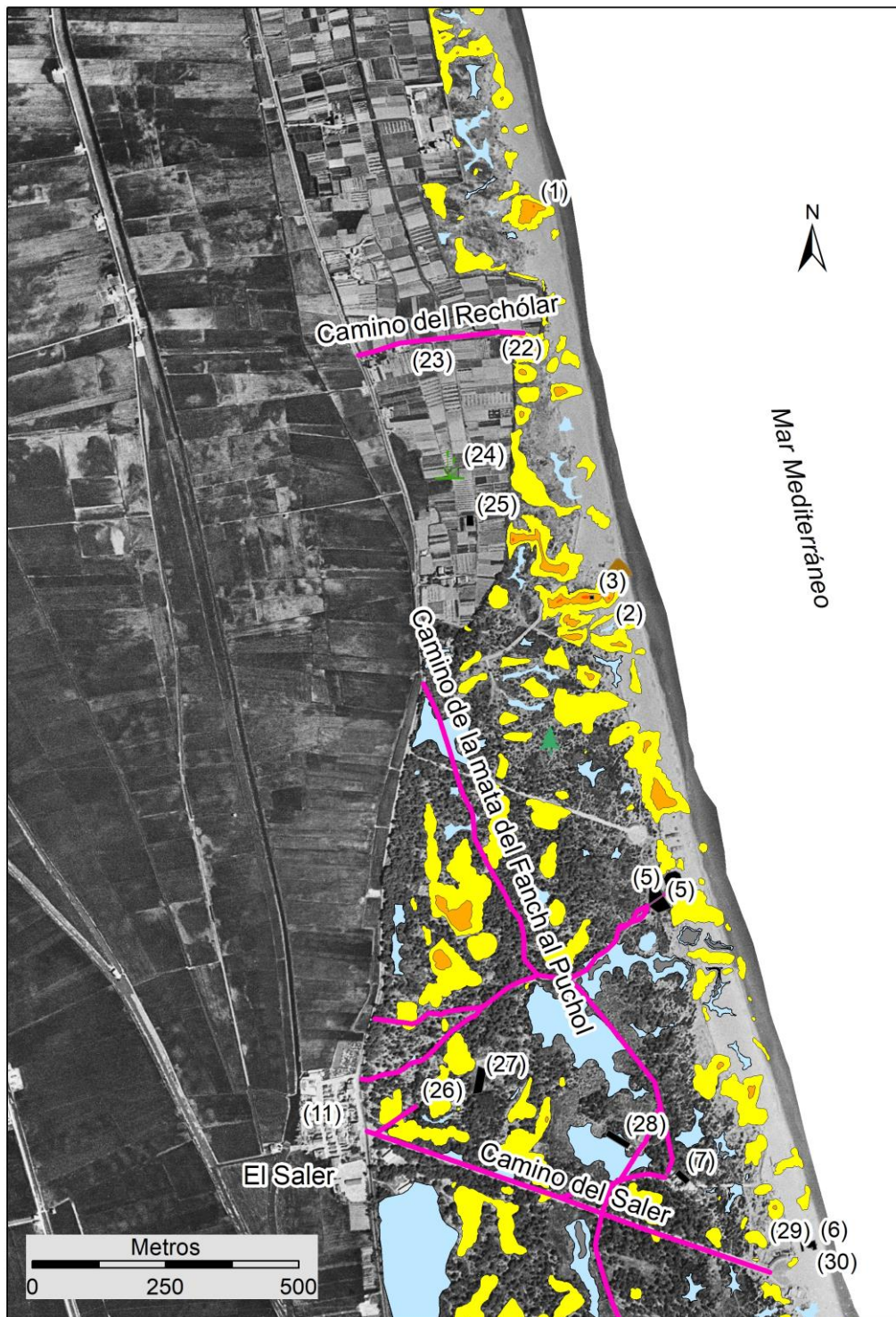


Figura 21b. Sector Pinedo-Saler. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Montañarot; (2) Montañar de la Virgen; (3) Santuario de la Virgen; (4) Cuartel de Carabineros; (5) Huertos del Cuartel de Carabineros; (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (11) Puerto; (22) Noria; (23) Horno; (24) Noria; (25) Depósito de agua; (26) Pozo del Saler; (27) Huerto; (28) Era enladrillada; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

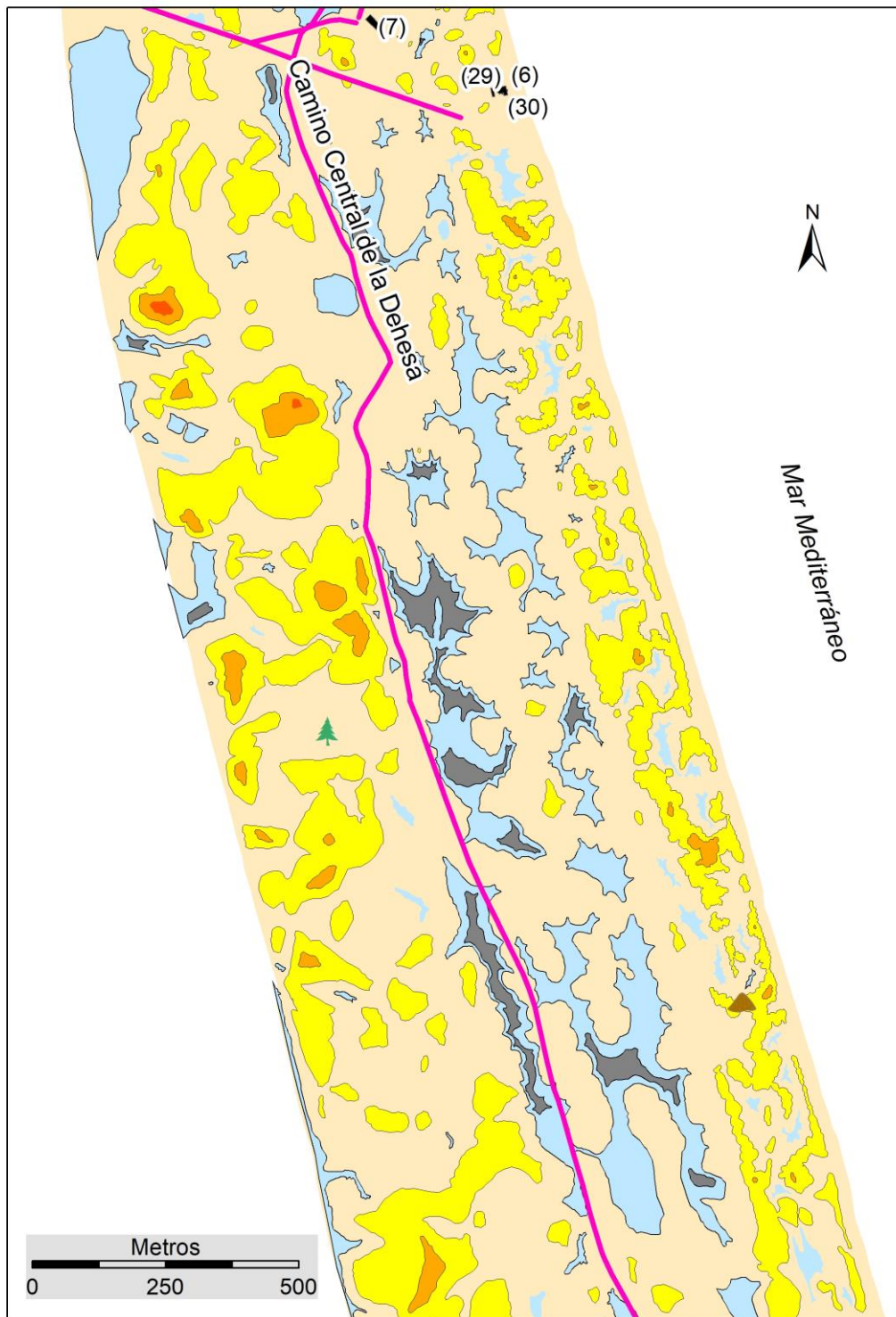


Figura 22a. Sector Saler-gola del Pujol. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

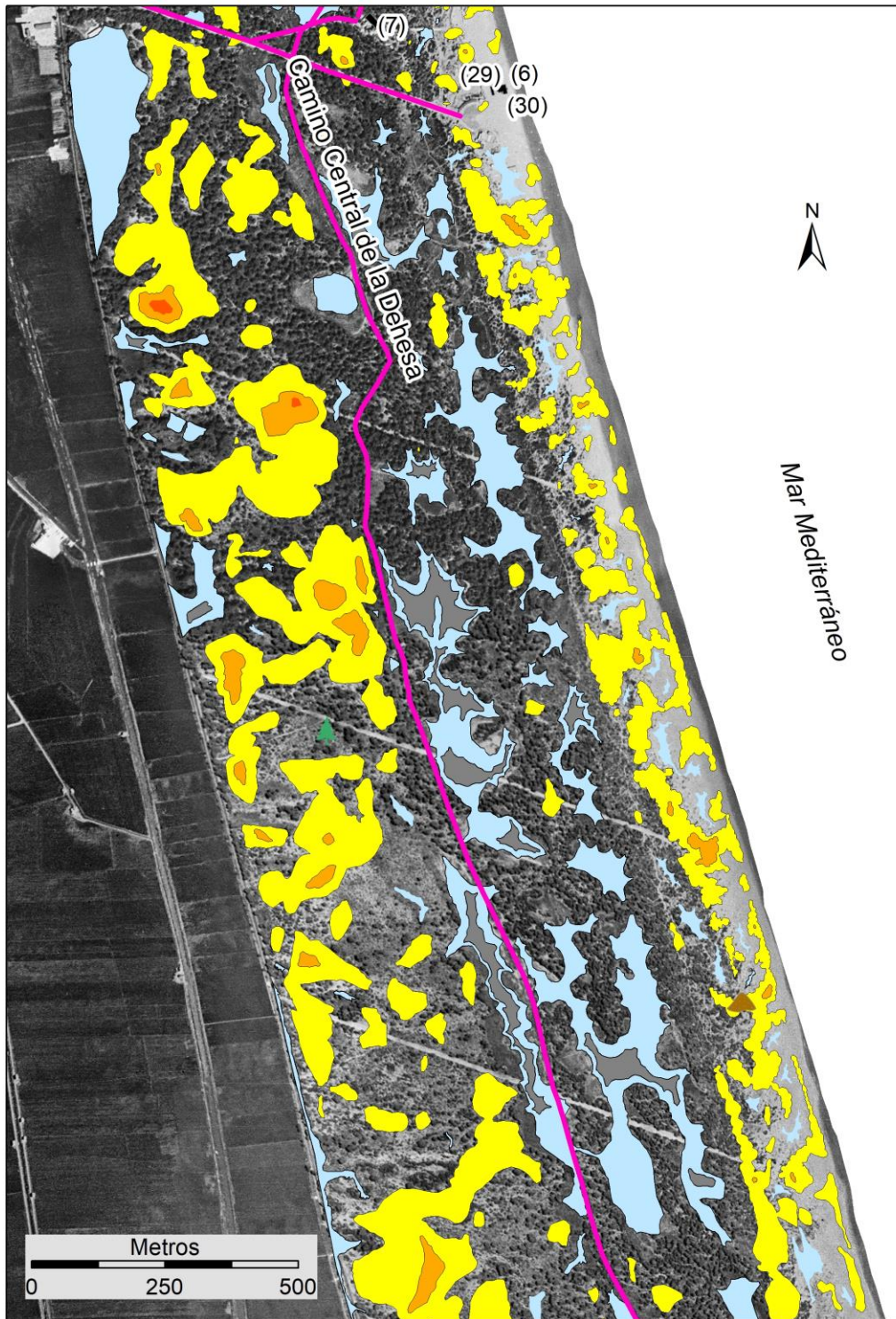


Figura 22b. Sector Saler-gola del Pujol. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

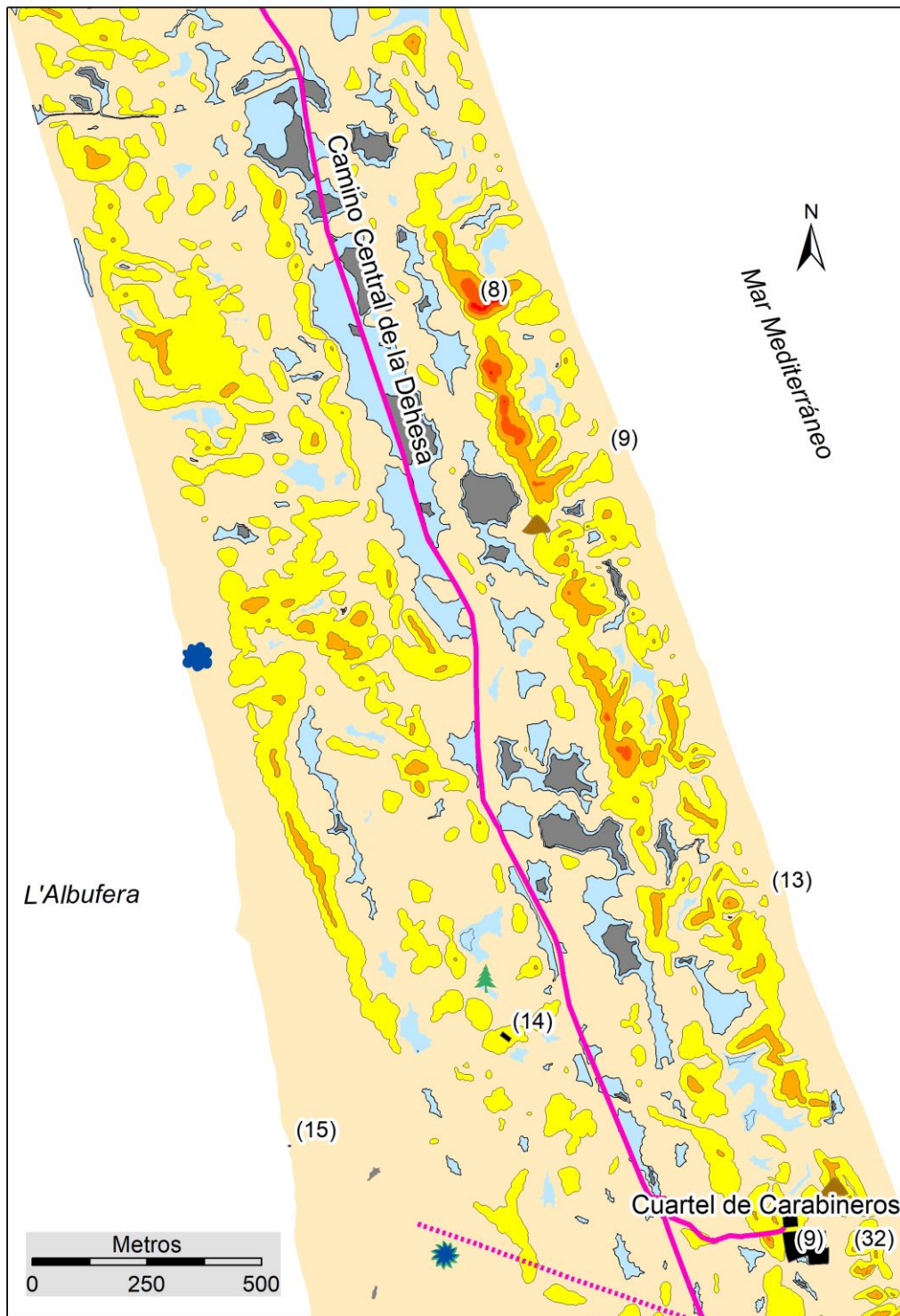


Figura 23a. El entorno de la gola del Pujol. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (8) Montañar; (9) Cuartel de Carabineros; (13) "Casa" de Carabineros; (14) Casa Forestal; (15) Embarcadero; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros. En el sector representado en esta figura se identifican dos cuarteles de Carabineros (9), pero solo uno ha sido utilizado como elemento de referencia: el que se localiza en la posición más meridional de la figura y que actualmente es el Casal d'Esplai, antigua Torre Nueva de las Salinas.

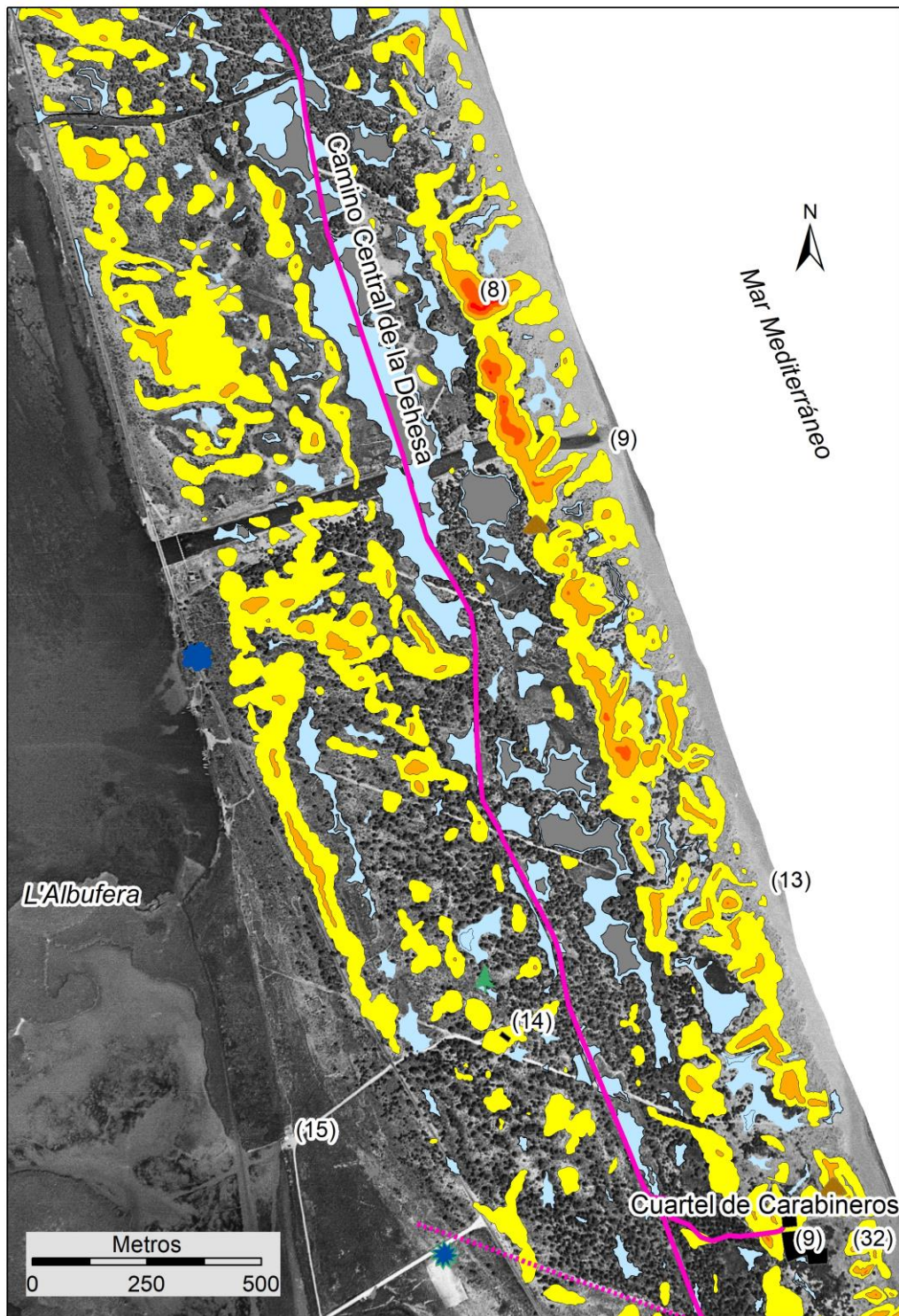


Figura 23b. El entorno de la gola del Pujol. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (8) Montañar; (9) Cuartel de Carabineros; (13) "Casa" de Carabineros; (14) Casa Forestal; (15) Embarcadero; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros. En el sector representado en esta figura se identifican dos cuarteles de Carabineros (9), pero solo uno ha sido utilizado como elemento de referencia: el que se localiza en la posición más meridional de la figura y que actualmente es el Casal d'Espiai, antigua Torre Nueva de las Salinas.

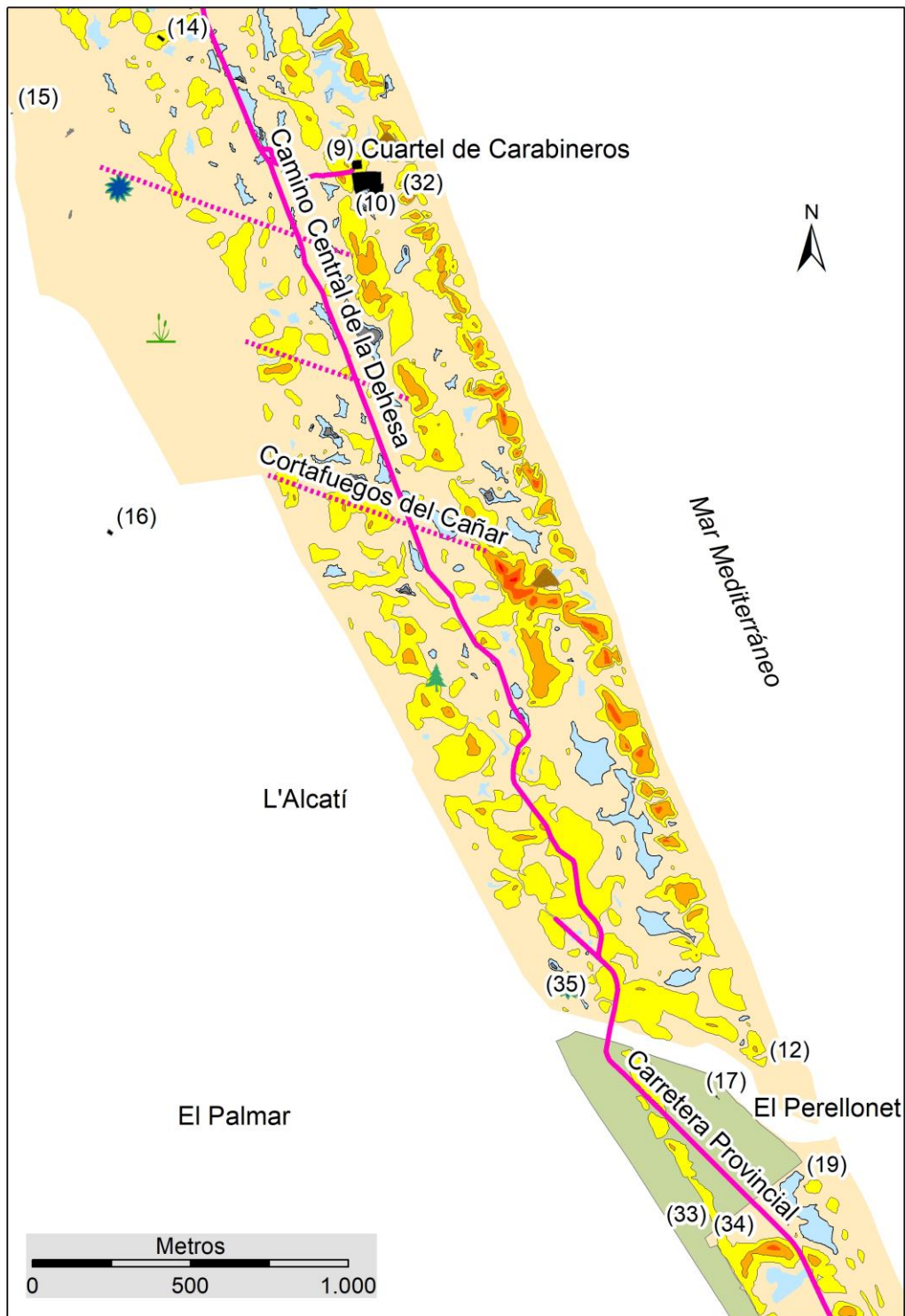


Figura 24a. Sector de Cuartel de Carabineros-gola del Perellonet. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (9) Cuartel de Carabineros; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros; (16) Casa de la Torre de las Salinas; (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (17) Barracas; (19) Barracas; (33) Noria; (34) Pozo.

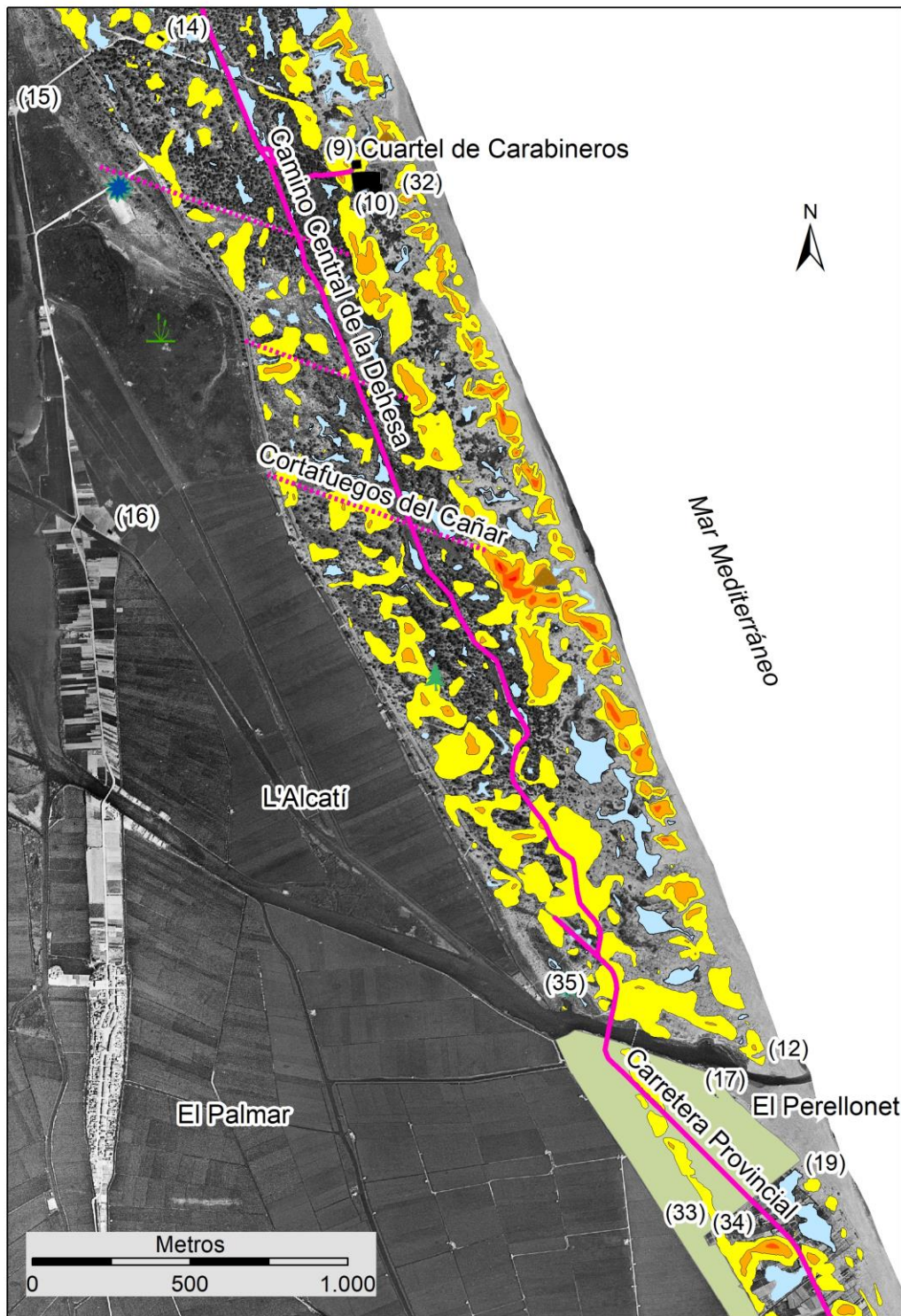


Figura 24b. Sector de Cuartel de Carabineros-gola del Perellonet. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (9) Cuartel de Carabineros; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros; (16) Casa de la Torre de las Salinas; (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (17) Barracas; (19) Barracas; (33) Noria; (34) Pozo.

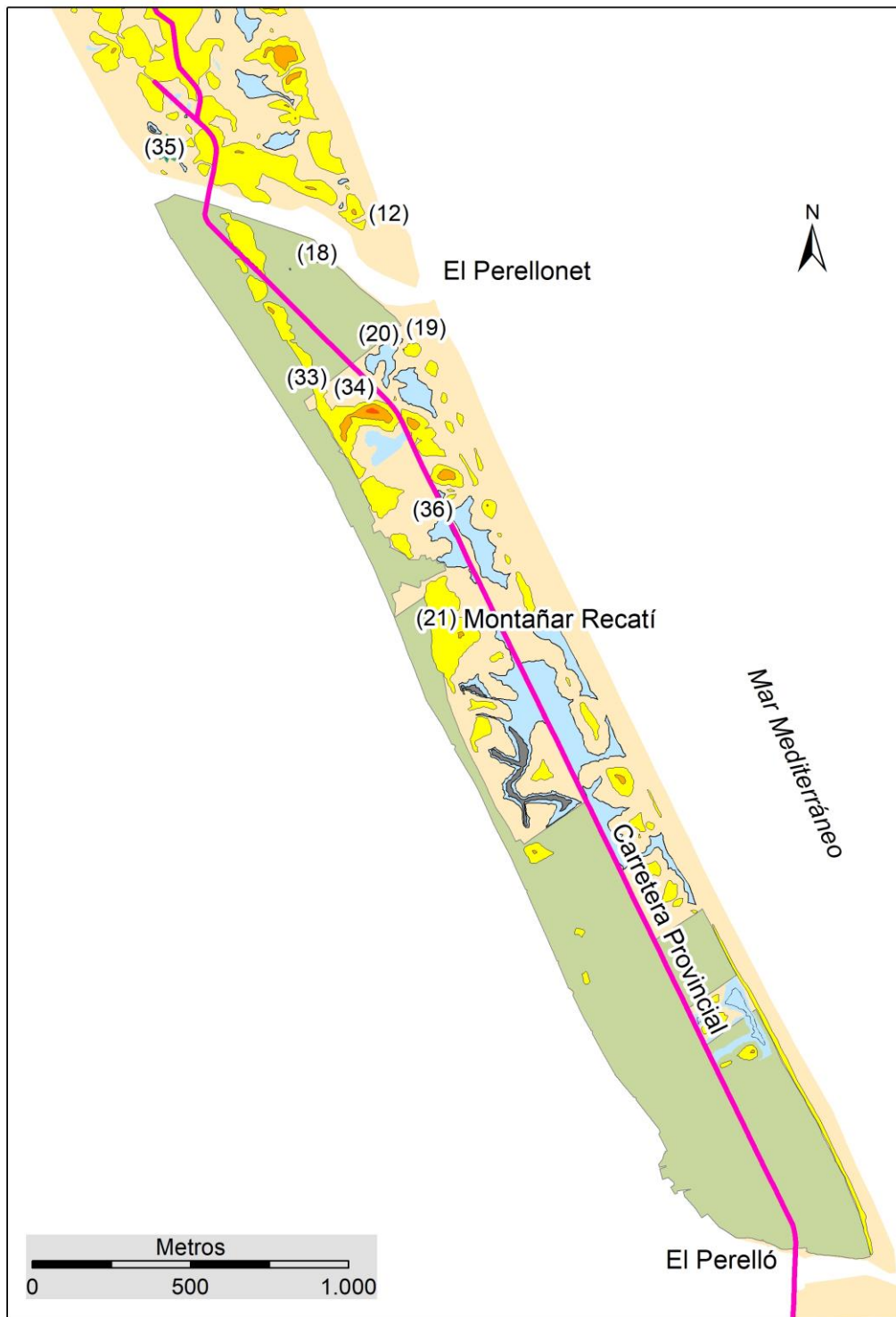


Figura 25a. Sector entre las golas del Perellonet y del Perelló. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (18) Barraca; (19) Barraca; (20) Barraca; (21) Montañar Recatí; (33) Noria; (34) Pozo; (36) Duna fósil (Rosselló, 1979).

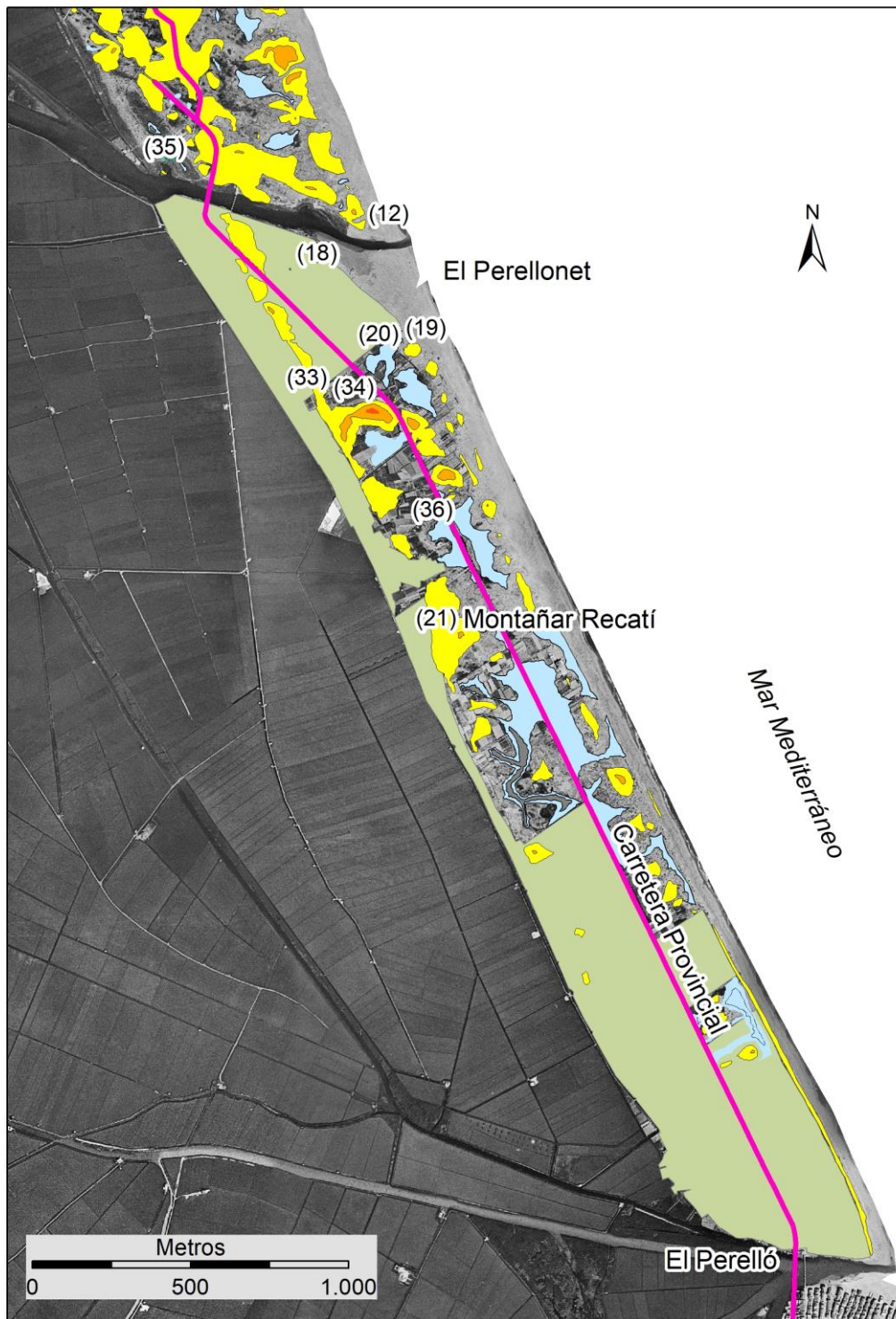


Figura 25b. Sector entre las golas del Perellonet y del Perelló. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (18) Barraca; (19) Barraca; (20) Barraca; (21) Montañar Recatí; (33) Noria; (34) Pozo; (36) Duna fósil (Rosselló, 1979).

4.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. LA RESTINGA HISTÓRICA DE LA ALBUFERA DE VALÈNCIA

Tal y comentábamos en el marco de referencia holoceno, la consolidación del cordón externo de la restinga y el definitivo cierre de la Albufera a la influencia marina se configura en parte durante nuestro periodo histórico objeto de estudio. La cartografía histórica, la Carta Náutica y los planos del Término Municipal de Valencia analizados en los epígrafes anteriores son fuentes útiles para estudiar la morfología de la barrera Medieval y Moderna (PEH).

4.4.1. La restinga histórica Medieval y Moderna

4.4.1.1. El doble cordón, la flecha del Palmar y la depresión o mallada

Las cartografías históricas especialmente las de Jaubert de Passá (figura 6) y Príncipe de la Paz (figuras 8 y 9) representan bien todos los elementos morfológicos de la doble barrera de la Devesa, que ya serían cartografiados en detalle en la Carta Náutica de 1877 y, posteriormente con gran definición, en los planos de principios del siglo XX. En la mayoría de los documentos históricos aludidos se representan los elementos de la doble barrera y la depresión interdunar correspondientes a la Devesa y la flecha del Palmar en el sector meridional de la barrera.

De la cartografía histórica, en particular, llama la atención el trazado de la flecha del Palmar y del pedúnculo (progradante) de la Isla del Tesoro, dibujado con una muy adecuada fisonomía (similar a una flecha) por Jaubert de Passá (1820). La flecha del Palmar se ubica en una posición muy adentrada hacia el interior del lago de manera que este tramo debería estar abierto al mar en el siglo XVI tal y como se deduce de la Vista de la Albufera de València de Anton Van den Wyngaerde de 1563 (Rosselló, 1987). La influencia marina (todavía presente en el siglo XVI en este espacio) influiría en la incurvación de la flecha arenosa del Palmar hacia el mar en el tramo denominado "Isla de l'Estell". Esta morfología curvada se debería a la refracción del oleaje en el extremo distal, producida por la presencia de escollos a la altura del Perellonet (afloramientos de calcoarenita) y a la batimetría de fondos someros en el margen nororiental del río del Xúquer en el entorno conocido como La Llonga (Ruiz y Carmona, 2005) que se identifica claramente en la Carta Náutica, en toda la cartografía histórica, en la foto aérea de 1945 y en imágenes de satélite (figura 17). Se trata de un delta holoceno que ya fue analizado por Rosselló (1972) y que pudo estar relacionado con la desembocadura pleistocena del río Xúquer situada al norte de la montaña de Cullera. Esta antigua desembocadura del Xúquer encajada en la barrera y en la plataforma continental ha sido cartografiada por Albarracín et al. (2012) y Alcántara et al. (2012), quienes relacionan este proceso de encajamiento del paleocauce con un nivel marino por debajo del actual.

La información de detalle de la morfología de los dos cordones (interno y externo) y la depresión interdunar (o mallada), se obtiene de la Carta Náutica (aunque no traza la depresión, sí representa los dos cordones), pero sobre todo del Plano del Término Municipal de Valencia (1929 – 1944). En efecto, ambos son documentos topográficos de gran precisión. Particularmente el segundo. La extensa y larga depresión o mallada de disposición longitudinal que separa las dos restingas o cordones identificados por los investigadores, se aprecia en la cartografía del Príncipe de la Paz (figura 8), no aparece en la Carta Náutica, pero queda muy bien

cartografiada en la altimetría reflejada en el Plano del Término Municipal de València. Al respecto cabe remarcar que es posible que el origen de esta amplia y continua depresión pueda estar relacionada con alguna de las avulsiones o cambios en la posición de la desembocadura del río Turia. Una de ellas se produjo hacia el sector meridional (La Punta) y ha sido datada con 14C en 1650 cal BP (258-381 AD) otra, más reciente, hacia el Grau actual (es el último trazado natural del Turia) y fue datada en la Edad Media (Ruiz y Carmona 1999; Ruiz & Carmona, 2019). El cambio de la posición de la desembocadura hacia un punto más avanzado hacia el mar podría explicar el origen de esta depresión (sin dunas) entre las dos alineaciones o cordones.

4.4.1.2. El cordón externo de época histórica Medieval y Moderna

La morfología de las dunas del cordón externo fue analizada por Sanjaume (1984) en la cartografía de TEVASA. Se destaca que desde la perspectiva genética se trata de dunas transversales con algunos ejemplos de dunas parabólicas, su orientación es longitudinal y paralela a la costa de manera que se deduce que los vientos más efectivos en su formación fueron los de componente E-W.

En la cartografía de detalle extraída del Plano del Término Municipal de València, entre el sector de Pinedo y el Saler, se observa que la barrera externa en 1929-1944 tenía escasa entidad y las dunas eran muy residuales (apenas se cartografían algunas con poca extensión y altura). Además, hacia 1956-57, la mayor parte de la barrera en este tramo estaba cultivada. En la zona del Saler las dunas están menos antropizadas y ganan en entidad, de manera que ya se diferencian claramente dos alineaciones de dunas. La alineación adosada a la mallada en la zona de la gola del Pujol es de considerable extensión y altura (alcanza 9 msnm). Esta doble alineación se mantiene bien diferenciada y con formaciones dunares continuas y de notable altura hasta la zona de la Torre Nova de las Salinas presente en la barrera en el siglo XVI (Cuartel de Carabineros actual casal d'Esplai) y hasta la gola del Perellonet. En el área de la gola mencionada desaparece la mallada y también los rasgos morfológicos del cordón interno. Únicamente se distingue el cordón externo.

Al respecto conviene detenerse en la fina información topográfica que aparece en el área de la restinga del entorno del antiguo lago de l'Alcatí, la flecha del Palmar (cartografiada en la Carta Náutica) y la localización de las Torres Antigua y Nueva de las Salinas que sí aparece en casi todos los documentos analizados y, en particular, en los Planos del Término Municipal de València (1929-1944). El entorno de las Torres de las Salinas fue ampliamente estudiado por Rosselló (1987). Dicho autor analiza detalladamente la Vista de la Albufera de València de Anton Van den Wyngaerde de 1563 (figura 5), en la que se observa un amplio espacio abierto al mar en esas fechas. El cierre de dicho espacio está relacionado con la progradación de las barreras históricas hacia su posición actual. Podemos deducir que, en efecto, en la Edad Media se pudieron mantener las salinas medievales ubicadas en sector del Racó de l'Olla (Rosselló, 1987) porque no se había consolidado el tramo de barrera que aislaba del mar el lago de l'Alcatí. Este lago es cartografiado como espacio acuático en toda la cartografía histórica, pero como espacio colmatado en la Carta Náutica. La documentación histórica referida a la regulación hídrica de la Albufera en este sector indica que ya existía un mecanismo de cierre artificial desde el siglo XIII: la Gola de la Albufera (Sanchis, 1998b). Esta gola también recibe el nombre de Gola del Rey (o

Gola del Mareny), representada en buena parte de la cartografía histórica utilizada en este trabajo.

Por lo que respecta a los cordones históricos de la restinga, atendiendo a la posición de la Torre Nova (que es el actual Casal d'Esplai (Rosselló, 1987) y antiguo Cuartel de Carabineros del plano topográfico de 1929-44), se deduce que la alineación de dunas en las que se asienta la Torre Nova ya estaba formada en el siglo XVI, ya que la Torre Nova es representada por Wyngaerde en 1563. Esta circunstancia ya es un elemento de diferenciación entre la alineación dunar donde se sitúa esta Torre y la siguiente "progradante" que se configura hacia el frente marino. Ambos están claramente separados por una pequeña depresión longitudinal. Así pues, la formación de esta última alineación dunar se corresponde con una fase cronológica más avanzada de la PEH, posterior al siglo XVI.

4.4.1.3. Los cordones dunares externos y las inundaciones

Los efectos de la PEH se manifestaron en este sector del Golfo de València en períodos de alta frecuencia de inundaciones (1579-1598, 1610-1633, 1671-1695, 1770-1808, 1850-1908, 1913-1924 y 1947-1958, identificados por Ruiz et al. (2014)) e inundaciones de alta magnitud del río Turia como las de 1328, 1358, 1427, 1517, 1590, 1677, 1776, 1897, 1949 y 1957. Estos episodios de alta frecuencia de inundaciones ocurrieron antes y después de los mínimos solares de Maunder (1645 – 1715) y Dalton (1790 – 1830), y cambios ambientales debido a las fluctuaciones climáticas como la Anomalía u Oscilación de Maldá (1760 – 1800). El aumento en la frecuencia e intensidad de inundaciones incrementó considerablemente los aportes sedimentarios de tipo fluvial que llegaban al mar a través de la desembocadura del Turia, de manera que el proceso ha ejercido una influencia directa en la configuración definitiva de la restinga histórica de la Albufera de València y sus las formaciones dunares.

De estos períodos de alta frecuencia de inundaciones Ruiz et al. (2014) sugieren, exclusivamente para el río Turia, los periodos de alta frecuencia de inundaciones: 1571-1631 y 1850-1899. El primero de estos períodos comprende desde finales del siglo XVI hasta principios del XVII (1571-1631). Durante este periodo, en el Turia destaca el año 1617 por desbordarse en 5 ocasiones el mismo año. De las grandes inundaciones registradas, la de 1590 se inscribe en este periodo. Desde finales del siglo XVII hasta el siglo XVIII tuvieron lugar dos de las avenidas de alta magnitud de acuerdo con la clasificación de Ruiz et al. (2014): 1677 y 1776. La primera de ellas, en el año 1677, tuvo lugar dentro del contexto de cambio ambiental que se dio por influencia del Mínimo Solar de Maunder (1645-1715). La segunda, de 1776, ocurrió durante la Oscilación de Maldá (1760-1800), una pulsación caracterizada por un aumento en la frecuencia e intensidad de inundaciones y sequías registrada en la fachada mediterránea (Barriendos y Llasat, 2003; García-Torres, 2016).

Expresamente en el río Turia son muy elocuentes las crónicas de inundaciones de Almela i Vives (1957) que trata inundaciones excepcionales en varios periodos de la época y los episodios de inundación detallados por Meliá (1991) que dieron origen a la construcción de los antiguos pretilos de la Edad Moderna (Murs i Valls) del río para defender a la ciudad de València de las crecidas del Turia. La antigua *Fàbrica vella de Murs i Valls* se fundó como consecuencia de la avenida del 17 de agosto de 1358. El organismo citado se encarga de la construcción y

mantenimiento de la nueva muralla según orden de Pedro el Ceremonioso (Teixidor, 2000) y las torres de Serranos y de Quart (Almela, 1957). La *Fàbrica nova dita del Riu*, surge a raíz de la avenida del 19 de octubre de 1589, que se llevó el puente del Real y derribó parte de la muralla entre la puerta del Temple y del Real (Almela, 1957). A partir de 1589, la *Fàbrica nova dita del Riu* comienza su intervención en el cauce mediante obras de acondicionamiento y construcción de puentes y pretilos, entre los que destaca el Pont de la Mar (1592-1596) (Teixidor, 2000).

4.4.2. Modelo geomorfológico de la restinga histórica de la Albufera de València

En nuestro caso, la dinámica de la transgresión marina holocena responde a los modelos de costas micromareales de bajo gradiente propuestos por Carter & Woodroffe (1994) y por Roy et al. (1994) y se relaciona con las características de muchos deltas mediterráneos (Grove & Rackham, 2001). Acerca del modelo evolutivo, pensamos que se identifica con el propuesto por Roy et al. (1994), en particular, en lo referente a la formación de los cordones costeros de tipo progradante conectados con una desembocadura deltaica, en nuestro caso del río Turia (figura 26). En la figura 26 se representa un esquema de las diferentes barreras que hemos identificado a través de la revisión de las fotografías aéreas, la cartografía histórica y el Plano del Término Municipal de València (1929-1944). Cada una de ellas estaría conectada con la desembocadura del río Turia, con lo que la presencia de más de un cordón de dunas podría atribuirse a diferentes posiciones de la desembocadura en el pasado. Cada barrera o cordón de dunas se construye adosado al anterior (prograda) y tiene un avance o crecimiento longitudinal en el sentido de la deriva (N-S).

En efecto, Roy et al. (1994) explican el modelo evolutivo de costas de bajo gradiente dominadas por el oleaje, apoyándose en evidencias como la falta de ambientes totalmente marinos (playas) en la zona continental del paleolago holoceno detrás de la barrera. Sostienen que, durante la transgresión holocena, las barras situadas en la plataforma externa migraron hacia la línea de costa (*shorewards*). La estabilización del nivel marino en época tardía del Holoceno permitiría la progradación de diversos cordones en la restinga alimentados desde las desembocaduras deltaicas de los ríos en el mar.

En la restinga de la Albufera de València, se identifica una barrera arenosa interior y otra exterior. La primera, presenta variaciones morfológicas a lo largo de su recorrido en su anchura y orientación. Estas formas revelan una evolución compleja. La segunda, es una barrera arenosa progradante hacia el mar y extendiéndose hacia el sur en el sentido longitudinal de la deriva alimentada por las desembocaduras fluviales y con la línea de costa regularizada.

Estas variables están sujetas a la influencia de fases de cambio climático de índole global y, regionalmente, de la acción antrópica. Tanto las pulsaciones climáticas que aumentan la frecuencia de inundaciones como cambios de usos del suelo y la intervención antrópica de cursos fluviales y redes de riego históricas, se relacionan directamente con las tasas de aporte sedimentario. Estos cambios definen biofacies dulces o salobres que quedan registradas en los sondeos practicados en el entorno de la Albufera de València. Hacia el año 1000 DC las condiciones responden a un ambiente todavía salobre, pero entre la Edad Media y Moderna se transformó en una laguna de agua dulce en el sector septentrional mientras el área lagunar estaba disminuyendo paulatinamente. Este cambio acelerado se debe a un aumento

considerable de aportes sedimentarios y agua dulce procedentes tanto de los excedentes del regadío como de las avenidas de los principales cauces fluviales en el llano de inundación: Turia y Xúquer. Las fluctuaciones climáticas de la PEH responsables de períodos de alta frecuencia de inundaciones, así como la acción antrópica, fueron factores determinantes en la transformación ambiental de la Albufera salobre medieval al sistema dulceacuícola aislada totalmente de la influencia marina a la consolidación y del cierre total y engrosamiento de la restinga en época Medieval y Moderna.

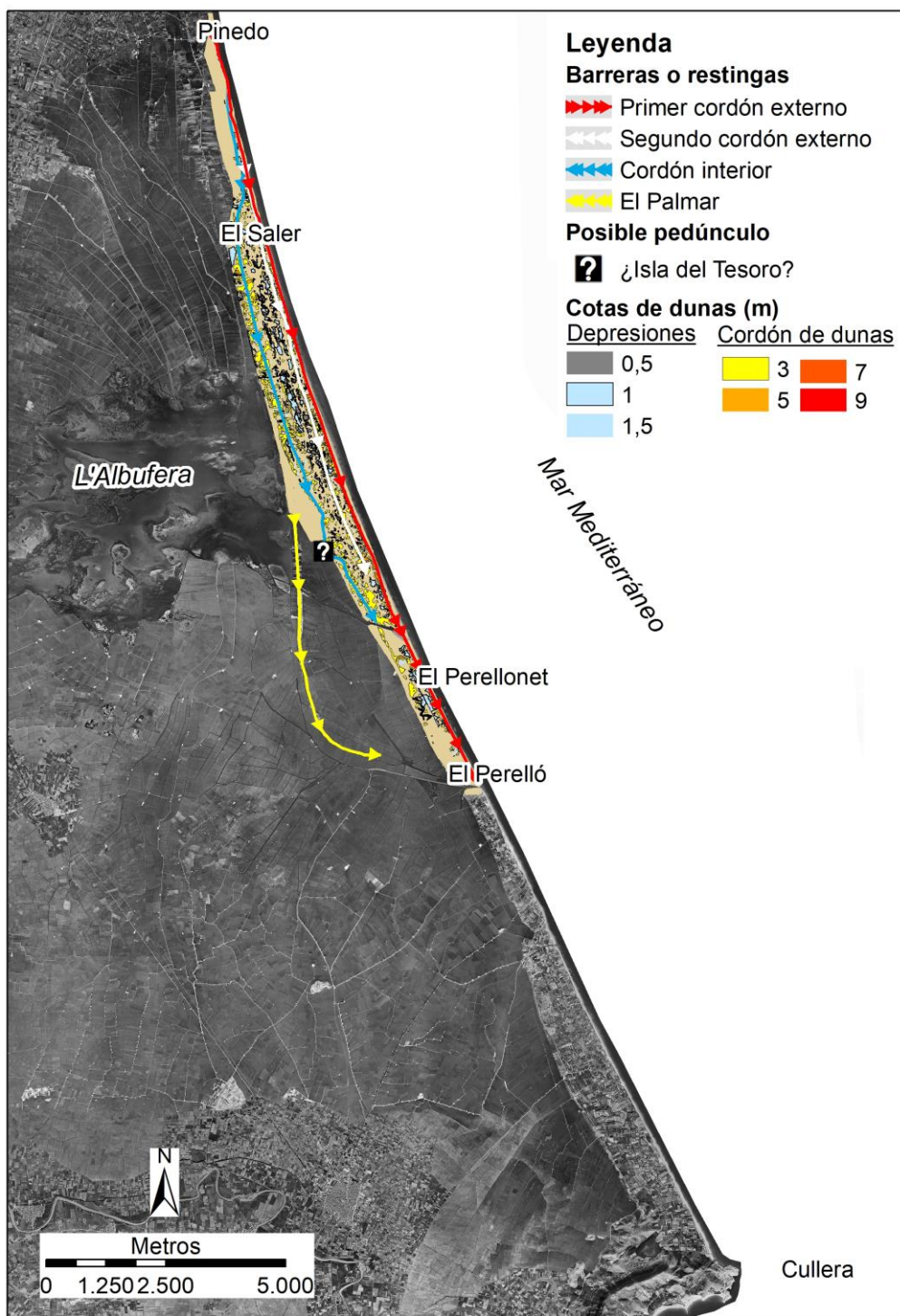


Figura 26. Esquema geomorfológico (incompleto) que representa exclusivamente de forma provisional la progradación de las barreras de la desembocadura del río Turia hasta el Perelló, donde finaliza el Término Municipal de València. El signo interrogante (?) localiza la posible posición del pedúnculo adosado a la barrera de la Isla del Tesoro o el Recatí que representan Joan Baptista Romero (1761) y Jaubert de Passá (1820). J. Espejo (1831) representa el Recatí, pero con escasa o menos precisión que los autores anteriormente citados. (Ortofotografía del vuelo americano de 1956-57, IGN y cartografía de dunas basada en el Plano del Término Municipal de València de Llopis y Perdígón (2010)).

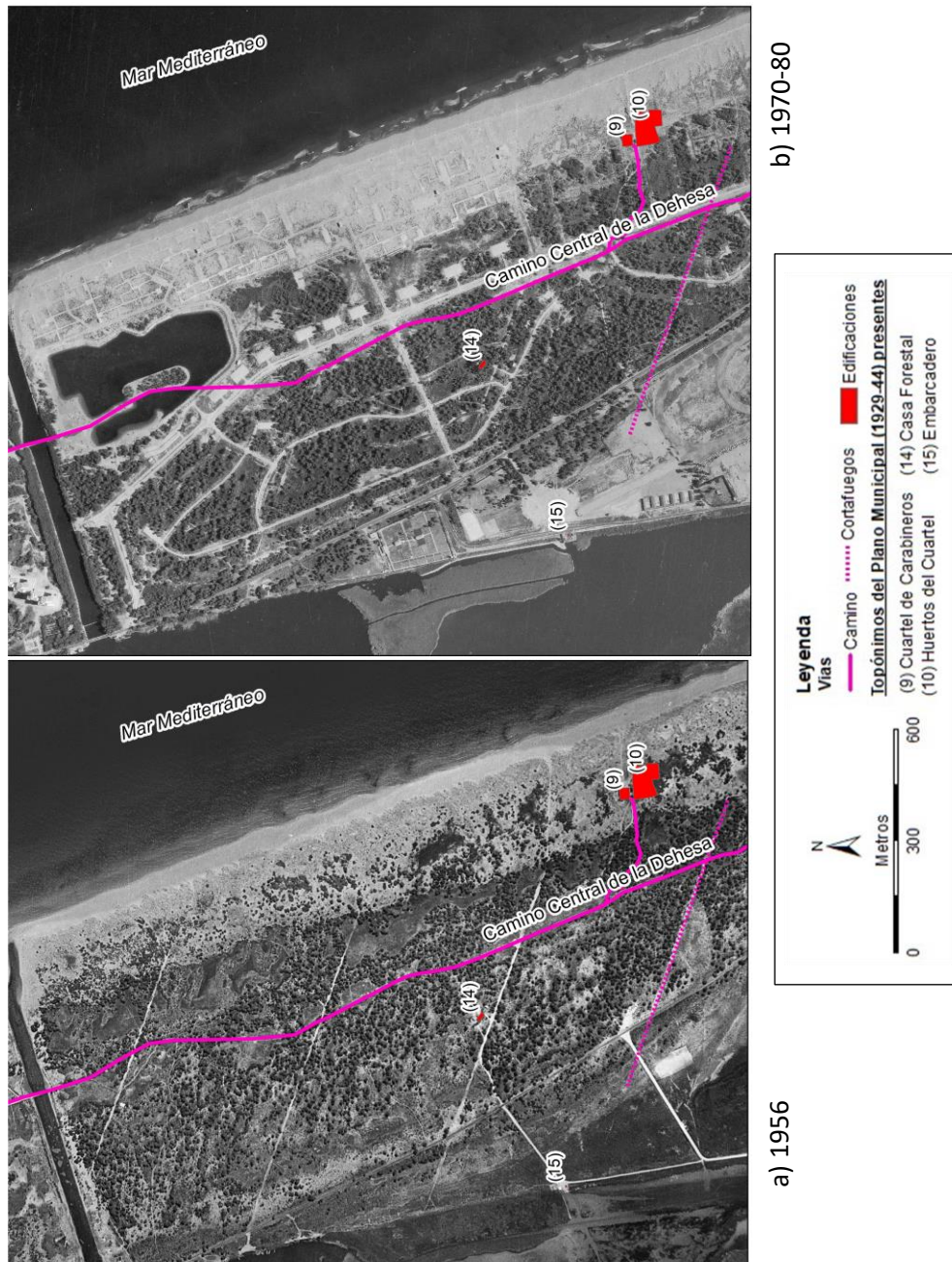


Figura 28. Entorno del Cuartel de Carabineros. Secuencia entre 1956 y 1970-80 a partir de las fotografías aéreas del vuelo americano (serie B, CNIG) y el vuelo interministerial (CNIG), respectivamente.

4.5.2. La desestabilización reciente del sistema

Debido al arrasamiento de todo el sector de dunas históricas en la década de los años 1970 y a las posteriores regeneraciones con arena y restauraciones dunares que se han llevado a cabo en la Devesa, en este epígrafe sólo pretendemos hacer una somera aproximación al retranqueo de la línea de costa. Hemos tomado como base cuatro tramos de estudio seleccionados en el entorno del Saler por tratarse de la zona donde se perciben los mayores cambios que tiene, a su vez, suficientes elementos de referencia (figura 29).

En dichos tramos, podemos determinar el área que se ha perdido en cada período estudiado (polígono con trama de rayado diagonal). Los polígonos en naranja corresponden a parcelas o espacios contenidos entre caminos presentes en todo el periodo 1877-2018. Los polígonos de color verde corresponden al área que contiene cambios visibles, mientras el rayado diagonal corresponde al retroceso.

La cartografía y planos históricos combinados con fotografías aéreas y ortofotos actuales permiten identificar cambios recientes en la restinga. Fundamentalmente, además del arrasamiento de las dunas históricas, el retroceso de la línea de costa. Los límites temporales con los que contamos en este trabajo abarcan desde el año 1877 hasta el año 2018, la ortofoto más actual disponible.

Las diferentes líneas de costa delimitadas para los años 1877, 1929-1944, 1956-57, 2006 y 2018 muestran su retroceso generalizado, que es más evidente en el tramo correspondiente a Pinedo-El Saler–Norte de la actual Gola de Pujol.

Tabla 3. Área retrocedida en cada sector de estudio para diferentes períodos (1877 - 2018). Queremos remarcar que es posible que la línea de costa de la Carta Náutica puede no ser fiable.

SECTORES	Pérdidas entre períodos (m ²)				TOTAL (m ²)
	1877 y 1929-44	1929-44 y 1956-57	1956-57 y 2006	2006 y 2018	
Pinedo	45.329,17	6.823,30	16.206,75	3.944,69	72.303,91
Búnker	22.002,72	7.525,56	7.313,64	2.047,41	38.889,33
C. Carabineros	17.764,01	10.412,82	13.778,22	2.365,95	44.321
Rte. y C. Forestal	24.737,82	7.366,78	20.275,98	4.474,21	56.854,79

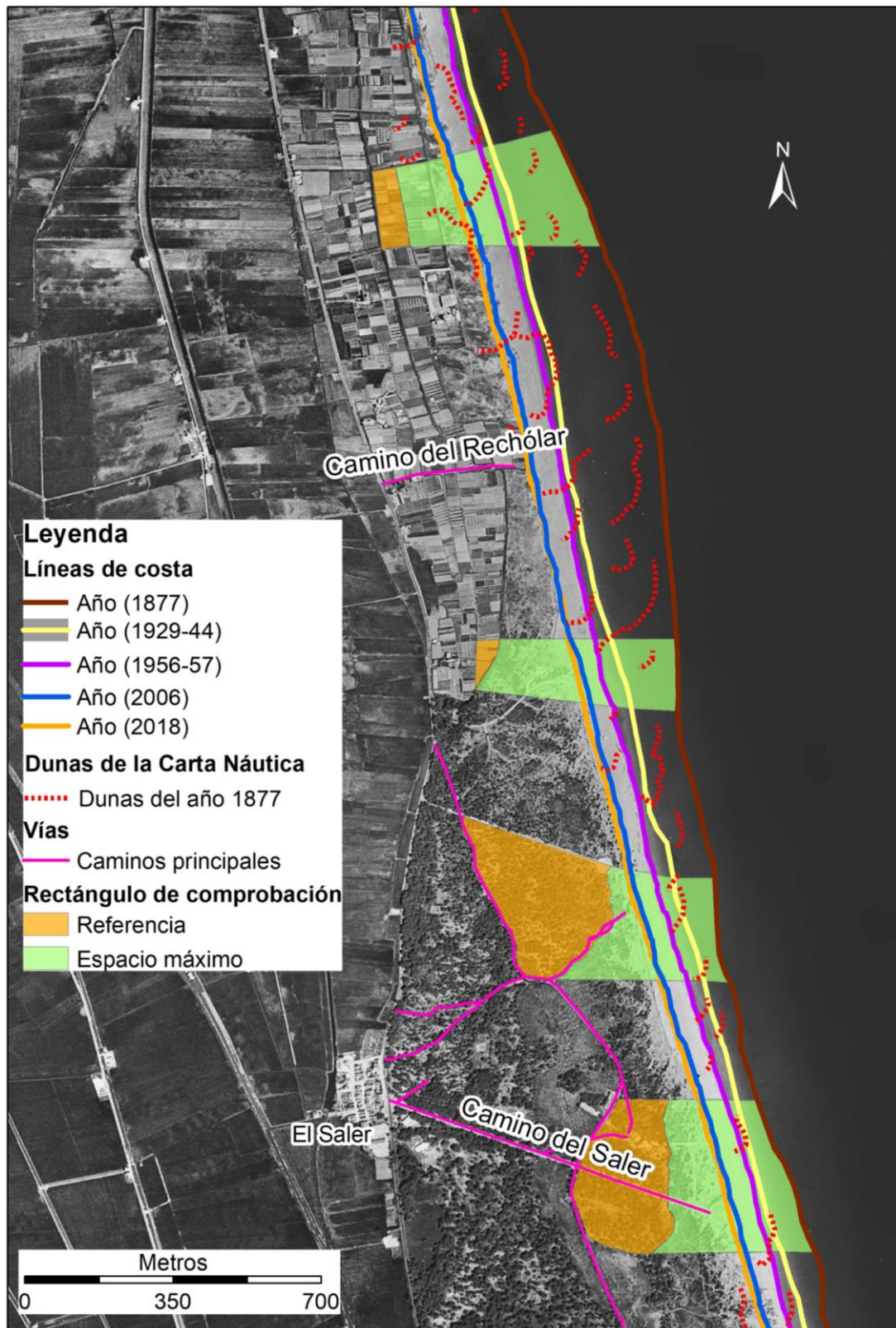


Figura 29. Polígonos en los que se estudian en detalle los cambios. (Base: fotografía aérea del vuelo americano de 1956-57 (Serie B), CNIG).

4.5.2.1. Sectores de la barrera del Turia

A continuación, se describirán los cambios observados en cada sector para los diferentes períodos que se han establecido: (1877 – 1929-44), (1929-44 – 1956-57), (1956-57 – 2006) y (2006 – 2018). Sirva de ejemplo la figura 30 como representación de la leyenda contenida en el resto de las figuras. Se han delimitado las líneas de costa correspondientes a cada año a partir de los documentos convenientemente georreferenciados (Carta Náutica de 1877 y Plano topográfico de 1929-44). Se representan las dunas de la Carta Náutica (1877) mediante los elementos pictóricos o líneas discontinuas originales (en rojo) y las dunas del plano topográfico (1929-44) analizadas anteriormente.

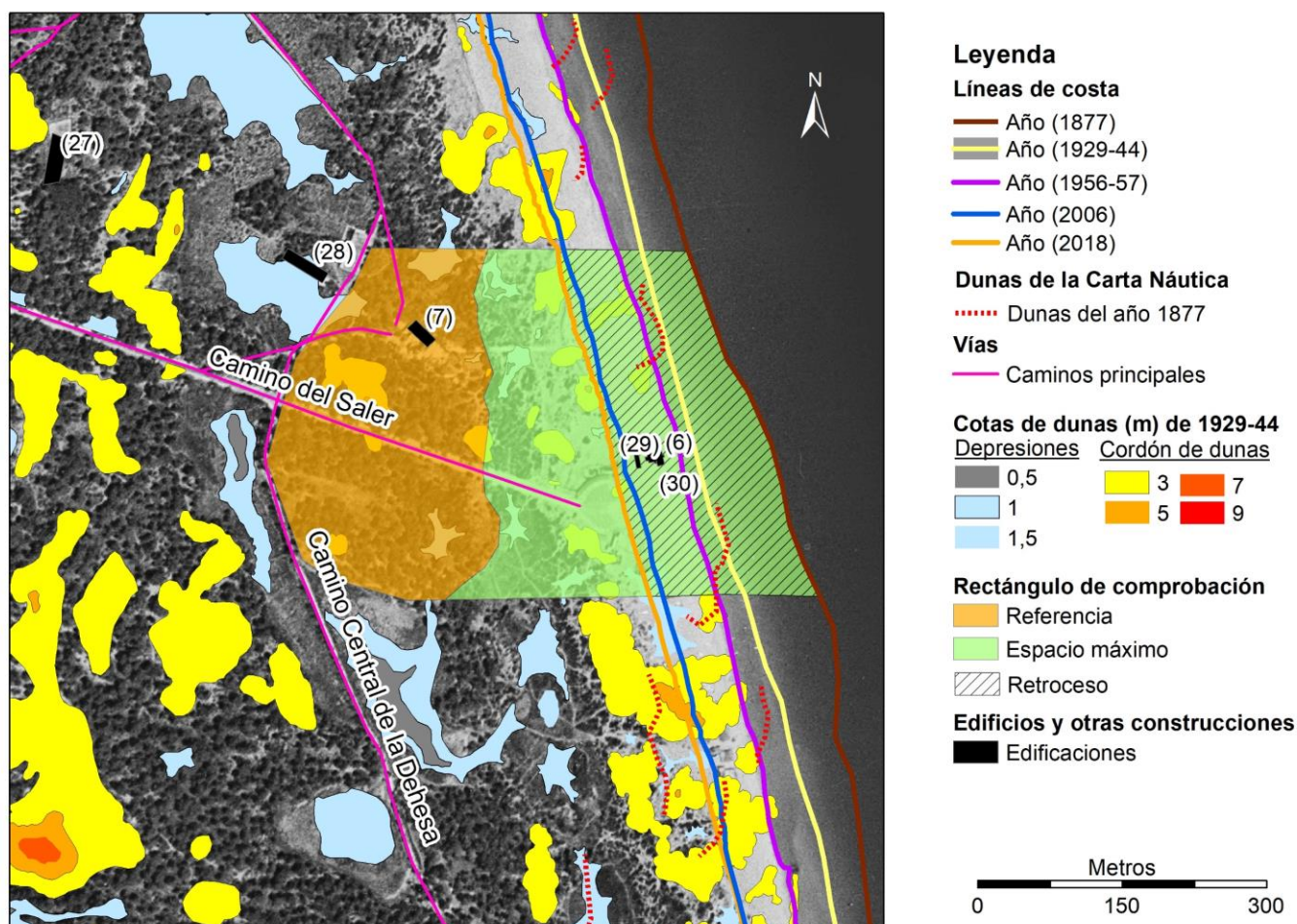


Figura 31. Localización del Sector 4: Termas (Restaurante) y Casa Forestal. La leyenda contiene la simbología de todas las figuras. Detalle del rectángulo de comprobación con área retrocedida en el período 1877-2018 contenida entre sus líneas de costa correspondientes. Los topónimos identificados son (6) Termas (Restaurante), (7) Casa Forestal, (27) Huerto, (28) Era enladrillada, (29) Umbráculo y (30) Explanada para coches. Sobre ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN).

- *Sector 1: Pinedo*

En este sector, el elemento morfológico más interesante que aparece en la cartografía de 1929-44 es un edificio dunar de hasta 7 msnm que recibe el nombre de “Montañarot” (1). A consecuencia del retroceso sostenido que ha mantenido la línea de costa, comprobamos que entre las figuras 31c y 31d el Montañarot pasa a desaparecer bajo las aguas (año 2006).

A partir del rectángulo de comprobación se ha calculado el área de costa retrocedida entre el año 1877 y 2018 en este sector, dando un resultado de 72.303,91 m². A partir de las líneas de costa de cada año, podemos cuantificar la cantidad perdida entre períodos e identificar períodos de mayor o menor tasa de pérdida. En el sector de Pinedo (sector 1) se identifican dos períodos de alto retroceso costero: 1877 y 1929-44 (45.329,17 m²) y el de los años 1956-57 y 2006 (16.206,75 m²). En total, este polígono ha perdido el 73,24 % de su superficie desde 1877 hasta el momento actual.

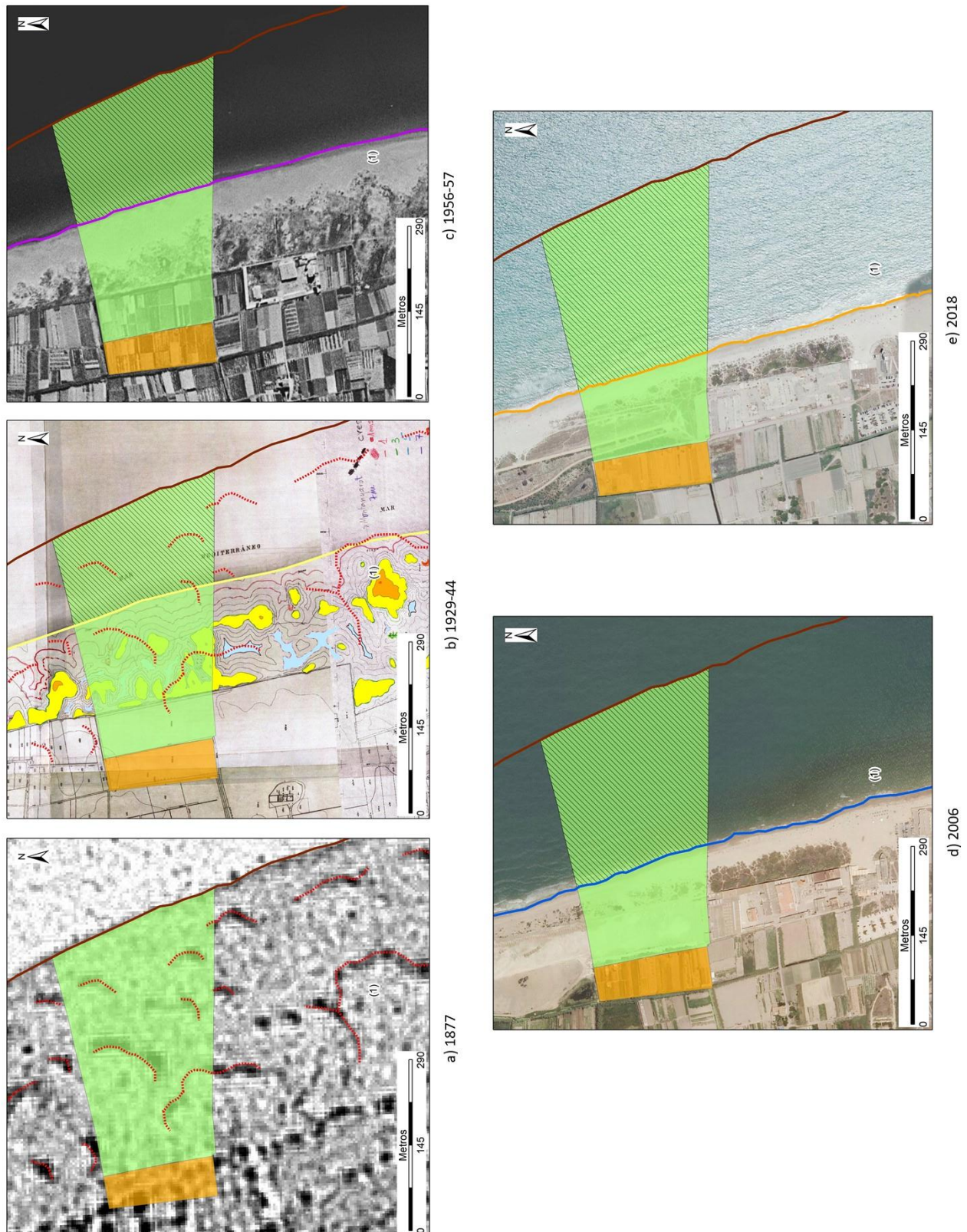


Figura 31. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 1 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

- *Sector 2: Búnker del Saler*

En este sector, los elementos de referencia del plano topográfico de 1929-44 principales son el (2) Montañar de la Virgen y el (3) Santuario de la Virgen. Existen elementos de referencia de carácter secundario para el interés de nuestro trabajo, como son una (24) noria y un (25) depósito de agua. Nuevamente la formación dunar que recibe el nombre de "Montañar" alcanza una cota máxima de hasta 7 msnm. Llama la atención que una forma de estas dimensiones sea difícilmente identificable en la fotografía aérea de 1956-57, que reproduce un relieve menos elevado muy similar al que se muestra en las ortoimágenes más actuales (2006 y 2018). El retroceso de la línea de costa deja en ambiente marino la formación dunar a la que el topónimo hacía referencia al (2) Montañar de la Virgen.

El búnker que da nombre a este sector de nuestro trabajo inició sus obras en enero de 1938. Se trataba de una construcción muy lenta, por lo que no llegó a ser armado con cañones al ponerse fin a la guerra en abril de 1939. Actualmente, es una edificación todavía en estudio que se ubica a escasos metros de la costa y estuvo cubierta por dunas de hasta 7 msnm que el plano topográfico representa para 1929-44.

A partir del rectángulo de comprobación se ha calculado el área de costa retrocedida entre el año 1877 y 2018 en este sector, dando un resultado de 38.889,33 m². A partir de las líneas de costa de cada año, podemos cuantificar la cantidad perdida entre períodos e identificar períodos de mayor o menor tasa de pérdida. En este sector se identifica un único período de alto retroceso costero: 1877 y 1929-44 (22.002,72 m²). El resto de períodos se ha mantenido aproximadamente constante en torno a los 7.000 m² salvo el último de ellos (2006 y 2018) que no alcanza los 3.000 m² de pérdida. En total, este polígono ha perdido el 58,18 % de su superficie desde 1877 hasta el momento actual.

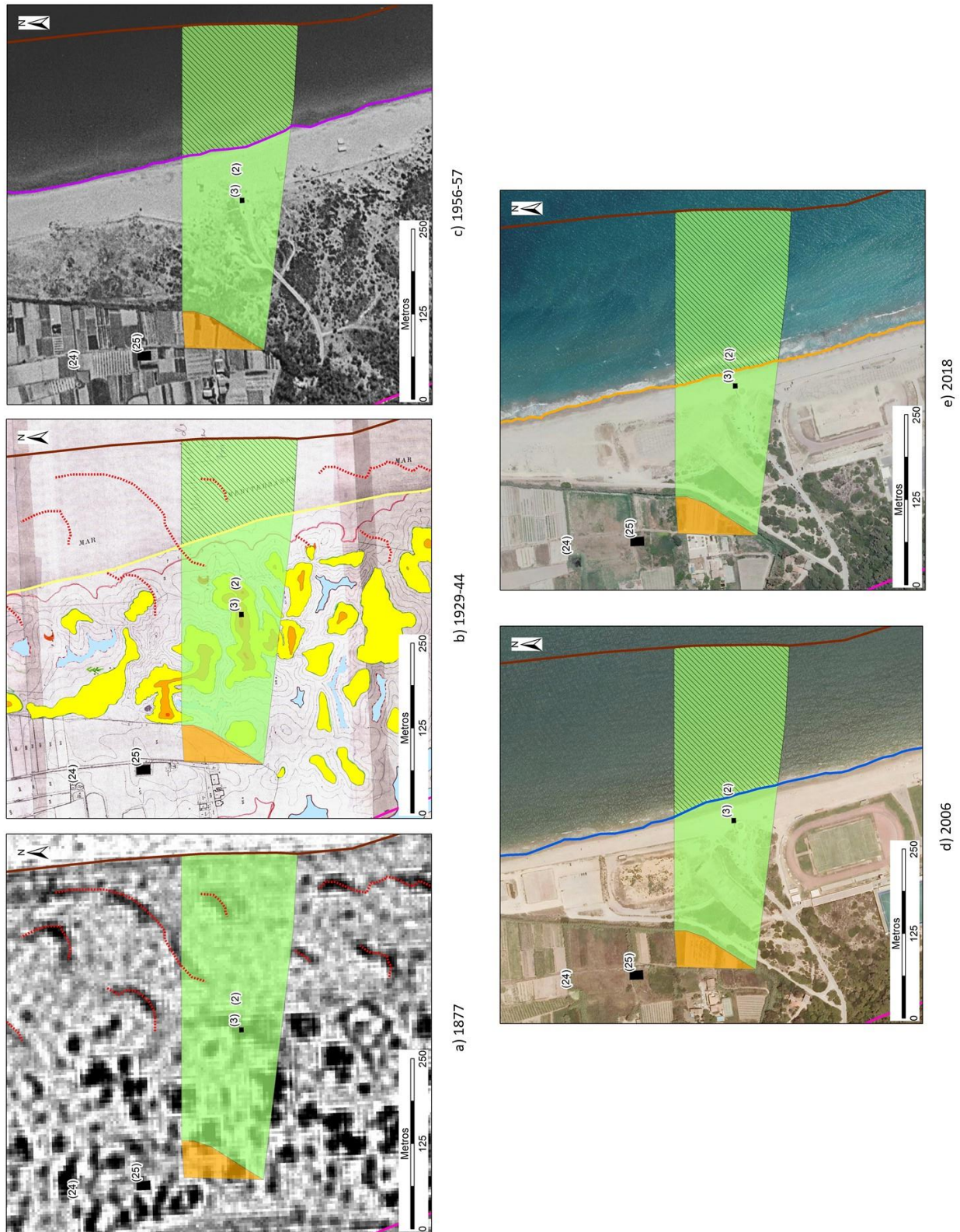


Figura 32. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 2 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

- *Sector 3: Cuartel de Carabineros*

En este sector, el elemento de referencia principal es el (4) Cuartel de Carabineros y los (5) huertos que le acompañan, ambos situados entre las dunas (3 msnm) en el plano topográfico de 1929-44. El Cuartel todavía era visible en la fotografía aérea de 1956-57 en la que se aprecia la estructura intacta. No obstante, en la ortofoto de 2006 no queda resto alguno de la edificación y en la de 2018 su posición quedaría bajo el agua atendiendo a la posición de la línea de costa actual.

A partir del rectángulo de comprobación se ha calculado el área de costa retrocedida entre el año 1877 y 2018 en este sector, dando un resultado de 44.321 m². A partir de las líneas de costa de cada año, podemos cuantificar la cantidad perdida entre períodos e identificar períodos de mayor o menor tasa de pérdida. En este sector se identifican dos períodos de mayor retroceso costero: 1877 y 1929-44 (17.764,01 m²) y el de los años 1956-57 y 2006 (13.778,22 m²). En total, este polígono ha perdido el 61,57 % de su superficie desde 1877 hasta el momento actual.

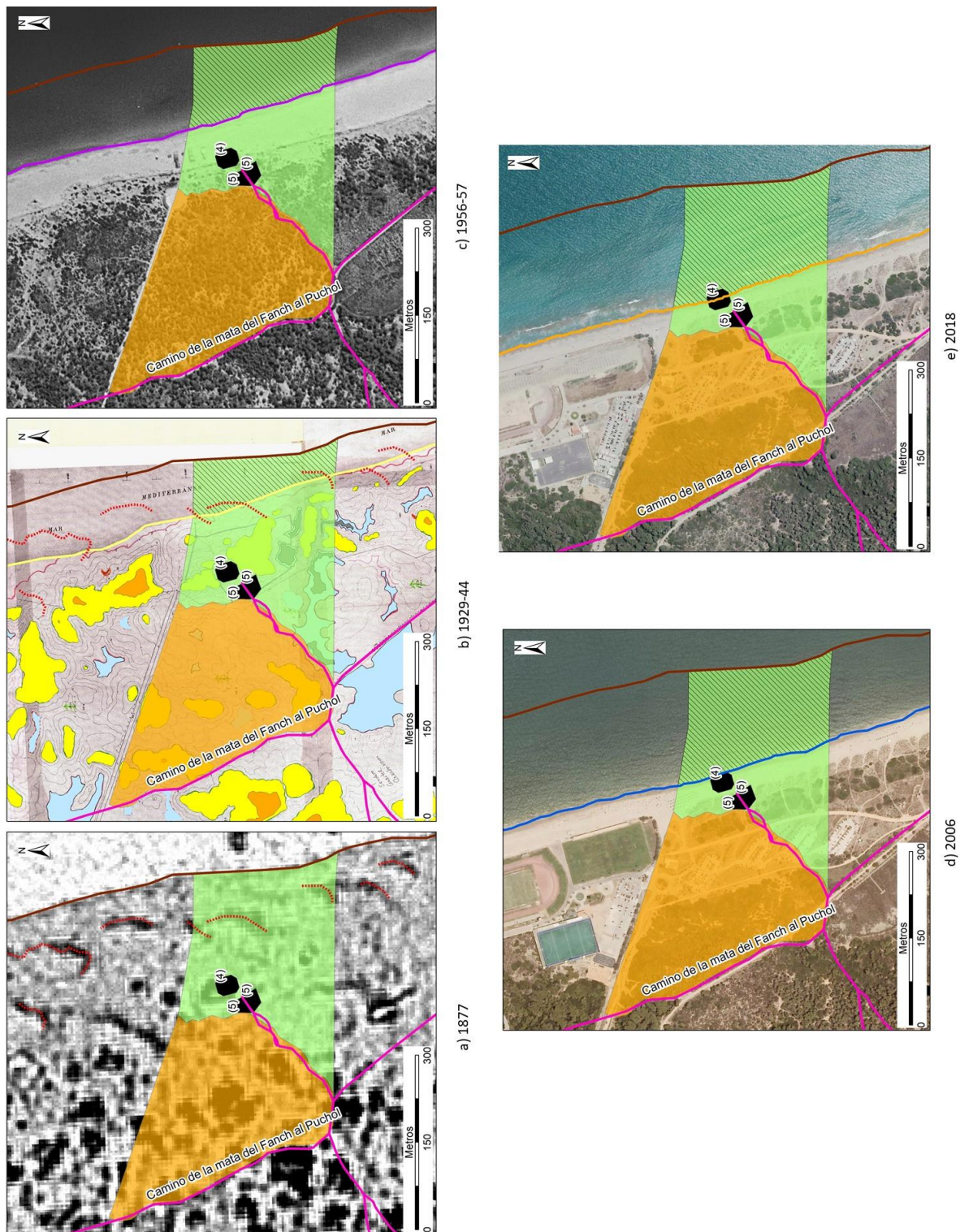


Figura 33. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 3 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

- *Sector 4: Termas (Restaurante) y Casa Forestal*

En este sector, los elementos de referencia son (6) Termas (Restaurante) y (7) Casa Forestal. También la (30) Explanada para coches presente desde el plano topográfico de 1929-44 para facilitar el acceso a los elementos previos (termas y casa forestal). Otros topónimos de carácter secundario para nuestro trabajo que aparecen son: (28) Era enladrillada y (29) Umbráculo. Desde el plano topográfico de 1929-44 las (6) Termas (Restaurante) se situaban próximas a la línea de costa de ese período, sin formaciones dunares relevantes. La (30) explanada para coches parece seguir estando visible en la fotografía aérea de 1956-57 y la línea de costa todavía se encuentra frente a la antigua posición que ocupaban las termas (o restaurante). Más adelante, en 2006, el retroceso de la línea de costa deja este edificio bajo el agua y la intervención antrópica ha modificado el entorno de manera que la explanada para coches ha sido eliminada y su función está cubierta por un aparcamiento ubicado a poca distancia de la antigua localización del topónimo (30), cada vez más hacia el interior de la restinga.

A partir del rectángulo de comprobación se ha calculado el área de costa retrocedida entre el año 1877 y 2018 en este sector, dando un resultado de 56.854,79 m². A partir de las líneas de costa de cada año, podemos cuantificar la cantidad perdida entre períodos e identificar períodos de mayor o menor tasa de pérdida. En este sector se identifican dos períodos de alto retroceso costero: 1877 y 1929-44 (24.737,82 m²) y el de los años 1956-57 y 2006 (20.275,98 m²). En total, este polígono ha perdido el 56,08 % de su superficie desde 1877 hasta el momento actual.

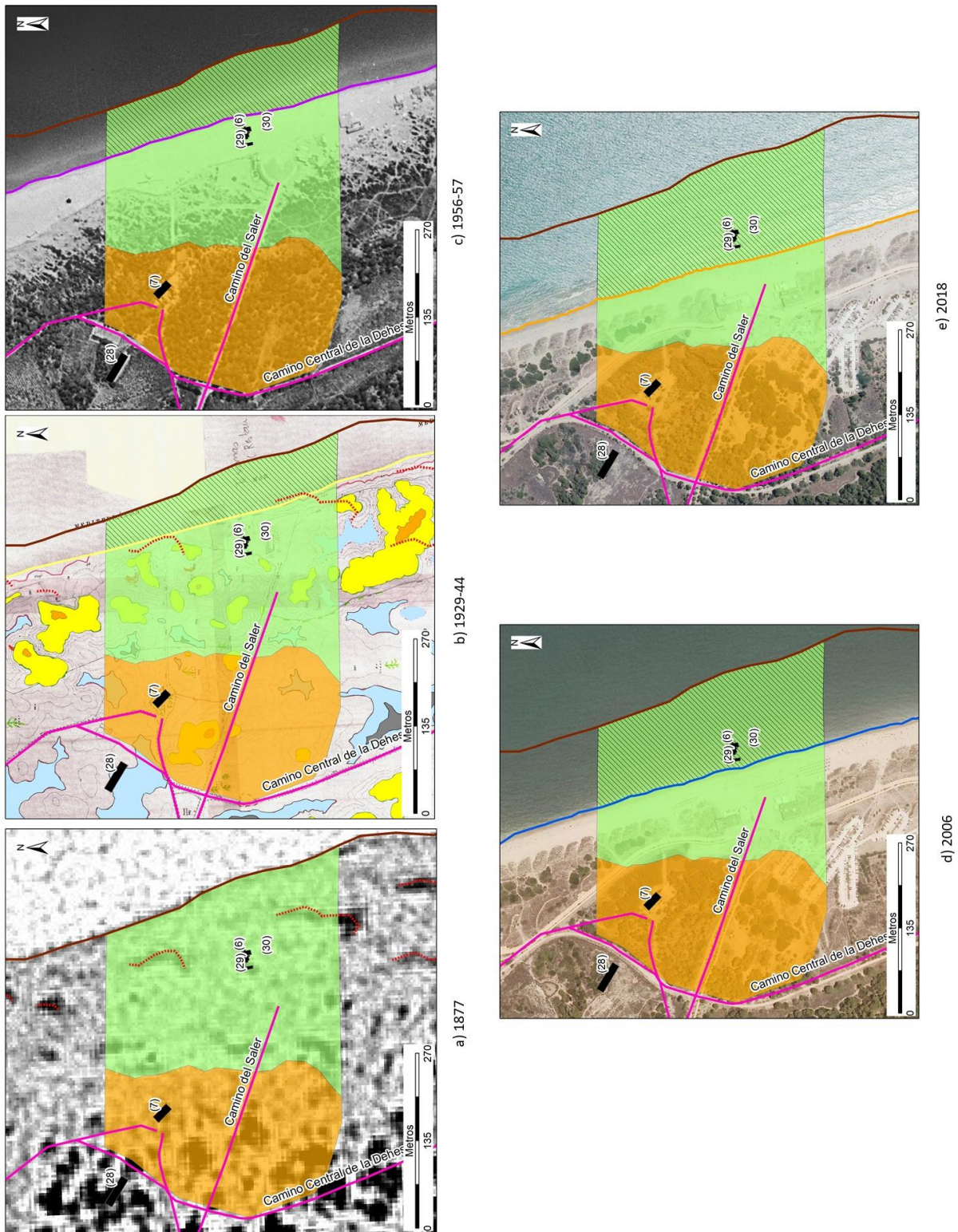


Figura 34. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 4 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

4.5.3. Observaciones finales

El análisis de la cartografía histórica (Carta Náutica de 1877), planos antiguos (Plano Topográfico de 1929-44), fotografías aéreas (vuelo americano de 1956-57, serie B, IGN) y las ortofotografías actuales ofrece información sobre los cambios que ha experimentado la restinga de la Albufera de València a escala secular (poco más de 140 años).

En los sectores estudiados, se han identificado dos periodos en que las pérdidas de superficie son extraordinariamente muy superiores a las de otros periodos. Estos son (1877 y 1929-44), que comprende más de 90 años y (1956-57 y 2006), que tiene una duración de aproximadamente 50 años. La larga duración de estos periodos en comparación con los dos periodos restantes (entre 27 y 12 años) puede ser la explicación a estas diferencias tan llamativas en los resultados obtenidos de pérdidas por periodo. No obstante, lo más seguro es que la línea de costa de la Carta Náutica no sea fiable, aunque sí lo sean el resto de elementos que se cartografiaron. Por otro lado, hemos de contar con las posibles restauraciones y regeneraciones en las playas que enmascaran los resultados. Además del retroceso de la costa, conviene señalar que las fotografías aéreas del vuelo interministerial revelan que las dunas de la PEH fueron completamente arrasadas en la década de los años 70.

El fin de la PEH supondría un cambio en las condiciones climáticas, esta vez con menos periodos de alta magnitud y frecuencia de inundaciones que, junto con la intervención antrópica del litoral mediterráneo, disminuiría de manera considerable los aportes sedimentarios que alimentaban esta restinga. El contexto climático actual está caracterizado por el Calentamiento Global y el consecuente ascenso del nivel del mar que pone en peligro la pervivencia de estos ambientes. Nuestros datos registran dicho retroceso de la línea de costa y con ello la desaparición de infraestructuras del siglo XIX-XX bajo el agua.

CAPÍTULO V:

LA RESTINGA DEL RÍO XÚQUER AL SUR DE CULLERA



CAPÍTULO V: LA RESTINGA DEL RÍO XÚQUER AL SUR DE CULLERA

5.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO

Al igual que otros sistemas mediterráneos de costa baja aluvial, este sistema de barrera se formó durante los últimos milenios del Holoceno (*Late Holocene*). Un antiguo delta interior del Xúquer (*Allargats*, 4050 BP, 4010 ± 60 BP años calibrados) se extendía hacia el sur del cauce actual del río en una posición más continental. A partir de este delta se inició una rápida progración de la barrera arenosa siguiendo la dirección de la deriva N-S al sur de la población de Cullera (Ruiz, 2002; Ruiz y Carmona, 2005) (figura 3).

El desarrollo y la progresión de la restinga hacia el sur aisló del mar un estrecho sistema de laguna que se transformó paulatinamente en un ambiente palustre y/ o de marjal. En tiempos históricos recientes este ambiente se coloniza con el cultivo del arroz. Este humedal queda bien definido geomorfológicamente por su topografía deprimida entre los diques de la cresta aluvial del río Xúquer cercanos a Cullera, la restinga arenosa litoral y el reborde coluvial de los relieves montañosos de la sierra de Corbera. Desde el punto de vista hidrológico se trata de una zona de almacenamiento de flujos de inundación, con niveles freáticos muy someros, y afloramiento de manantiales o *ullals* por donde descargan acuíferos cársticos de los relieves adyacentes. En la restinga se identifican otras desembocaduras y/o de desagües naturales. En época Moderna se citan el río de Corbera y L'Estany de Corbera (o de Cullera). Dicho estanque se conserva por la surgencia de aguas cársticas, que lo mantienen con profundidades de hasta 8 m. Más al sur se dispone la desembocadura del riu Xeraco.

Existe muy poca información acerca de la evolución del sector de la barrera meridional del Xúquer a escala holocena. Como único dato existe un registro de sondeo (XE02) que muestra la estratigrafía y evolución morfológica de este sector del litoral desde el Pleistoceno (García-Blázquez et al., 2008). En este mismo sondeo se analiza el paleoambiente a través del estudio de los foraminíferos (Usera et al., 2017). Su información nos servirá para contextualizar la evolución holocena y los procesos geomorfológicos más recientes de época histórica objeto de nuestra investigación.

Se trata de un sondeo realizado en el entorno de la desembocadura del riu Xeraco (según se indica en la publicación) pero cuya posición exacta proporcionada en coordenadas geográficas resulta errónea. El sondeo, de 60 m de potencia, abarca una cronología de 71.000 años (con varias dataciones con 14C; 50 m han sido representados en la figura 35a). El Holoceno se registra en los 15 m del techo (10.500 ± 121 cal BP) (figura 35b).

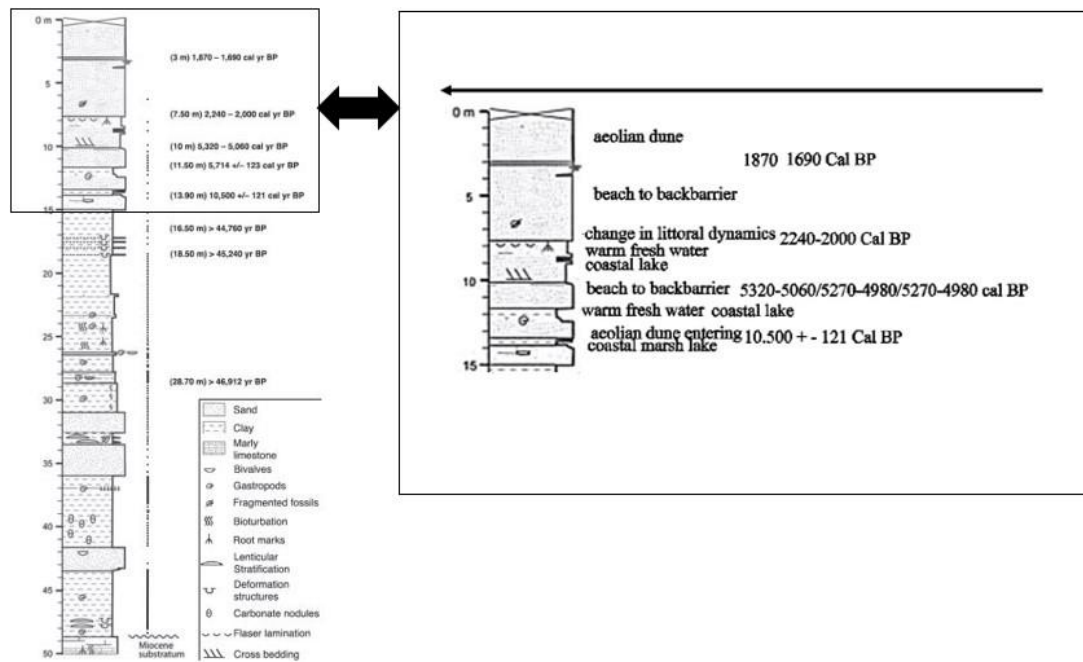


Figura 35. Sondeo XE02 completo de García-Blázquez (2008) (izquierda, figura a) y detalle del segmento utilizado para la descripción de la evolución holocena del entorno de Xeraco (derecha, figura b).

De la información del estudio de los foraminíferos destacamos lo siguiente: en primer lugar, hace 10.500 ± 121 cal BP (entre 15 y 13,5 m de profundidad) existía una laguna costera (salobre) sobre la que progresivamente se instaura una barrera. Posteriormente, entre $10.500 (\pm 121)$ cal BP y $5.714 (\pm 123)$ cal BP la barrera avanza y deja tras de sí un lago costero de agua dulce. A partir del $5.714 (\pm 123)$ cal BP tiene lugar la aparición de barreras recesivas y ambientes de playa. Los metros entre las profundidades de 10 a 12 m, de marcada influencia marina, representan el máximo transgresivo del Holoceno en el que la línea de costa podría llegar al pie de los relieves adyacentes (Sierra del Mondúver). Ruiz y Carmona (2005) identificaron también este nivel de playa datado en el máximo nivel marino holoceno (alrededor de $6.980 - 6.780$ cal. yr BP) entre Xeresa y Bairén, lo que sitúa la línea de costa del máximo nivel marino adosada al pie del relieve montañoso, a unos 2.200 m de la línea de costa actual.

Entre los años 2.240 y 2.000 cal BP tiene lugar un cambio en la dinámica litoral. La barrera avanza hacia el mar, quedando registrado un lago costero de agua dulce. El nivel relativo del mar se empieza a estabilizar, siguiendo las pautas generales de la transgresión marina holocena. Esta situación crea las condiciones necesarias para que los aportes sedimentarios de origen fluvial construyeran finalmente la barrera emergida (Usera et al., 2017). Sobre esta barrera, a partir de 1.690 cal BP extraordinarios aportes de sedimentos forman las dunas (*aeolian dune*) presentes en la actualidad (a techo del sondeo).

5.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS

Nuestro objetivo en este apartado se centra en analizar las formas y los procesos de este sistema de restinga al sur de la desembocadura del Xúquer en época histórica, durante la PEH y su posterior desestabilización al final de dicho periodo climático. Así, se presentará la información siguiendo el siguiente esquema:

- 1) Análisis de la información que nos aporta la documentación y la cartografía histórica disponible de la Edad Medieval y Moderna.
- 2) Análisis de los datos morfológicos básicos con la información de datos MDT LIDAR y la ortofoto de 1956-57. En dicha ortofoto, se aprecia que la barrera ya está cultivada, pero su relieve no está totalmente modificado. Por otro lado, con el fin de ajustar la cronología de su formación, se incluirá la ubicación de elementos patrimoniales como son las torres vigía. Con el objeto de analizar su topografía y presentar una aproximación a la estratigrafía, se realizan varios perfiles transversales.
- 3) Los resultados se pondrán en el contexto de los procesos de la PEH.
- 4) Finalmente, se realizará un análisis de la desestabilización reciente del sistema.

5.3. RESULTADOS

5.3.1. La información de la cartografía histórica

El tramo de restinga comprendido entre el sur del Cabo de Cullera y el Barranc de Beniopa (al norte de Gandia) ha sido representado durante el siglo XVIII mediante planos parciales demostrativos y vistas con escasa precisión cartográfica.

El documento cartográfico más antiguo del que partimos es un plano de 1729 que acompaña un pleito por la construcción de una nueva acequia (sin autorización) en la Fuente de Favara (actual acequia de la Raya). Es el *Mapa de los Términos del Real Monasterio de Nuestra Señora de Valldigna, y de la Villa de Cullera en la parte que son linderos, según su Real mojonación* (figura 36).

En el plano aparece la Torre de Cullera (o Torre del Marenyet, construida durante el reinado de Felipe II en el año 1577) y la Torre de Valldigna (o de Alfandech, de 1575). Se representan en el plano el Camino Real de Cullera a Gandia (nº 1), Camino de Taverna a Masalari, Alcudiola y Favareta (nº 2). La demarcación que se representa es la divisoria entre dos términos municipales (Término de Cullera y Término de Tavernes de la Valldigna) a partir de un sistema de amojonamiento. De los mojones dibujados, se ha identificado el Molló de Santa María (nº 9 en el plano de 1729, que es descrito como “mojón cuarto nombrado de na moreta”) construido a principios del siglo XIV y conservado en la actualidad como BIC (Bien de Interés Cultural). Este mojón fue construido por orden del rey Jaime II de Aragón.

Entre ambas torres se localiza L'Estany Gran (o de Cullera). Aunque no aparece representado en este plano sí se cita en el texto, indicando que las aguas de la Acequia Real entran en L'Estany de Cullera: *Cuyas aguas, en esta posición, se pierden al presente, y no aprovechan para el*

término de dicho lugar de Favara (sic) (ARV, Expediente nº 211, Escribanías de Cámara, año 1729, f. 42).

El “Plan demostrativo que contiene las tres direcciones del Camino que va de la Ciudad de Valencia à la de Denia” (1750-75) (figura 37) es una representación planimétrica de gran tamaño (100 × 37 cm) que abarca el espacio comprendido entre ambas poblaciones. El elemento geomorfológico de interés para nuestro estudio es, principalmente, la barrera (o restinga) que se extiende desde el sur de la desembocadura del río Xúquer hasta el Barranc de Beniopa. También se representan la Albufera de València y su restinga correspondiente (donde se aprecia la flecha del Palmar).

Al sur del Cabo de Cullera, la desembocadura del río Xúquer en este plano (entre los años 1750-1775) se representaba muy próxima a la Torre de Cullera (17) (también denominada Torre del Marenyet o de la Gola del Riu) y se dibujaba considerablemente más ancha que las otras desembocaduras que atraviesan la barrera: L’Estany de Cullera (o Estany Gran) y el Riu Xeraco. Al sur del río Xúquer las tierras de marjal se representan cultivadas con un parcelario poco detallado. Su primera conexión con el mar (gola o desagüe) es a través de L’Estany de Cullera, que drena las aguas que vienen de Corbera, Llaurí y Favara. Más hacia el sur, el ambiente de marjal viene definido por una simbología de ambiente palustre que se extiende hasta las proximidades del Barranc de Beniopa, entre la Sierra del Mondúver y la barrera litoral. En este sector, sobre la restinga y frente a la laguna se identifica la “Deesa” de Gandia (32), comprendida entre las desembocaduras del Barranc de Beniopa y el Xeraco (31). En el entorno de la Torre de Xeraco (29), la gola del riu (“denominado arroyo”) de Xeraco drena el área palustre.

Por su mayor precisión, cabe citar el “Plano que expresa el terreno que trata el expediente y demás cosas notables” (1784) de Joseph Álvarez Jordán (figura 38). En 1784, la laguna o marjal identificada en la cartografía de 1750-1775 (figura 37) se ha dividido en parcelas que, tras la concesión de permisos, se solicita sean convertidas en tierras dedicadas al cultivo del arroz. Esto también se observa en el “Plano del término municipal de Xeraco y sus límites con los términos vecinos de Tavernes de la Valldigna y Xeresa, con indicación de los mojones y otros detalles topográficos” (ARV, Escribanías de Cámara, año 1798, Exp. 9, f. 688.) del arquitecto Manuel Blasco en el año 1798 (figura 39). En este plano se distingue entre “terreno enlagueado” (39) y “Terreno que aunque enlagueado se cultiva por arrozales” (40). Se localizan los mojones que dividen el término municipal de Xeraco, actualmente desaparecidos. Las líneas (divisorias) que se extienden hasta llegar al mar son aproximadas (números 1 y 28 en el plano), ya que los mojones que limitan el término se sitúan lejos de la línea de costa: “Mojón de la Coma” (2) y “Mojón del Camino de la Dehesa” (27).

Este último mojón (Mojón del Camino de la Dehesa) se localiza por detrás de la mencionada Dehesa de Gandia. Torres Faus (1996) señala que todavía a finales del siglo XVIII había municipios sin una delimitación clara de su término, lo que desencadenó una serie de disputas locales que quedaron registradas en litigios actualmente conservados en archivos municipales. Uno de ellos fue Xeraco, cuyo término municipal había generado conflictos con municipios vecinos, especialmente Xeresa. Tal y como expresa Torres Faus (1996, p. 1305) sobre el término de Xeraco en el año 1882: *Segons el comissionat la delimitació no arribava a la mar, ja que la Devesa pertanyia al terme de Gandia.*

Cavanilles (1795-97) (figura 40) también señala la presencia de esta dehesa y los humedales contiguos:

“Muda de aspecto y disminuye en anchura aquel terreno á medida que nos acercamos á Xaráco y Xerés: queda el mar oculto por el bosque de pinos ó dehesa de Gandia, y los marjales occidentales se componen de tierra casi negra por los despojos que allí dexan los vegetales.” (sic) (Cavanilles, 1795-97, Libro Segundo, pág. 211).

La lámina (de Cavanilles) elaborada por López Enguñados de una vista del litoral desde la cumbre del Mondúver muestra una dehesa con extensión similar a la del plano de 1784. Reproduce el litoral desde el cabo de Cullera hasta la villa de Oliva. Vemos una costa surcada por las desembocaduras citadas anteriormente. Las torres vigías (identificadas con la letra “i”) se localizan próximas a la desembocadura de estos cursos de agua y sobre arena de playa a escasa distancia de la línea de costa.

El “Croquis geográfico topográfico del río Júcar desde Antella hasta la villa de Cullera” (1811) (figura 41) aporta una visión general de la Ribera Baja del Xúquer. La información geomorfológica más relevante que podemos extraer es sobre L’Estany de Cullera. Esta masa de agua, mezcla de agua dulce y salobre, desagua el Marjal del Sur hacia el Mediterráneo y constituye el tramo costero del actualmente desaparecido y denominado “barranco o río de Corbera”, muy difícil de identificar mediante fotointerpretación y el MDT con definición de 1 m. En 1811 el río Corbera discurría desde un afloramiento kárstico próximo a la Sierra de Corbera hasta su desembocadura en el mar, a través de L’Estany de Cullera (figura 42). El tramo final de su recorrido ya aparece representado en la cartografía de 1750-1775 (figura 37). El topónimo con que se identifican los puentes que lo cruzan (19) hace referencia a la procedencia de sus aguas en este plano: “Dos puentes para las aguas que vienen de Corvera, Llaurí y Favara”, coincidiendo con el recorrido representado en el croquis de 1811 (figura 41).

Este trazado coincide con múltiples descripciones históricas sobre las trayectorias de flujos desbordados del Xúquer que rompen en su margen derecha a la altura de Polinyá y discurren hacia el mar a través de las zonas de marjal y áreas cultivadas de Corbera, Llaurí y Favara sin llegar a inundar estas poblaciones.

Una información importante acerca del río de Corbera y el riu de Xeraco la aporta Escolano (1610) Capítulo XXVIII, pp. 209-210.

“En aquel breue intervuallo, que media entre el mar y Xeraco, se vee un estanque de quien sale un Rio de agua tan negra, y espantosa que parece pez liquida; y como corrida la naturaleza de hauerle formado, a pocos trechos le hunde en el mar. De la Torre de Xeraco, se camina otra legua a la [Torre] de Corbera, que por otro nombre se llama de la vall, o valle de Alfandech, [...] El nombre de Corbera le viene por un Rio, también negro, que baxa del campo de la villa de Corbera, a cuya boca y embocadero el mar fundaron la Torre.”

A partir del siglo XIX, las representaciones de este tramo de litoral tienen mayor precisión cartográfica. El “Plano de la desembocadura del Júcar tras la avenida de 1864” (Gómez-Ortega et al., 1866) (figura 43) describe los cambios que ha experimentado la desembocadura del río

Xúquer como consecuencia de la avenida de 1864. Se observan dos desembocaduras: una nueva (al norte) y la original (al sur). La antigua desembocadura (original) se localiza al sur de la Torre del Río (Torre del Marenyet) y, de acuerdo con la “línea de menos fondo” representada, su profundidad es de 0,40 m tanto en el mar como en la zona de difluencia entre ambas. La nueva desembocadura se localiza al norte de la Torre del Río y conecta con el mar a través de dos golas. Entre ellas existen restos de la barrera previa a la rotura del malecón configurando una “isla” de altura desconocida. La *gola* más septentrional en 1866 tiene una profundidad de 0,60 m y su orilla izquierda describe claramente una forma de flecha que sigue la dirección de la deriva litoral. La *gola* meridional tiene mayor profundidad (1,00 m).

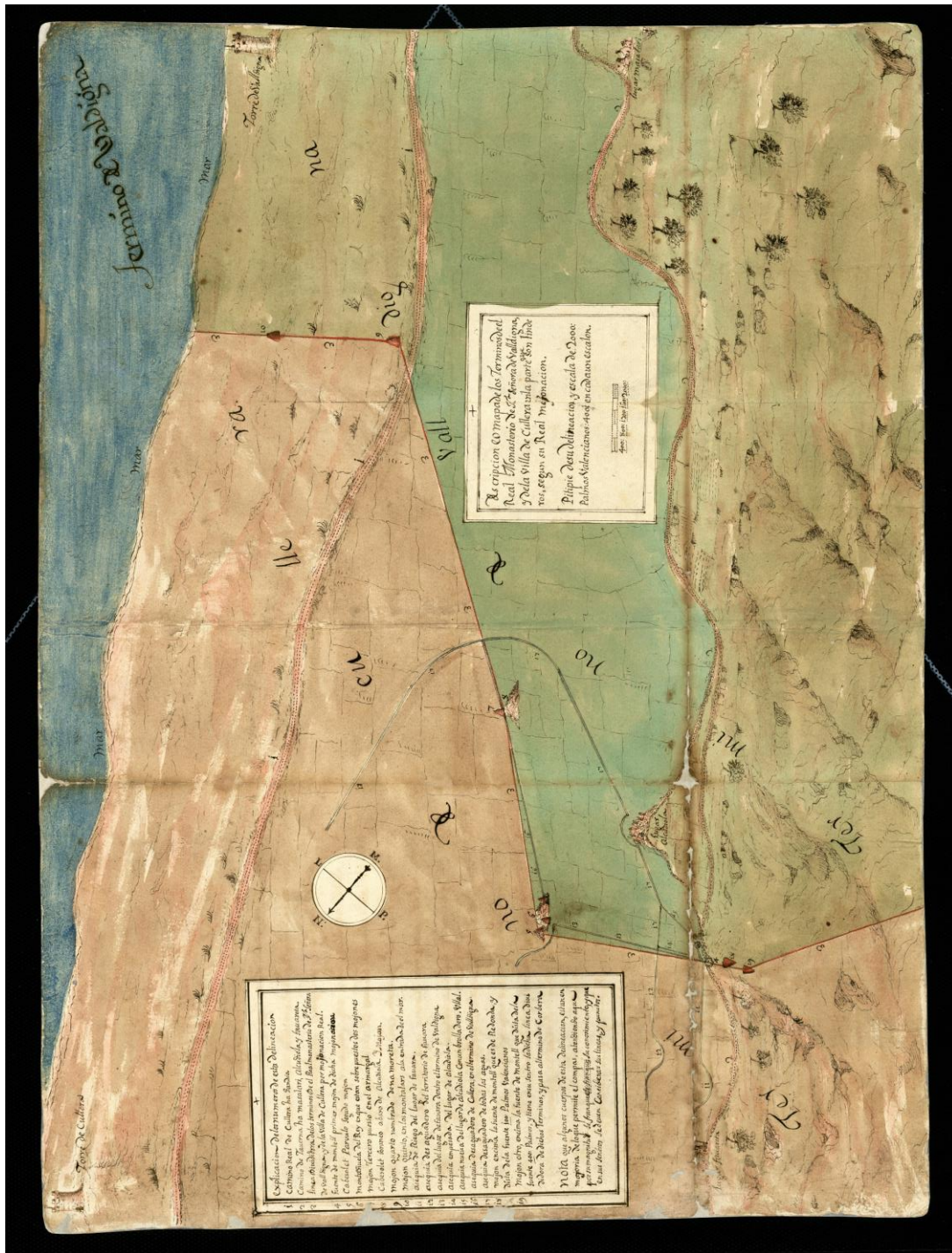


Figura 36. Plano de los términos del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna y de la Villa de Cullera. (ARV, Expediente nº 211, f. 38. Escribanías de Cámara, año 1729).



Figura 37. "Plan demonstrativo que contiene las tres direcciones del Camino que va de la ciudad de Valencia à la de Denia". Entre 1750 y 1775. Ardl. S.G.E. AG. T2fc3/119. 100 X 37 cm. 1:73.500. Planimétrico en color con orografía.

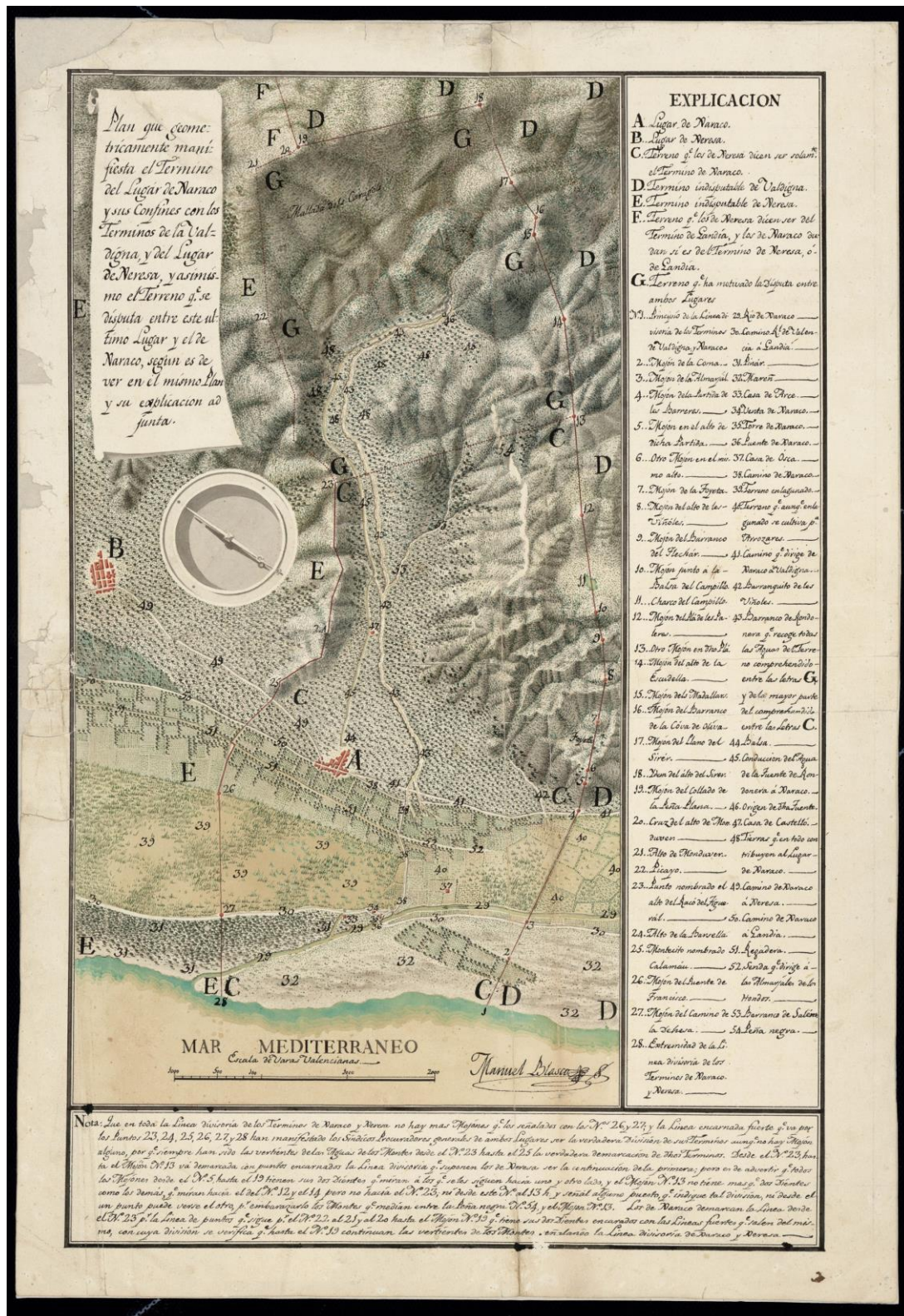


Figura 39. “Plano del término municipal de Xeraco y sus límites con los términos vecinos de Tavernes de la Valligna y Xeresa, con indicación de los mojones y otros detalles topográficos” (ARV, Escribanías de Cámara, año 1798, Exp. 9, f. 688.).

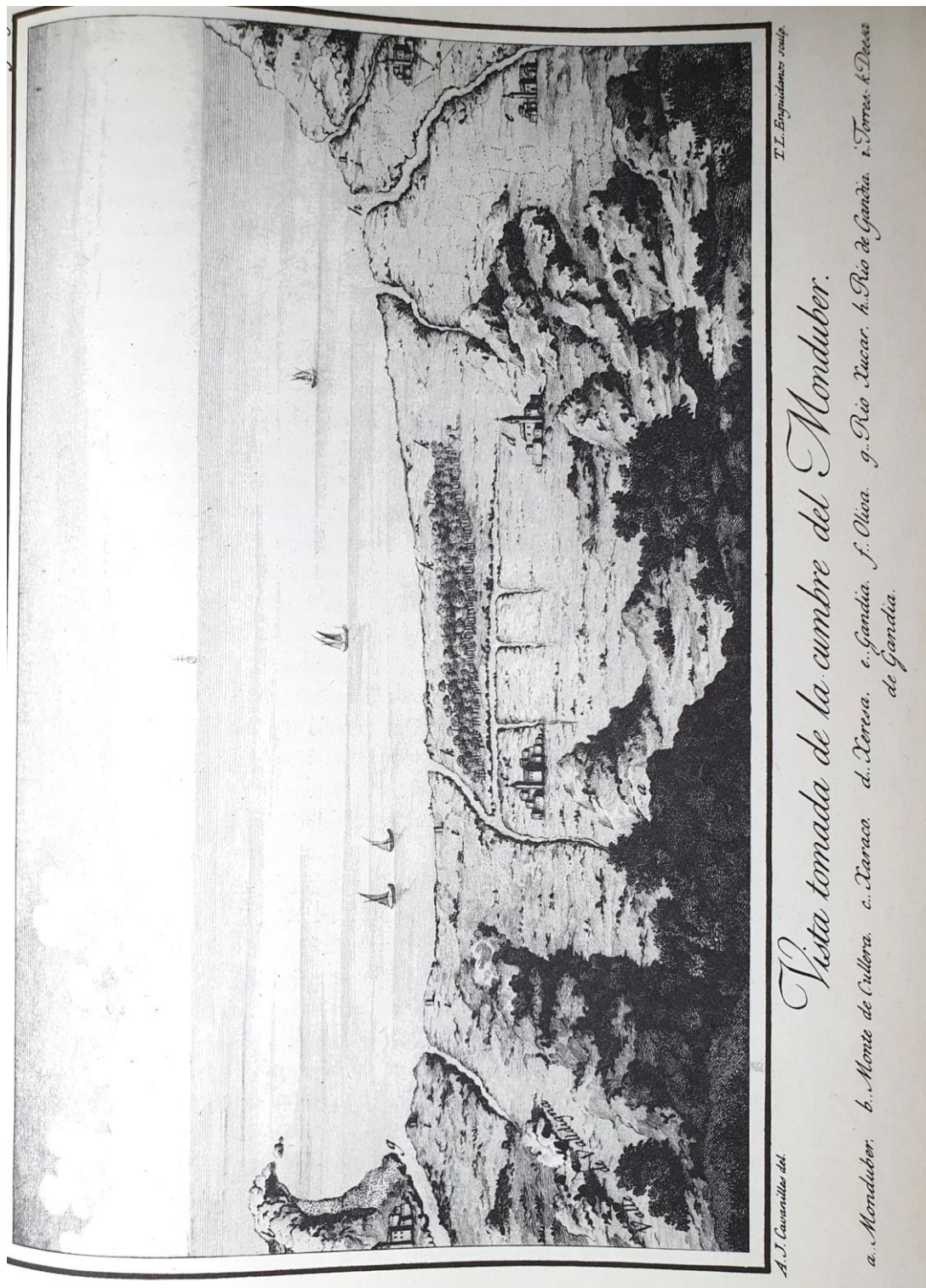


Figura 40. "Vista tomada de la cumbre del Monduber" de López Enguñados (Cavanilles, 1795-97, Libro segundo, pág. 219).

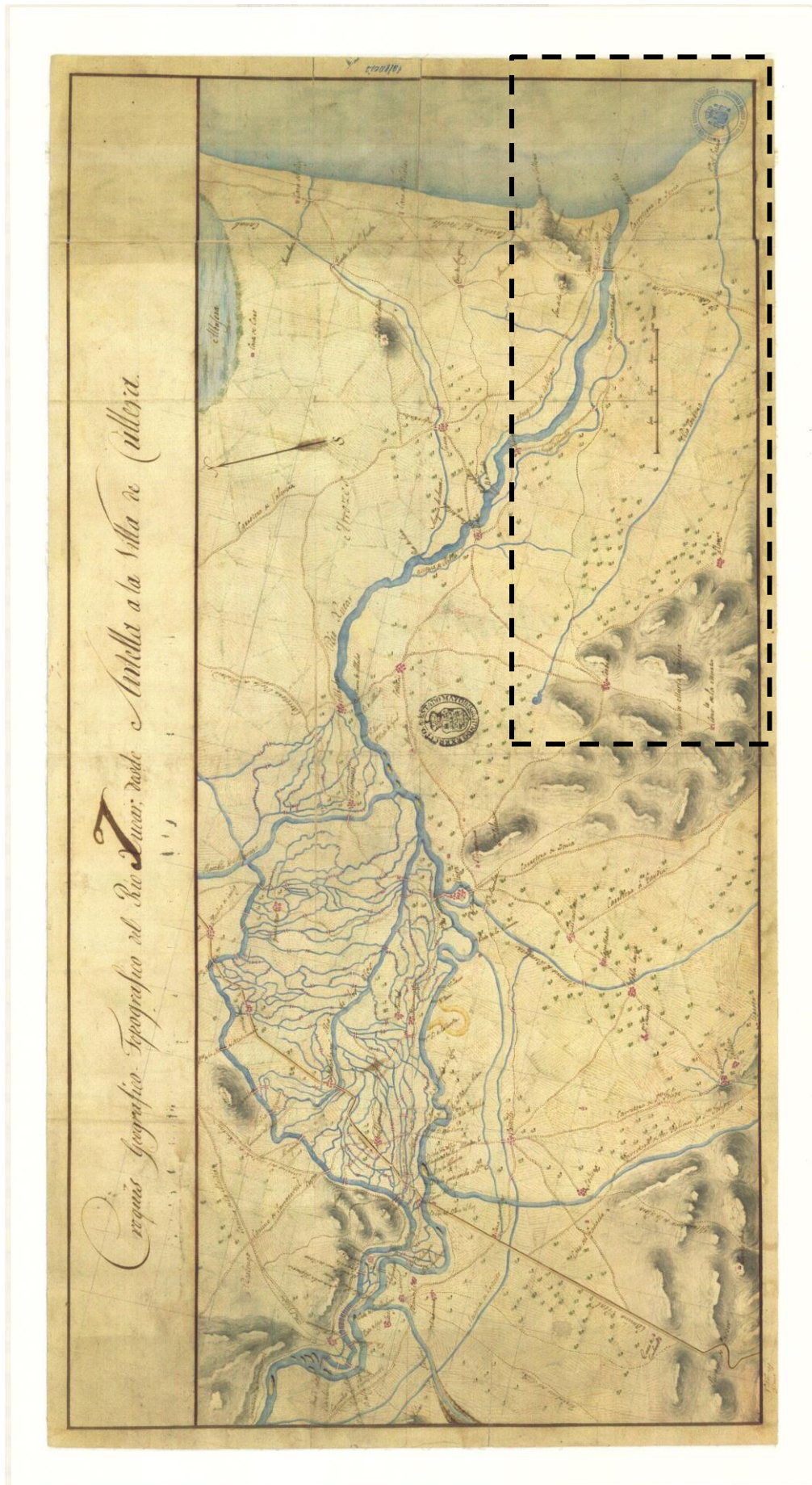


Figura 41. Croquis geográfico topográfico del Río Júcar desde Antella a la villa de Cullera, fet per I. «Estado mayor del 2... Exercito» devers 1811. SGE 126. Localizado con un rectángulo de color negro y borde discontinuo el recorrido del río Corbera, que nació de un afloramiento kárstico a la altura de la villa del mismo nombre y desembocaba en el mar por el actual L'Estany de Cullera.

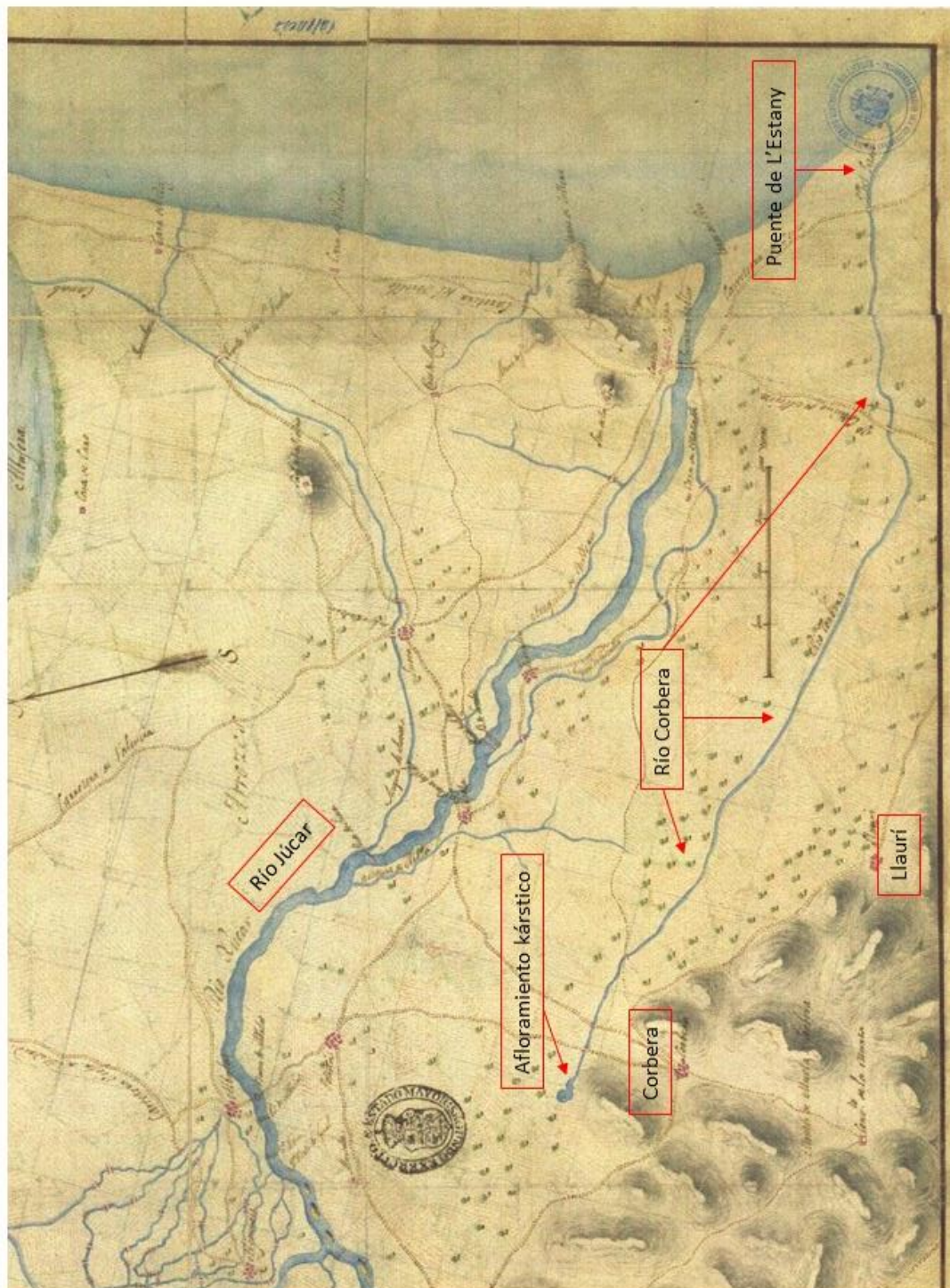


Figura 42. Detalle del “Croquis geográfico topográfico del Río Júcar desde Antella a la villa de Cullera” de 1811, en el que se observa el recorrido completo del Río Corbera.

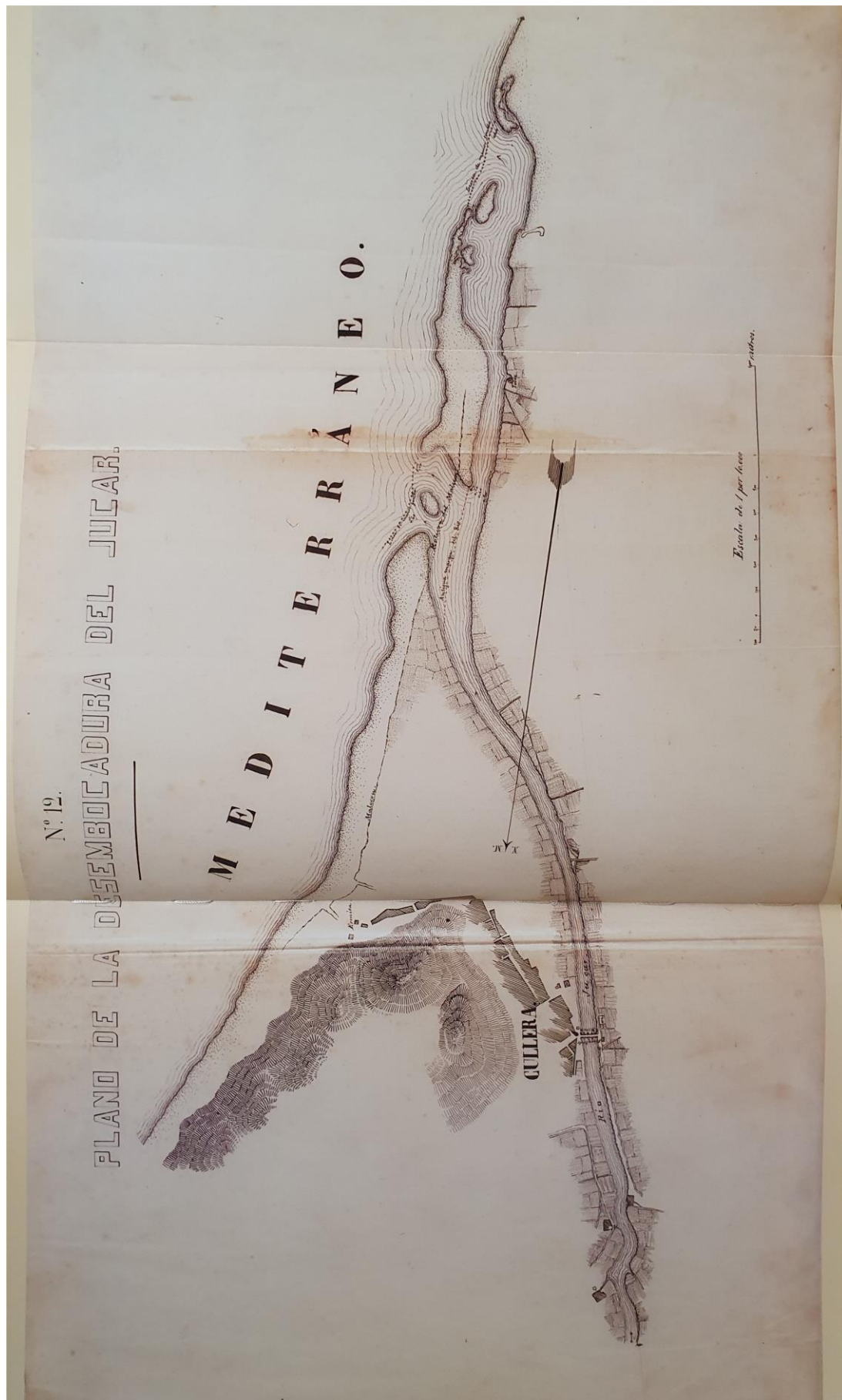


Figura 43. "Plano de la desembocadura del Júcar" (Gómez-Ortega et al., 1866). Escala 1:10.000

5.3.2. Análisis de la Carta Náutica (1877)

Como se ha indicado en apartados previos, las cartas náuticas representan de manera precisa la costa y las batimetrías de los fondos marinos próximos. Generalmente, la presencia de elementos georreferenciables permite realizar análisis geomorfológicos del litoral. Sin embargo, la Carta Náutica de Cullera bajo el nombre “Plano de la Rada de Cullera” levantado en 1877 (figura 44) por Rafael Pardo Figueroa y editada por la Dirección de Hidrografía de Madrid en 1879 (1879, CNIG) no ilustra ni la mitad de nuestra área de estudio, con lo que no sería representativa ni suficiente para llevar a cabo un análisis como en el apartado anterior (restinga de la Albufera de València).

La información geomorfológica que podemos extraer de esta Carta Náutica viene referida a la nueva desembocadura del Xúquer, ubicada al norte de la Torre del Río (o del Marenyet). El margen izquierdo del río describe una flecha arenosa más desarrollada que la de 1866 y se identifica la isla que separa ambas “golas”, todavía perceptible en 1877. En cuanto a la barrera, destaca una elevación arenosa casi continua y paralela a la costa que separa los cultivos de la playa. Se trata del malecón construido para evitar la entrada del agua marina durante temporales costeros. En su parte continental, tras el malecón, se distingue una superficie de extensión similar al recorrido del último tramo de la antigua desembocadura, ya colmatada y todavía sin cultivar.

Para completar la información que aporta esta Carta Náutica nos interesa el *Estudio de las inundaciones del Júcar de 1864* (Gómez-Ortega et al., 1866) del que se extrae el plano de la figura 43. De acuerdo con lo que se observa al georreferenciar el plano de 1866 sobre la ortofoto de 1956 (figura 45), la extraordinaria avenida de 1864 provocó una brecha o rotura del antiguo cauce en línea recta hacia el mar, dejando inactivo el canal que discurría paralelo a la costa varios metros hacia el sur por la influencia de la corriente longitudinal o deriva (N-S) dando origen a la desembocadura actual. Se trata de una avenida de carácter extraordinario que vehiculó un volumen suficiente de agua a través de su cauce principal capaz de causar dos puntos de rotura en el malecón y la propia barrera (aun habiendo evacuado parte de sus flujos desbordados hacia la Albufera de València (hacia el norte) o hacia el mar a través de los humedales costeros denominados “Marjal Sur” (hacia el sur). Esto supuso el cambio definitivo de la posición de su desembocadura abriendo un nuevo cauce a unos 1.400 m de la desembocadura antigua:

“El tramo del río inmediato á la desembocadura, teniendo una inclinación hacia el S.S.E. á causa de las corrientes y vientos litorales, se rectificó casi en la dirección con que corre de Cullera en adelante, variando, por consiguiente, la desembocadura en una distancia de 1.400 m de la anterior” (sic) (Gómez-Ortega et al., 1866, p. 126).

Evidencias de este proceso quedan reflejadas en la Carta Náutica de Cullera de 1877, donde todavía se pueden apreciar dos golas que surcaban la barrera hasta el mar y la isla arenosa que se formó entre la doble rotura. La flecha que se empieza a formar en el margen izquierdo de la nueva desembocadura sigue una orientación sur (figura 46). Esta cuestión fue evaluada por Gómez-Ortega et al. (1866) quienes observaron cómo la dirección de las corrientes no sólo cegaba la desembocadura antigua, sino también la gola norte de la nueva desembocadura. Su colmatación imposibilitaba la navegación por esta gola (norte) mientras que en su origen

(avenida de 1864) ambas golas eran navegables. Gómez-Ortega et al. (1866) recomendaron cegar el último tramo del cauce y desembocadura antiguos (no navegables) y acondicionar la gola de la nueva desembocadura para acortar distancias entre Cullera y el mar para cubrir sus intereses comerciales y de cabotaje. La nueva apertura o brecha pasó a ser la desembocadura actual situándose a una distancia de aproximadamente 915 m (917,78 m) de la Torre del Marenyet (o de la Gola del Río, año 1577). Esta torre actualmente dista de la línea de costa unos 150 m (153,38 m).

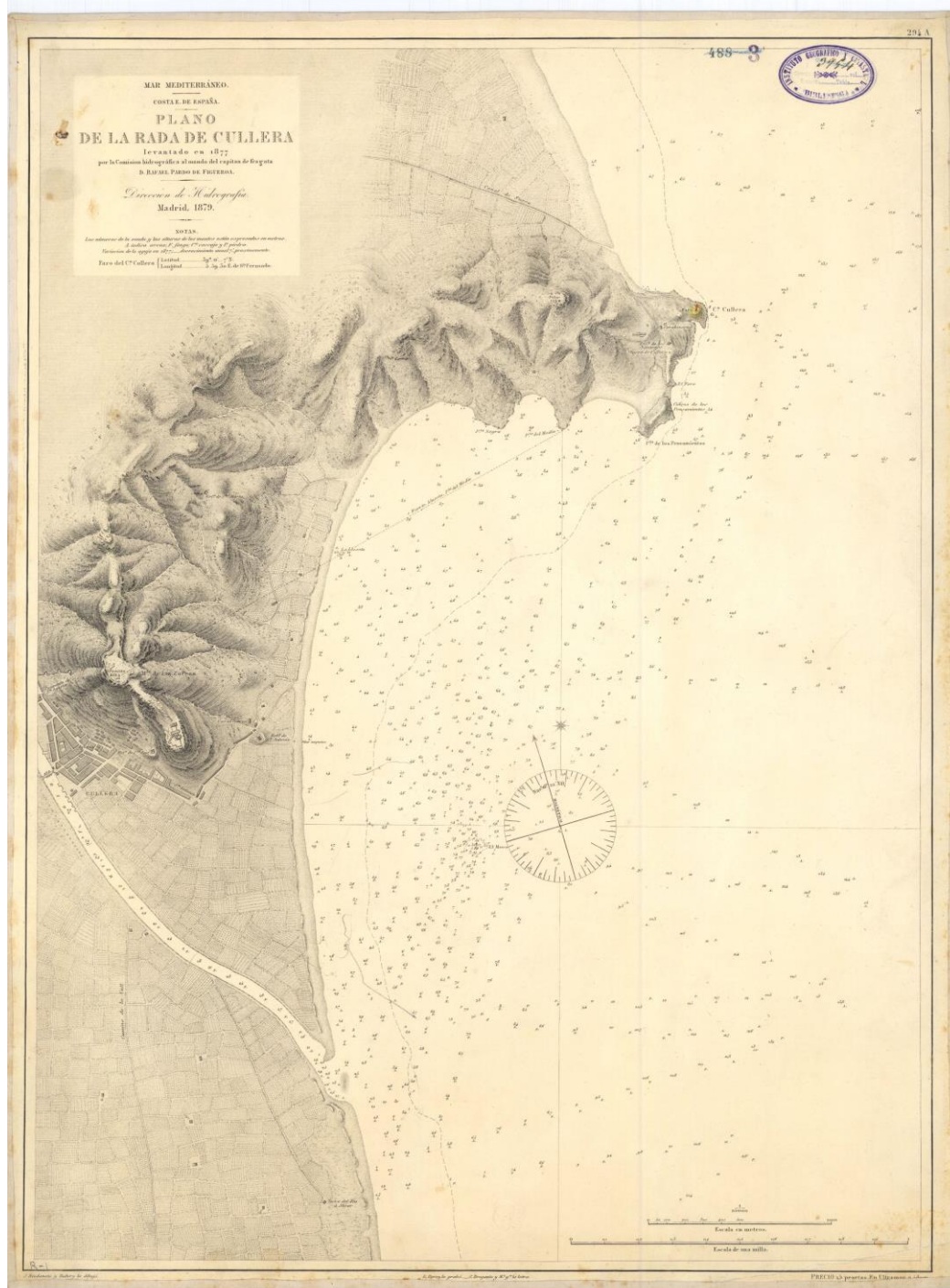


Figura 44. Carta Náutica de Cullera. Plano de la rada de Cullera. H. 294A [Material cartográfico]. Levantado en 1877 por la Comisión hidrográfica al mando del capitán de fragata D. Rafael Pardo de Figueroa. Madrid. Escala 1:10.000



Figura 45. Plano de 1866 (Gómez-Ortega et al., 1866) georreferenciado sobre fotografía aérea del vuelo americano de 1956-57 (ICV). En azul, se ilustra el recorrido del Júcar en el año 1956. En naranja, los paleocauces identificados tanto en la cresta aluvial (meandros abandonados) como el antiguo cauce y antigua desembocadura del Júcar anterior a la avenida de 1864.

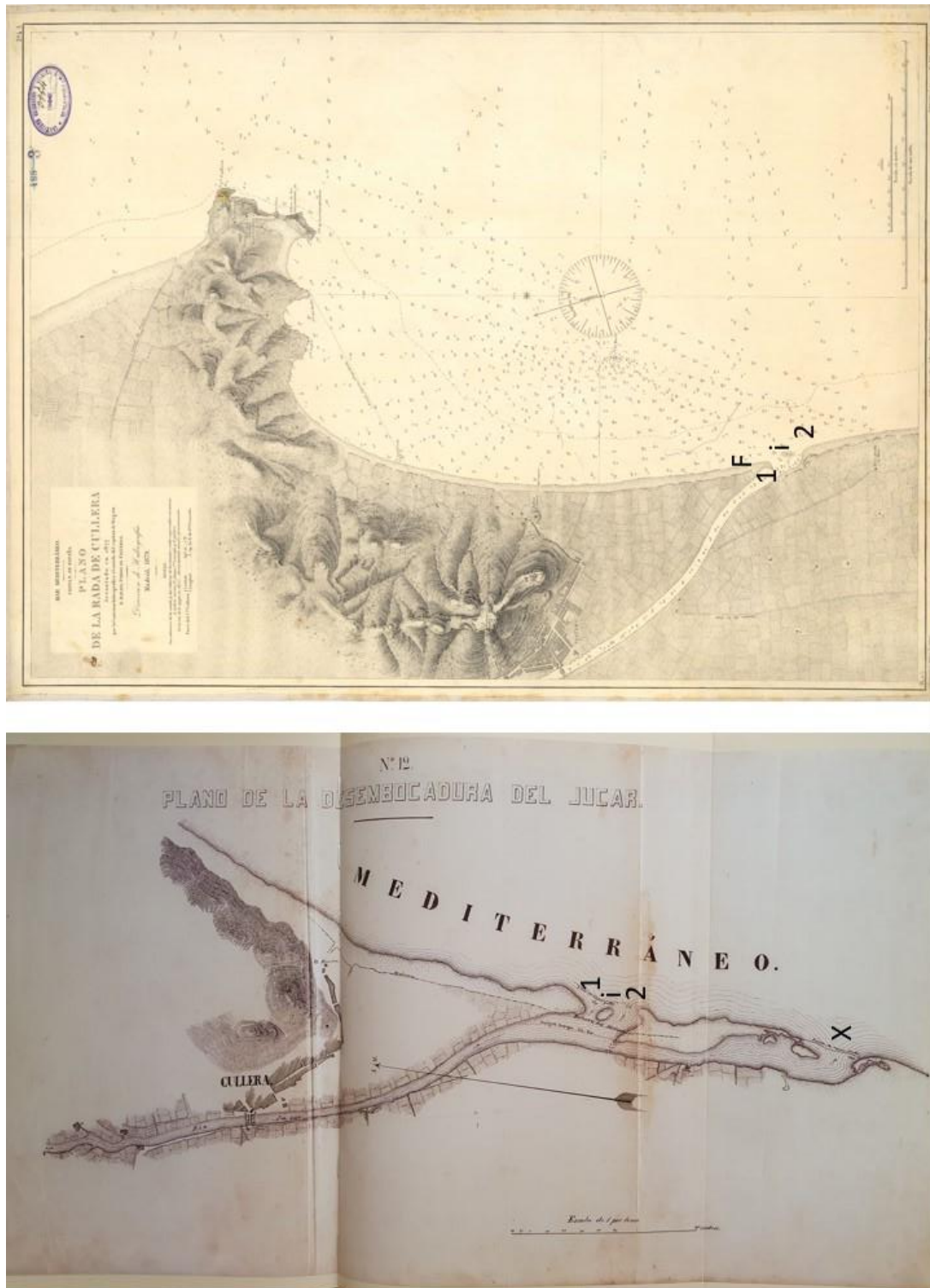
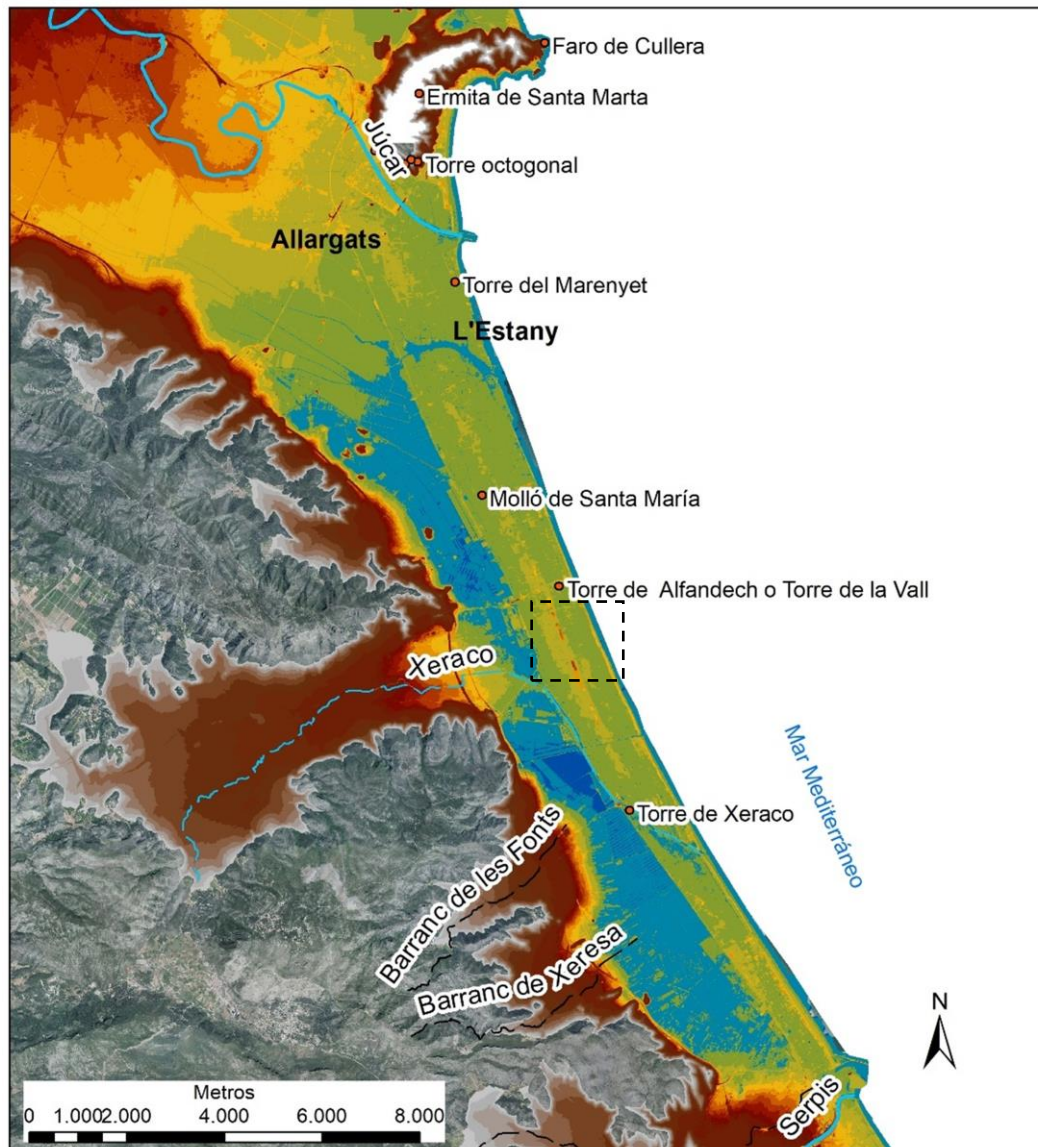


Figura 46. Comparación entre la desembocadura del Júcar inmediatamente después de la avenida de 1864 (inferior) y su estado en 1879 (superior) a partir de la Carta Náutica (CNIG). En ambos planos, se ha señalado con el número 1 la gola más septentrional formada en 1864 y la gola sur, que constituye la desembocadura actual con el número 2. En el plano (inferior) "Plano de la desembocadura del Júcar" (Gómez-Ortega et al., 1866) también se ha indicado la desembocadura antigua, con la letra "X". En el plano (superior) "Carta Náutica" se ha señalado con una "F" la flecha que poco a poco va cerrando la gola norte siguiendo la deriva litoral N-S.

5.3.3. La ortofoto de 1957 y el MDT LIDAR

5.3.3.1. La información geomorfológica

Se ha elaborado un Modelo Digital del Terreno (MDT) con una equidistancia de curvas de nivel de 1 metro que se ha representado en mapa de coropletas (figura 47) a partir de una base de datos LIDAR que abarca toda la barrera meridional del río Xúquer al sur de Cullera.



Leyenda

MDT LIDAR (m)

0	6 - 7	40 - 50
0 - 1	7 - 8	50 - 60
1 - 2	8 - 9	60 - 70
2 - 3	9 - 10	70 - 80
3 - 4	10 - 20	80 - 90
4 - 5	20 - 30	90 - 100
5 - 6	30 - 40	

● Torres

Cauces

— Barranco
 - - - Rambla
 — Río

Figura 47. Modelo Digital del Terreno (MDT) elaborado a partir de datos LIDAR. (ICV). El cuadro con borde discontinuo negro al sur de la Torre de Alfandech es una referencia para localizar la figura 48.

Tal y como observamos en la figura 47, la barrera se extiende aproximadamente 19 km (18.633 m) desde la desembocadura del río Xúquer hasta el barranc de Beniopa con una orientación NW-SE. Ocupa una superficie de poco más de 25 km² (25,4 km² medida realizada a partir de ortofoto de 1956-57). Al sur de la desembocadura del Xúquer, la anchura media ronda los 1.500 m hasta el entorno de L'Estany de Cullera donde puede superar los 1.800 m. Conforme nos desplazamos hacia el sur, se observa un estrechamiento (aproximadamente del 44%) que deja una anchura media de 1.000 m en el entorno de la desembocadura del riu Xeraco. Este estrechamiento prosigue hasta el final de nuestra área de estudio (Barranc de Beniopa), donde la anchura media es de aproximadamente 700 m.

El MDT nos facilita la diferenciación de tres ambientes (desde el interior hasta la costa) siguiendo la secuencia: humedal – barrera – mar Mediterráneo. En el humedal (o marjal) el cultivo predominante en época histórica es el arroz. Los materiales que constituyen este ambiente palustre son limos orgánicos, limos pardos oscuros, limos grises de albufera y turba (Goy et al., 1982, IGME). Las tierras de marjal cerradas a la influencia marina por esta barrera se identifican en el rango altimétrico comprendido entre 0 y 1 msnm.

Frente al marjal se dispone la restinga (o barrera) comentada anteriormente (con una altitud media de 2 msnm y mayor amplitud o extensión en la parte septentrional que la meridional). Los materiales que la conforman son de tres tipos (según Goy et al., 1982, IGME). En la zona de contacto entre el marjal y la barrera hay un ambiente de transición en el que alternan materiales de tipo aluvial, arenas y limos. En contacto con el ambiente de transición, y en el sector central de la barrera, se identifica un largo y ancho cordón de textura arenosa y de trazado longitudinal con una altitud media de 3 msnm que puede alcanzar, puntualmente, valores máximos de 6 msnm (figura 48 a y b). Este cordón arenoso o dunar se extiende más de 12 km (12.450,32 m) siguiendo la orientación general de la restinga y cabe destacar que, según la topografía del MDT, está conectado con una cresta aluvial (2-3 msnm) (antiguo delta de *Allargats*) identificado por Ruiz (2002). Ambos (cresta aluvial y cordón dunar) mantienen cotas entre 2 y 3 msnm. La anchura de este cordón central va perdiendo entidad de forma generalizada, tal y como evidencian los bordes geométricos resultantes de la nivelación del terreno y delimitación de parcelas para explotación agraria.

Este prominente cordón central está cartografiado parcialmente en el mapa geológico y descrito como “dunas subfósiles y arenas doradas” (Goy et al., 1982, IGME) y desaparece cerca de la desembocadura del riu Xeraco. En la fotografía aérea de 1956-57 (figura 48b) se aprecia perfectamente la disposición de este cordón en la alineación de varias parcelas de cultivo de morfología alargada, que mantienen la orientación que muestra el MDT.

El espacio comprendido entre el cordón central y la línea costa tiene una altitud media de 1,5 msnm y está conformado por arenas y dunas actuales (Goy et al., 1982, IGME). Cerca de la playa, entre la desembocadura del río Xúquer y al norte del entorno de la acequia denominada “el Canal”, se identifica un cordón litoral que alcanza 3 msnm. En otro sector comprendido entre el sur de esta acequia (el Canal) y la desembocadura del riu Xeraco, la altitud media de este cordón costero supera los 3 msnm (alrededor de 3,5 msnm), e incluso destacan tramos extensos que registran un valor medio de 4,40 msnm (puntualmente se alcanzan 5,30 msnm). Por su parte, el cordón central también registra sus valores máximos: 6 msnm, en este sector (figura 48a).

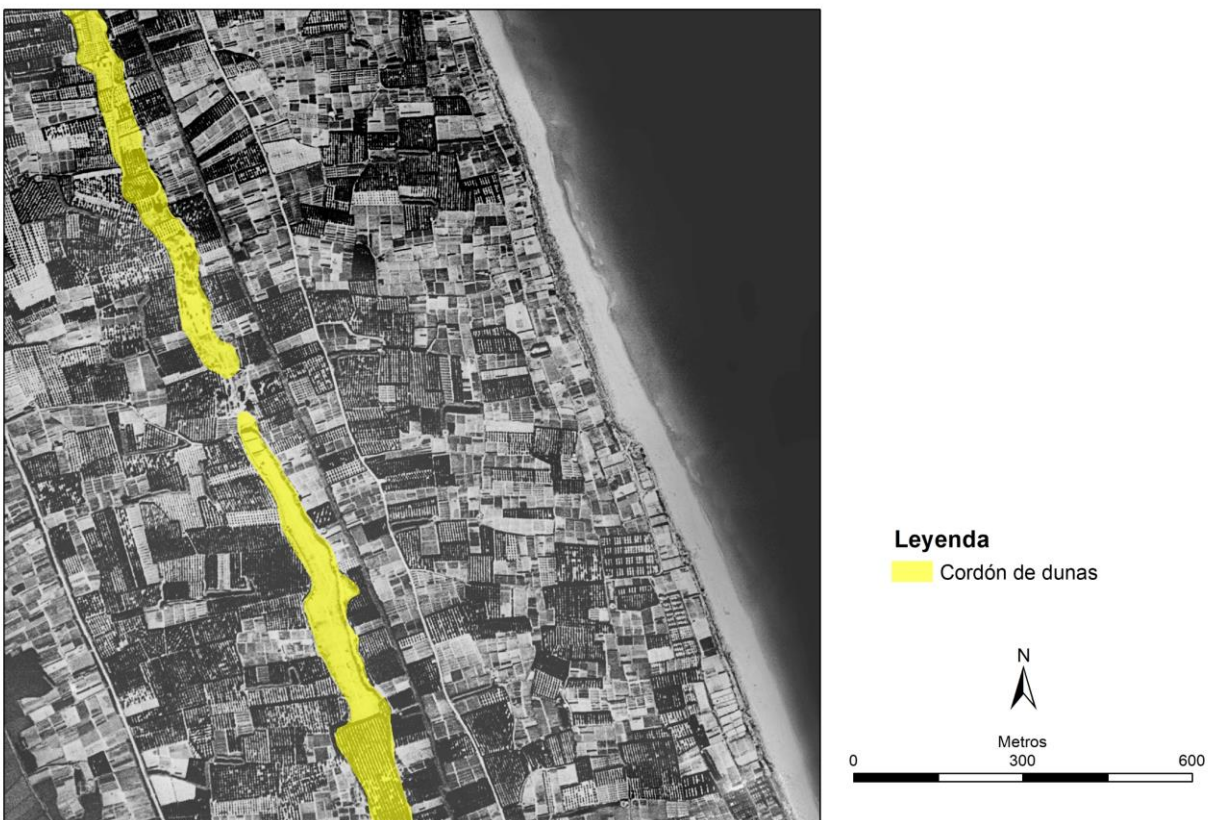
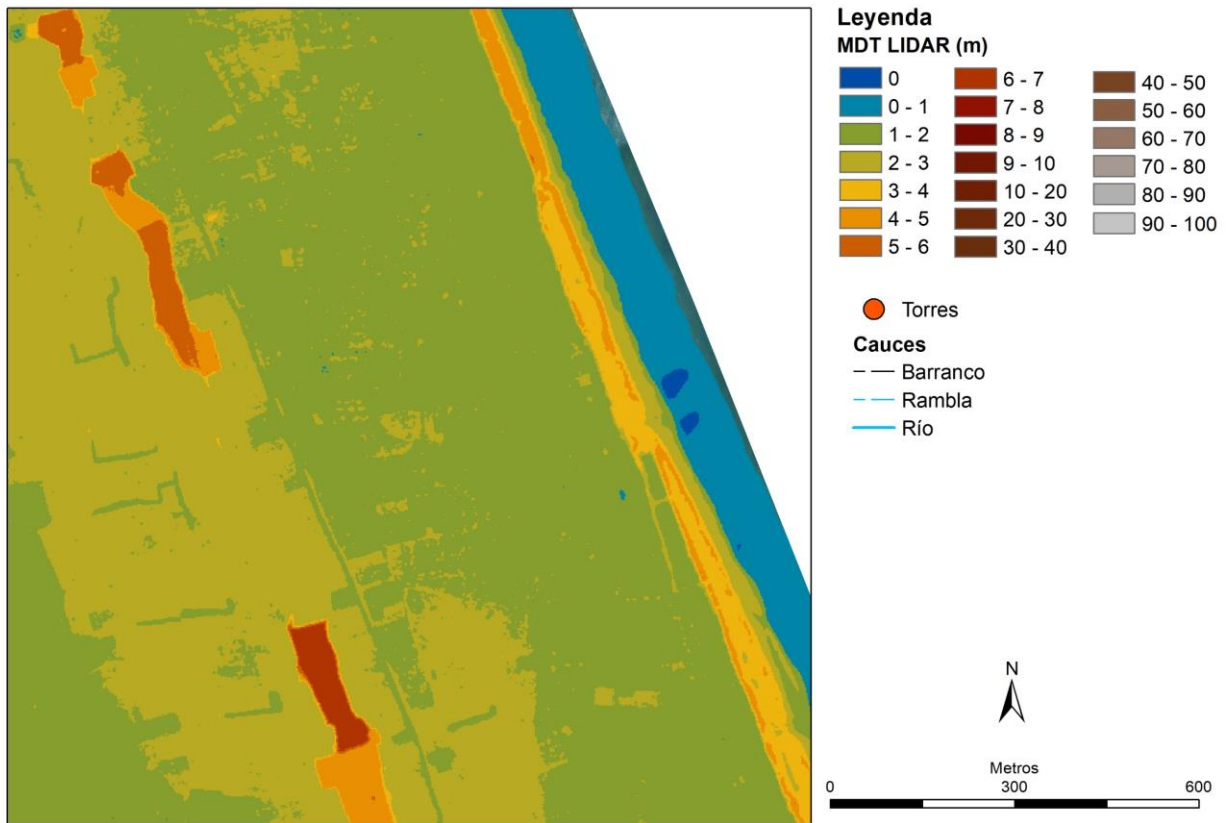


Figura 48. Detalle de uno de los conjuntos de dunas interiores que alcanzan los 6 m de altitud (figura superior, a). Localización del cordón central en la fotografía de 1956 (inferior, b). Este sector se localiza mediante un cuadro de borde discontinuo negro en la figura 47.

Al sur de la desembocadura del riu Xeraco, en la zona de playa, también se aprecia el elevado cordón costero (valores por encima de los 5 msnm, puntualmente) antes mencionado. Aquí tiene doble alineación separada por una depresión interdunar de 1,5 msnm (figura 51a). La anchura media del cordón interior (15 m) es considerablemente más estrecha que la del cordón exterior (33 m).

El tramo de la barrera comprendido entre la desembocadura del riu Xeraco y el barranc de Beniopa presenta varios ambientes morfológicos claramente identificables en la fotografía de 1945: series de antiguos cauces y flechas progradantes del riu Xeraco y un campo de dunas con orientación transversal a la barrera (figura 49b). Debido a que el MDT es de fecha muy posterior, estos ambientes están muy alterados y apenas se identifican (figura 49a). Del campo de dunas, sólo se conservan restos del cordón al sur de los antiguos cauces del riu Xeraco. En este sector presentan altitudes entre 2-3 msnm, que puede superar los 4 msnm puntualmente, y su orientación es la misma que las dunas identificadas en la fotografía de 1945 (transversales a la barrera). La cartografía histórica de este sector de la barrera muestra el desarrollo de una formación vegetal de bosque o dehesa que recibió el nombre de *Dehesa de Gandia*, actualmente desaparecida por la expansión urbanística. En la fotografía aérea del año 1945 (figura 50b) se aprecian dunas con disposición transversal a la barrera (debida a la dirección de los vientos del primer cuadrante o NE). Por lo que respecta a la desembocadura del riu Xeraco presenta una morfología de sucesivos pedúnculos o flechas progradantes (se contabilizan hasta 7) orientadas en el sentido de la deriva longitudinal N-S muy similares a la morfología de la antigua desembocadura del Xúquer (figura 50 y 51).

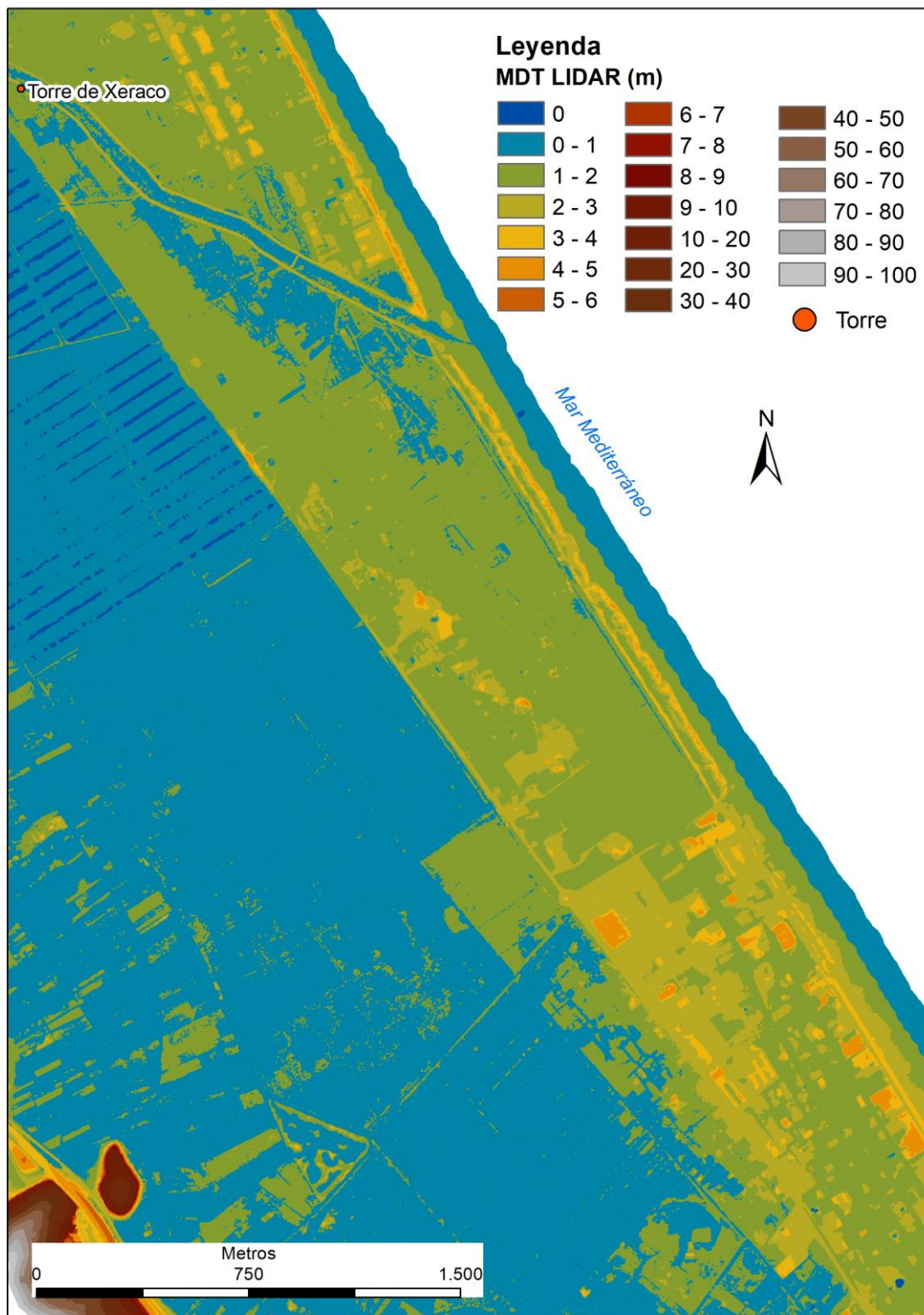


Figura 49a. MDT del ramo de la barrera comprendido entre la desembocadura del riu Xeraco y el norte del barranc de Beniopa.

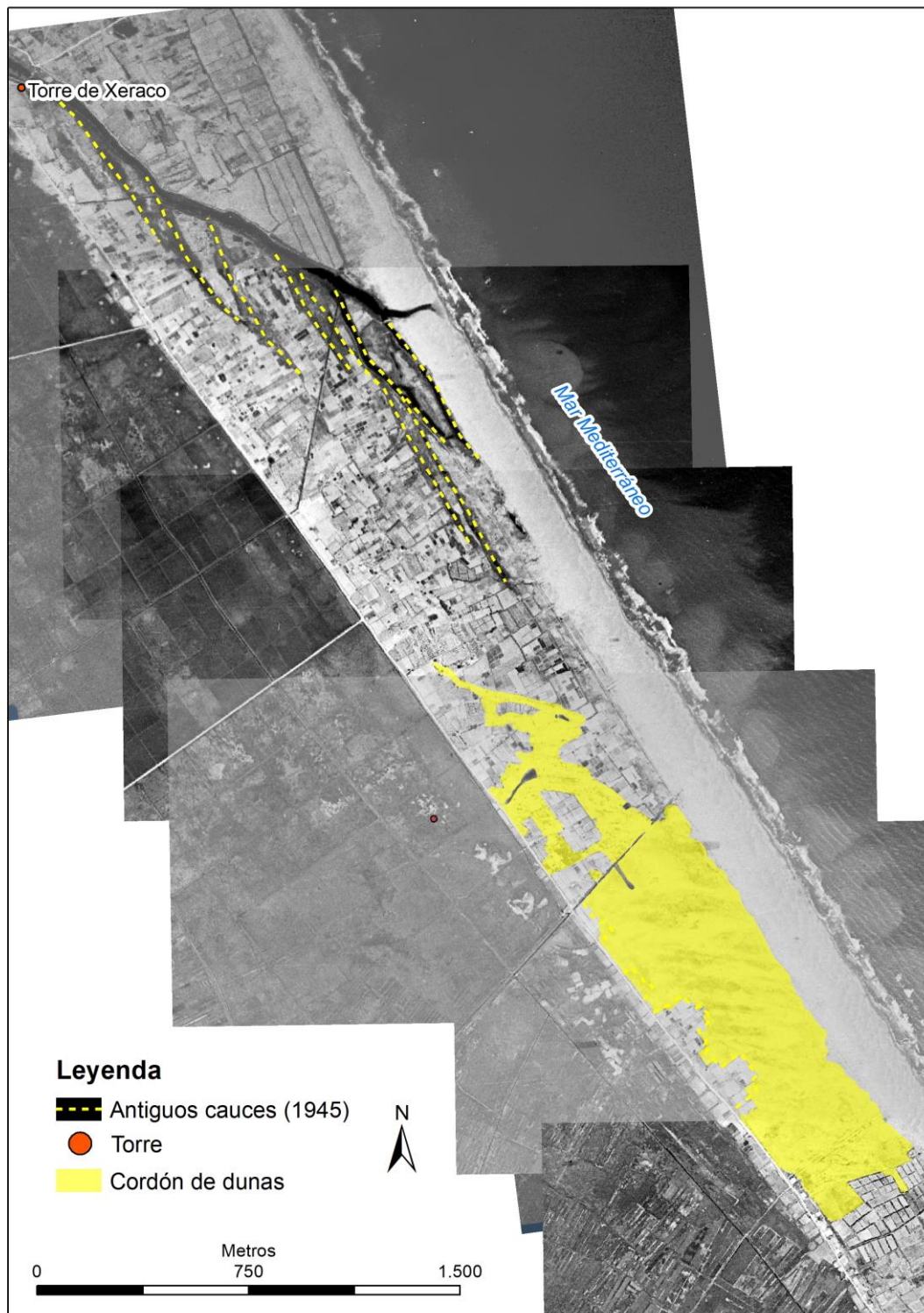


Figura 49b. Antiguos cauces del riu Xeraco y un campo de dunas con orientación transversal a la barrera. (Fotografía aérea del vuelo americano de 1945, serie A, CNIG). Tras las dunas, se observa un punto rojo. No se trata de una torre, sino del punto que aparece por defecto correspondiente al fotograma. Las torres siempre vienen acompañadas de su nombre, como puede verse en este caso Torre de Xeraco (en una de las orillas del riu).

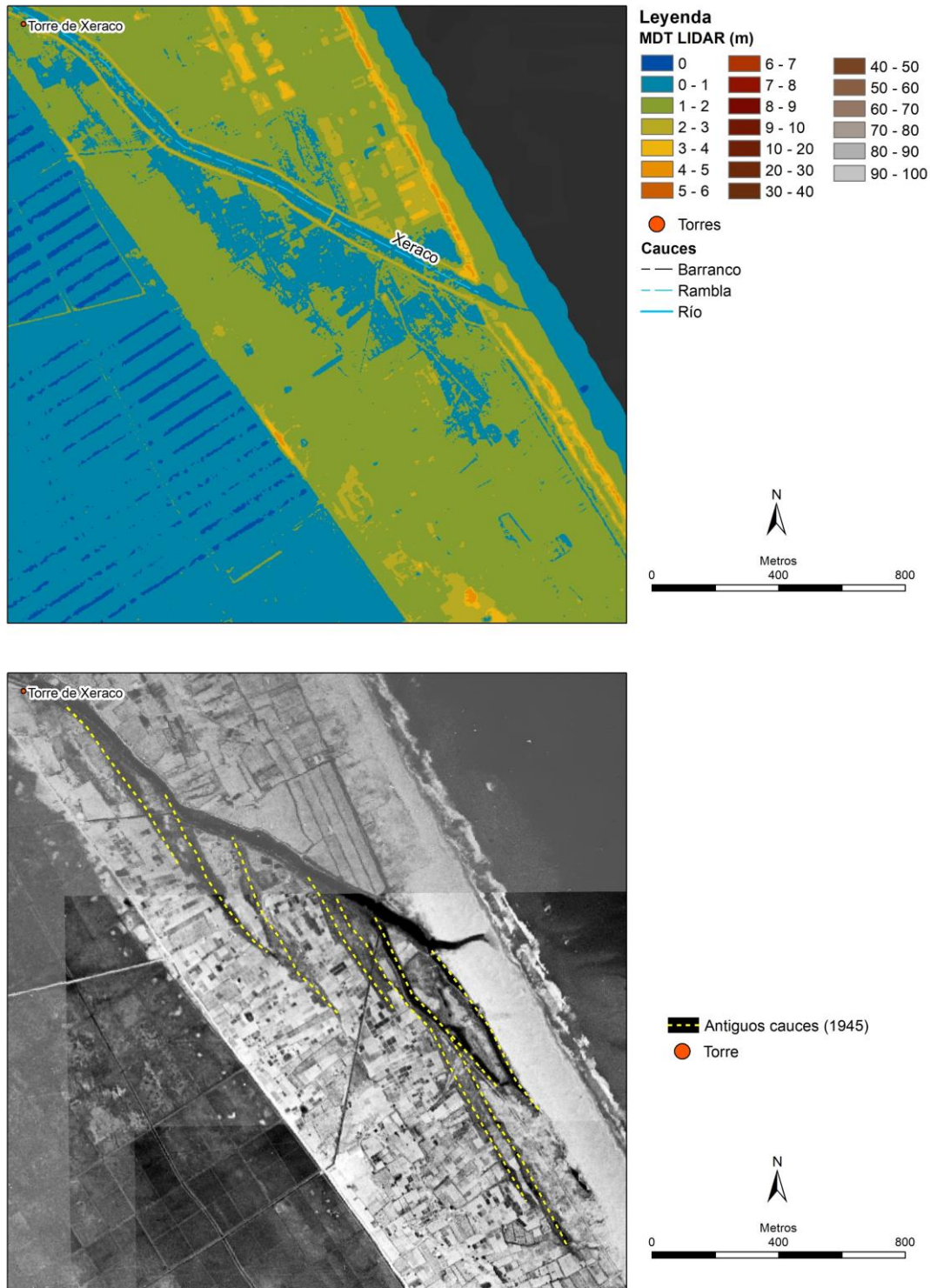


Figura 50. Detalle de la desembocadura del Xeraco. Se distingue la zona deprimida correspondiente a antiguos cauces (cota 0-1 msnm), cordón litoral con doble alineación de dunas (3-4 msnm) separada por una depresión interdunar (1,5 msnm) y un cordón al sur de los antiguos cauces, frente al marjal (máximo superior a 4,5 msnm) (figura superior, a). Localización de los antiguos cauces del Xeraco en la fotografía de 1945 (inferior, b).

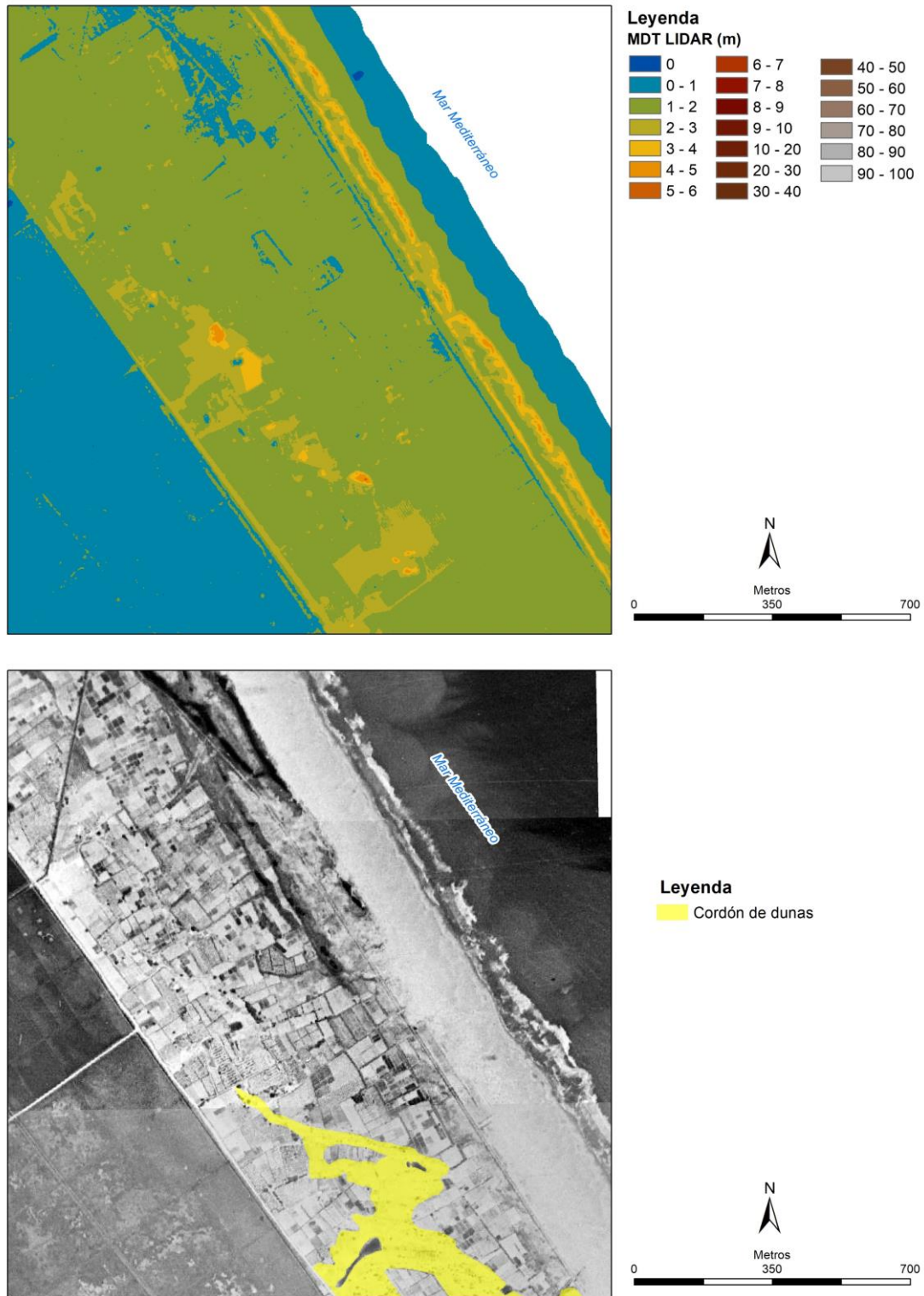


Figura 51. Detalle del único tramo del cordón de dunas (antigua Dehesa de Gandia) que se registra actualmente en el MDT (figura superior, a) y su localización sobre la fotografía aérea de 1945 (figura inferior, b). Se distingue la zona deprimida correspondiente a antiguos cauces (cota 0-1 msnm), el cordón litoral con doble alineación de dunas (3-4 msnm) separada por una depresión interdunar (1,5 msnm) y restos de un cordón al sur de los antiguos cauces, frente al marjal (máximo superior a 4,5 msnm) (figura superior, a).

5.3.3.2. Perfiles transversales a la barrera del Xúquer

Se han realizado perfiles transversales a la barrera en cinco zonas escogidas (figura 52). Todos ellos han sido trazados de manera que abarcan la secuencia de ambientes anteriormente descrita: humedal – barrera – mar Mediterráneo. El criterio seguido en el trazado de la línea de los perfiles consiste en que ésta discorra por elementos datados por referencias históricas tales como torres vigía o mojones de términos municipales. Esto permite establecer una cronología relativa aproximada de las sucesivas formaciones arenosas y también una aproximación a su estratigrafía. Estos elementos de referencia son las torres vigía (s. XVI) y el mojón de principios del siglo XIV (Molló de Santa María). También se ha realizado un perfil en la orilla meridional del riu Xeraco que muestra la topografía de las sucesivas desembocaduras. Un último perfil transversal se ha realizado en el lugar que, según la cartografía histórica, debió situarse la Dehesa de Gandia:

- Perfil de la Torre del Marenyet (o Gola del riu): construida en el año 1577.
- Perfil del Molló de Santa María: construido a principios del siglo XIV.
- Perfil de la Torre de Alfandech (o de la Vall): construida en el año 1575.
- Perfil de la Torre de Xeraco: construida en el año 1575.
- Perfil en el entorno de la antigua Dehesa de Gandia.

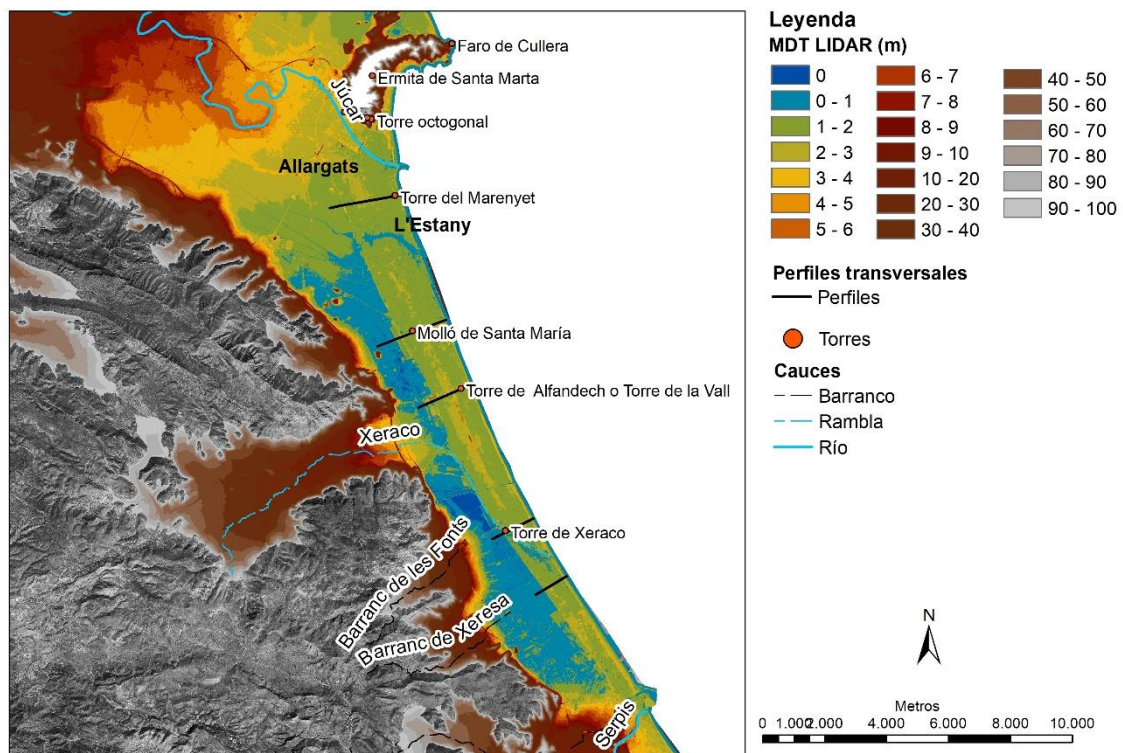


Figura 52. Localización de los cinco perfiles transversales a la barrera sobre MDT.

Se han descartado los valores altitudinales que corresponden a la intervención antrópica de este espacio, tales como acequias, carreteras y vías férreas. Ha de tenerse en cuenta que la simbología mediante la que se representan tanto las torres como el mojón medieval no hacen referencia a la altura correspondiente a cada uno de ellos. El símbolo refleja su ubicación exacta en la barrera (se utiliza la cartografía digital de precisión). Los tres primeros perfiles registran un cordón arenoso en el sector central de la barrera que se ha identificado como el “cordón central de dunas”. Este cordón se extiende de manera longitudinal hasta la desembocadura del riu Xeraco, donde desaparece.

Tomando como base la información del Mapa Geológico (Goy et al., 1982, IGME), la interpretación de las fotografías aéreas, los datos altitudinales y los elementos cronológicos (mojones de término municipal y torres vigía) hemos diferenciado diversas unidades estratigráficas en cada uno de los perfiles. Los contactos que se han trazado entre estas unidades y su anchura o extensión en superficie en el perfil son siempre supuestos.

Tabla 4. Datos de anchura media de la barrera (m) y cotas de marjales (msnm) de los cinco perfiles transversales a la barrera que se han trazado en este trabajo.

Nombre del perfil	Anchura media barrera (m)	Cotas del humedal (msnm)
Torre del Marenyet	1.800	[1,5 – 1]
Molló de Santa María	1.300	[1 – 0,5]
Torre de Alfandech	1.200	[0,5]
Torre de Xeraco	1.000	[< 0,5]
Antigua Dehesa de Gandia	900	[< 0,5]

- *Torre del Marenyet (siglo XVI)*

Este primer perfil se ha realizado al sur de la desembocadura del río Xúquer. Muestra el humedal (entre 0 y aproximadamente 300 m de longitud del perfil) a cotas entre 1 y 1,5 msnm (figura 53). Distinguimos 4 unidades que se identifican mediante los números 1 – 4.

La unidad 1 corresponde al sector de la barrera en contacto con el humedal. Está conformada por materiales de transición entre ambos ambientes (marjal-barrera) y ocupa una anchura aproximada de 400 m en superficie (300 a 700 m de longitud del perfil). El rango de cota que registra es superior a 1,5 msnm, pero inferior a 2 msnm. En esta unidad no encontramos elementos de referencia para establecer su cronología.

La unidad 2 se caracteriza como una vasta superficie arenosa con una anchura aproximada de 1 km (700 a 1.700 m de longitud del perfil). En la parte central de esta unidad se observa una pequeña cresta, bien evidente en el MDT por encima de 2 msnm, que está conectada con el delta interior de Allargats. No presenta elementos que nos puedan informar acerca de la cronología.

La barrera arenosa de la unidad 3 tiene una anchura aproximada de 400 m (1.700 a 2.100 m de longitud del perfil). Su altitud media ronda 1,5 msnm y sobre ella se localiza la Torre del Marenyet, construida en el año 1577 durante el reinado de Felipe II para vigilar la costa.

La unidad 4 corresponde a la zona de playa actual y es la de menor anchura (2.100 a 2.200 m de longitud en el perfil). Es un cordón litoral arenoso en su parte más exterior que registra cotas por encima de los 2 msnm.

El sector de la barrera sobre el que se localiza la Torre (unidad 3), así como las formaciones que se encuentran tras ella, debieron conformarse con anterioridad a su construcción (es decir, antes del siglo XVI). En cuanto a su posición con respecto al mar, esta torre se encuentra a 150 m de la línea de costa actual. El cordón litoral (unidad 4) de hasta 2 msnm que se localiza por delante de esta torre debió formarse después de su construcción (después del siglo XVI), ya que para cumplir su función defensiva y de vigilancia las torres debían localizarse próximas a la línea de costa y libres de elementos (arquitectónicos o naturales) que obstaculizasen la vista panorámica del mar.

- *Molló de Santa María (siglo XIV)*

El perfil se ha trazado al sur de L'Estany de Cullera. El humedal se mantiene a cotas entre 0,5 y 1 msnm (figura 54). En la barrera hemos identificado las mismas unidades que en el perfil anterior.

La unidad 1 se corresponde con la barrera compuesta por materiales de transición entre los dos ambientes (marjal-barrera) y tiene una anchura de aproximadamente 400 m (900 a 1.300 m de longitud del perfil). Sobre ella se sitúa el Molló de Santa María, que se localiza junto a la actual acequia de la Raya dividiendo los términos de Cullera y Tavernes de la Valldigna desde época medieval (principios del siglo XIV). Por lo tanto, este sector o unidad de la restinga (o barrera) se formó con antelación a dicho siglo.

La unidad 2 alcanza cotas entre 1,5 y 2,5 msnm y, en el sector central, aparece el cordón de dunas identificado en el perfil anterior. La anchura que asignamos a esta unidad es de alrededor de 500 m (1.300 a 1.750 m de longitud del perfil). No presenta elementos cronológicos.

La unidad 3, con una anchura estimada de alrededor de 480 m (1.800 a 2.280 m de longitud del perfil), presenta una altitud media en torno a 1,5 msnm y no tiene elementos cronológicos.

La unidad 4 corresponde a la zona costera. Tiene una anchura aproximada de 100 m hasta el mar (2.280 a 2.380 m de longitud del perfil). Está formada por dunas recientes y arenas de playa. Cabe destacar que el cordón litoral registra cotas de hasta 3,5 msnm. No presenta elementos cronológicos.

La aproximación cronológica que podemos obtener de este perfil es que el Molló de Santa María indica que la unidad 1 (sobre la que se construyó el mojón) ya debería estar configurada a principios del siglo XIV.

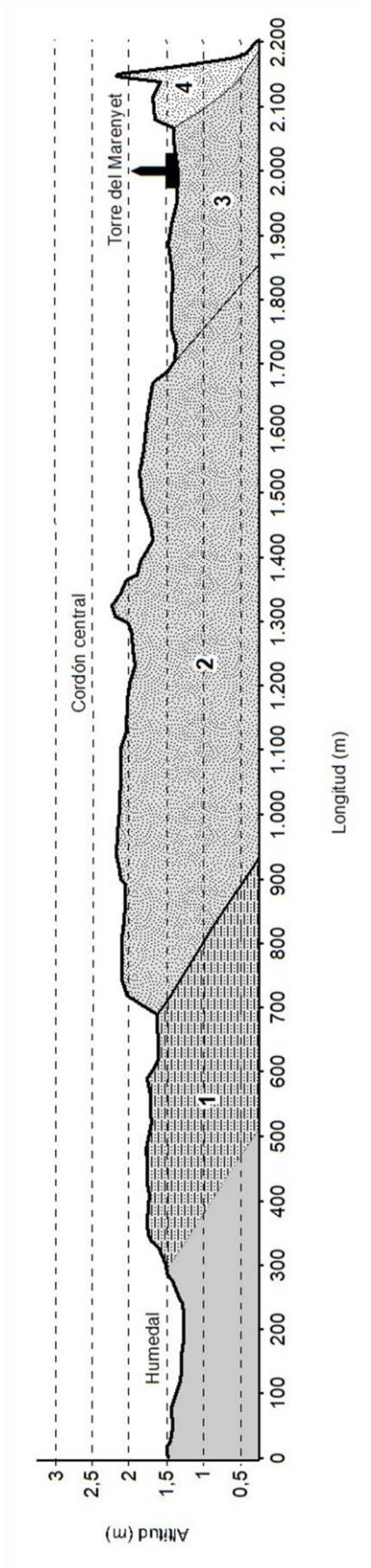


Figura 53. Perfil transversal de la Torre del Marenyet. Los contactos entre unidades y su anchura en superficie son supuestos.

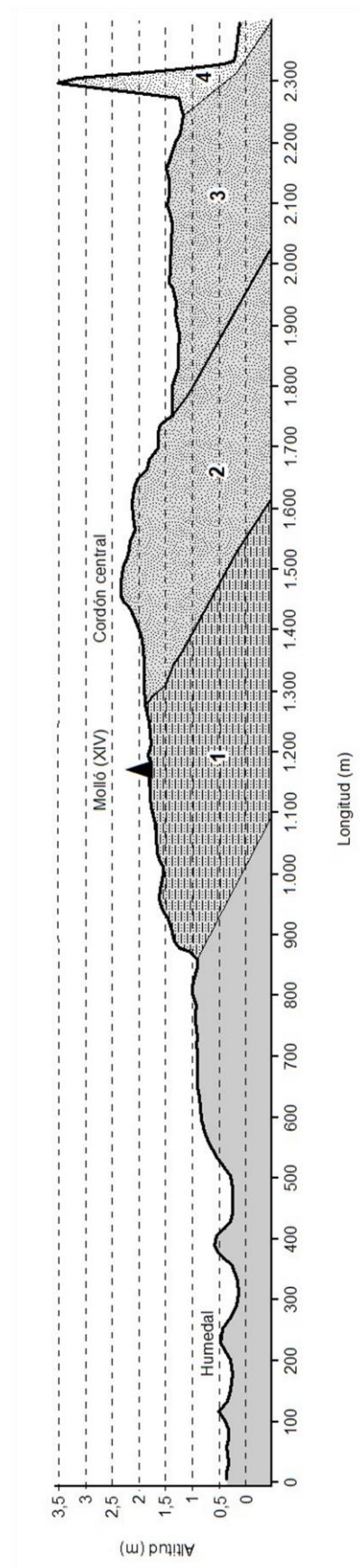


Figura 54. Perfil transversal del Molló de Santa María. Los contactos entre unidades y su anchura en superficie son supuestos.

- *Torre de Alfandech (siglo XVI)*

Este perfil se ha trazado en el entorno de la playa de Tavernes de la Valldigna. Los primeros 500 m de longitud del perfil representan el humedal a una cota alrededor de 0,5 msnm (figura 55). De nuevo, hemos dividido la barrera en cuatro unidades.

La unidad 1, es la barrera de materiales de transición entre ambos ambientes (marjal-barrera). Tiene una anchura aproximada de unos 200 m (500 a 700 m de longitud del perfil). Sus cotas están entre 1 y 2 msnm. No contiene elementos de referencia cronológica.

La unidad 2 es similar a la de los perfiles anteriormente descritos. Con una anchura en torno a 500 m (700 a 1.200 m de longitud del perfil), registra cotas entre 2 y 2,5 msnm. Muestra la continuidad del cordón central de dunas, pero aquí el cordón tiene una anchura considerable (más de 200 m). No presenta elementos cronológicos.

La unidad 3 tiene una anchura de 300 m (1.200 a 1.500 m de longitud del perfil) y una altura media inferior a los 2 msnm. Sobre ella, se localiza la Torre de Alfandech (o de la Valldigna) construida en el año 1575. Esta torre se sitúa a 206 m de distancia por delante del cordón central y a unos 345 m de la línea de costa actual (345,59 m).

La unidad 4 constituye la barrera que forma la zona de playa actual, cuyo cordón litoral alcanza cotas por encima de 3,5 msnm. Tiene una extensión de unos 300 m (1.500 a 1.800 m de longitud del perfil) y no presenta elementos cronológicos.

Cabe recalcar que la posición de la torre vigía aporta datos cronológicos relativos: la torre de Alfandech fue construida en el año 1575, de manera que el cordón central de la unidad 2 ya estaba formado en el siglo XVI (situado a 206 m por detrás de la torre, hacia el continente). Por otro lado, el cordón litoral (unidad 4) se sitúa por delante de esta torre y se puede deducir que es de formación posterior al siglo XVI.

El cordón central de dunas procedente del Xúquer que acabamos de describir en los perfiles no se identifica claramente en el entorno de la desembocadura del riu Xeraco, de manera que no aparece representado en los perfiles más meridionales que se detallan a continuación.

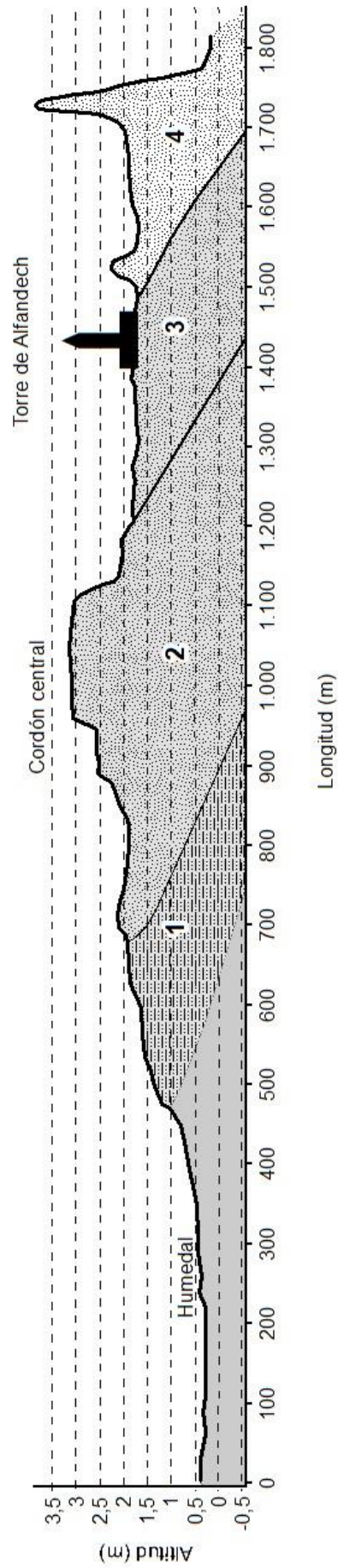


Figura 55. Perfil transversal de la Torre de Alfandech. Los contactos entre unidades y su anchura en superficie son supuestos.

- *Torre de Xeraco (siglo XVI)*

Este perfil se ha trazado en el entorno de la desembocadura del riu Xeraco, en contacto con el humedal (cota inferior a 0,5 msnm) (figura 56). Hemos distinguido cuatro unidades que son muy diferentes de las descritas en los perfiles anteriores.

La unidad 1 se corresponde con los materiales de transición entre ambos ambientes (marjal-barrera). Tiene una anchura aproximada de 70 m (360 a 430 m de longitud del perfil). Se mantiene en cotas entre 0,5 y aproximadamente 1 msnm. No presenta elementos cronológicos.

La unidad 2 se corresponde con los materiales arenosos de la barrera, que se extiende entre los valores 430 y 1.060 m de longitud del perfil. Sobre esta unidad de la barrera se localiza la Torre de Xeraco, construida en 1575 en la orilla del riu Xeraco. Esta torre se encuentra a casi 1 km de la línea de costa actual (946,29 m). La altitud media es ligeramente superior a 1 msnm, aunque registra puntualmente valores por encima de 1,5 msnm. El perfil muestra el cauce del riu Xeraco.

La unidad 3 tiene una anchura de unos 340 m (1.060 a 1.400 m de longitud del perfil) y una altitud media de aproximadamente 2 msnm (ligeramente inferior). Cabe reseñar que el perfil representa algunas vaguadas y elevaciones que se corresponden con los trazados de los cauces y sus flechas progradantes (entre 1,5 y 2 msnm).

La unidad 4 tiene una anchura en torno a 150 m (1.400 a 1.550 m de longitud del perfil) y representa un cordón de dunas litoral que alcanza cotas por encima de los 3,5 msnm. No aparecen elementos que aporten datos cronológicos.

Desde una perspectiva general, la posición de la Torre de Xeraco a casi 1 km de la línea de costa podría indicar que las sucesivas flechas progradantes del cauce identificadas en la fotografía aérea se hubieran consolidado con posterioridad al siglo XVI.

- *Antigua Dehesa de Gandia*

Al sur de la desembocadura del riu Xeraco se ha trazado un perfil transversal a la barrera donde debió desarrollarse la Dehesa de Gandia representada en la cartografía histórica (del siglo XVIII), comentada en apartados anteriores. Los primeros 300 m del perfil se corresponden con el humedal, que registra cotas ligeramente inferiores a 0,5 msnm (figura 57). Hemos dividido nuevamente la barrera en cuatro unidades.

La unidad 1 es la barrera de materiales de transición entre ambos ambientes (marjal-barrera). Tiene una anchura ligeramente superior a los 100 m (270 a 400 m de longitud del perfil) y se eleva hasta por encima de 1,5 msnm. No presenta elementos cronológicos.

La unidad 2, abarca unos 150 m (400 a 550 m de longitud del perfil). Esta barrera mantiene cotas por encima de 2 msnm. Se trata de un cordón de dunas que registra un valor máximo que supera 4,5 msnm. No presenta elementos cronológicos.

La unidad 3 corresponde a la barrera arenosa de mayor extensión en superficie, aproximadamente 425 m (550 a 975 m de longitud del perfil). Registra cotas por debajo de 1,5 msnm y no presenta elementos cronológicos.

La unidad 4 es la barrera que corresponde a la costa actual, en la que se forman dunas recientes. Tiene una anchura aproximada de 175 m (975 a 1.150 m de longitud del perfil) y registra cotas de 1,5 msnm. Destaca el doble cordón de dunas que se identifica en la zona de playa siendo de mayor altura el cordón exterior (superior a 4 m) que el interior (de 3 m). No presenta elementos cronológicos.

Desde una perspectiva general, en este perfil no existen elementos arquitectónicos de referencia histórica. No obstante, el cordón de dunas de la unidad 2 se corresponde con la Dehesa de Gandia, representada claramente en las figuras 38 y 39 (años 1784 y 1798, respectivamente) que sitúa la Dehesa por detrás de una zona de playa en el siglo XVIII. Este tramo de la barrera sobre el que se formó el cordón de dunas y se desarrolló la Dehesa de Gandia se encuentra en una posición ligeramente más avanzada hacia el mar que la Torre de Xeraco. Por lo tanto, debió formarse durante (o con posterioridad) al siglo XVI. La cartografía histórica nos indica que ya estaría consolidada su Dehesa en el siglo XVIII (1750-70; Álvarez Jordán, 1784; Cavanilles, 1795-97; Blasco, 1798).

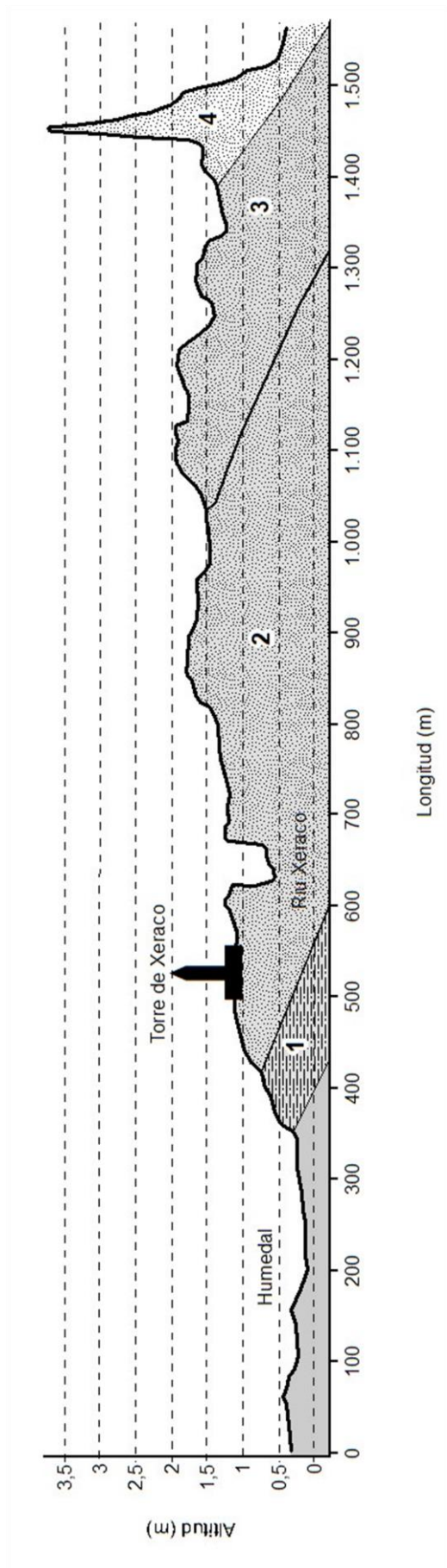


Figura 56. Perfil transversal de la Torre de Xeraco. Los contactos entre unidades y su anchura en superficie son supuestos.

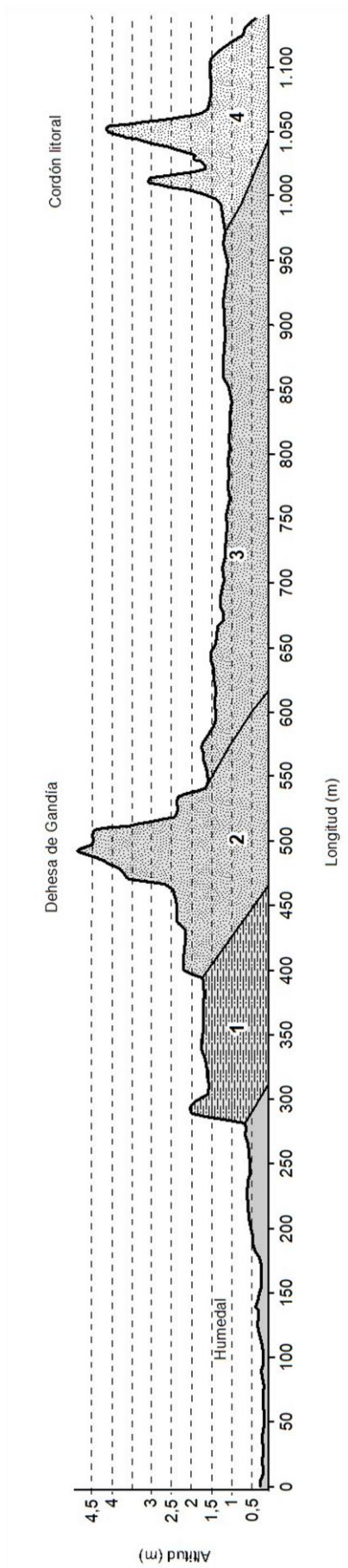


Figura 57. Perfil transversal en el entorno de la antigua Dehesa de Gandía. Los contactos entre unidades y su anchura en superficie son supuestos.

5.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. LA RESTINGA HISTÓRICA DEL XÚQUER

5.4.1. La restinga histórica. Anomalía Climática Medieval (ACM) y PEH

La información cruzada (en el SIG) de datos del mapa geológico, cartografía histórica, topografía MDT LIDAR, la fotointerpretación y la identificación de unidades estratigráficas en los perfiles (aproximación cronológica de torres vigía y mojones de término) proporciona información útil para realizar una propuesta acerca de su evolución en época histórica.

De manera preliminar, es conveniente destacar algunas cuestiones. De la evolución holocena descrita en el epígrafe inicial de este capítulo, se deduce que esta barrera se formaría en una posición separada del relieve de la Sierra de Corbera y se extendería o avanzaría hacia el sur dejando aislado (en el sector *back-barrier*) un ambiente lagunar marino. Conforme se completa la formación de la barrera, el ambiente marino tras barrera, quedaría paulatinamente aislado del mar y se transformaría en un humedal de agua dulce. Este humedal estaría alimentado por las descargas de agua del sistema cárstico de la Sierra de Corbera, los ullals del entorno de Tavernes y por los aportes de agua y sedimentos del río Xúquer y el riu Xeraco. Al final de su evolución se transforma en el marjal actual, con suelos compuestos por depósitos de limos orgánicos y turbas.

5.4.1.1. Los cauces y los aportes de sedimento a la restinga

La morfología descrita se debe relacionar con la entidad de los cursos de agua presentes en la barrera. En primer lugar, cabe destacar la mayor entidad del sistema fluvial del río Xúquer, en comparación con la del resto de cauces (cuencas locales). Conviene recalcar que el río de Corbera constituye un *outlet* natural de aguas cársticas, con escaso aporte sedimentario. Respecto al riu Xeraco, es importante destacar que drena una cuenca de apenas 110,69 km², un porcentaje de 0,51% con respecto a la cuenca del río Xúquer. Por otro lado, la corriente del riu Xeraco está descrita como de “aguas negras” por Escolano (1610), ya que seguramente drenaría las aguas estancadas en la depresión o fosa de Tavernes y en el humedal *back-barrier*. No obstante, es importante resaltar que este río ha construido una progradación sedimentaria en el sector meridional de la depresión o fosa de Tavernes (figuras 3 y 52). Este pasillo de sedimentos facilita la conexión del cauce del río (suministro de agua y sedimentos) con la barrera. Así parte de los aportes de sus crecidas se unirían a la descarga de agua y sedimentos procedentes del Xúquer en este sector de la restinga.

5.4.1.2. Aproximación a la estratigrafía del sector Xúquer-Xeraco

La información que nos aportan los tres primeros perfiles en el sector de la barrera entre el río Xúquer y la desembocadura del riu Xeraco permite esbozar una hipótesis acerca de su evolución y formación. La presencia de elementos arquitectónicos de referencia (torres vigía y sistema de amojonamiento y deslinde de términos municipales) aporta cierta información cronológica. El elemento más antiguo es el Molló de Santa María (siglo XIV). Otros elementos relevantes que aparecen en el mismo plano en el que se ubica el Molló (año 1729) son las torres del Marenyet

y de la Vallidigna (o de Alfandech) en plena línea de costa. Pertenecen (al igual que la Torre de Xeraco) a una serie de torres vigía construidas en el siglo XVI por encargo del virrey de Valencia Vespasiano Gonzaga durante el reinado de Felipe II para proteger el litoral valenciano de la piratería.

De la posición en la barrera de todos los elementos citados, se puede deducir lo siguiente: el sector de la barrera sobre el que se construyó el Molló (unidad 1) ya debió estar consolidado en el siglo XIV. Según la división de términos municipales original del 5 de marzo de 1306 (Justicia Civil, Manaments i Empares, siglo XIV, ARV) sabemos que por delante del Molló de Santa María (*mojón quarto nombrado de na Moreta* desde el siglo XIV y representado en el plano de 1729) había más mojones (al menos uno sobre tierra que recibió originalmente el nombre: *mojón quinto, en los montalars, a la entrada de el mar*), con lo que es posible que el cordón central se correspondiera con los denominados *montalars* y ya existiera en el siglo XIV. Se plantea la hipótesis de que este cordón se haya formado durante la Anomalía Climática Medieval (ACM, siglo XI). Según registros geoarqueológicos, durante la ACM se experimentó un periodo de alta frecuencia de inundaciones de alta magnitud y con sedimentos de mayor calibre en los ríos Turia (Carmona y Ruiz, 2011) y Xúquer (Butzer et al., 1983). Carmona y Ruiz (2011) relacionan estos aportes sedimentarios con un engrosamiento de La Punta (río Turia) y el cierre de la Albufera de València en los siglos XI-XII. Estas cronologías coinciden con periodos de alta frecuencia de inundación (1.000 cal. BP) en otros ríos de la Península Ibérica y sur de Francia (Benito et al., 2015). En cuanto a las torres vigía del siglo XVI, construidas definitivamente en 1575 (Torre de Alfandech) y en 1577 (Torre del Marenyet), nos indican que los periodos de alta magnitud y frecuencia de inundaciones detectados por Ruiz et al. (2014) habrían alimentado el que hemos identificado en los perfiles como cordón costero o litoral actual dado que estos periodos son posteriores a la construcción de las torres.

Finalmente, hemos de dejar constancia de que el prominente cordón central de dunas, fue totalmente colonizado por el cultivo, de manera que se redujo considerablemente su anchura y remodeló totalmente su morfología adaptándola a un parcelario agrícola. Sólo queda en evidencia en la topografía del MDT y en la evidente alineación longitudinal N-S de las parcelas.

5.4.1.3. Aproximación a la estratigrafía del sector Xeraco-Dehesa de Gandia

Tal y como comentábamos en las páginas precedentes, la anchura de la barrera disminuye conforme se aproxima a la desembocadura del riu Xeraco y desde allí hacia el sur. Esto se debe al proceso de progradación acumulativo desigual a lo largo de la barrera, siendo mayor en las proximidades de la desembocadura del Xúquer y menor conforme nos alejamos.

Por lo que respecta a los perfiles del entorno del riu Xeraco y la Dehesa, observamos que la Torre de Xeraco que es del siglo XVI al igual que las más septentrionales (las torres del Marenyet y de Alfandech o de la Vallidigna), se ubica al borde del humedal, en una posición mucho más alejada de la costa actual que las citadas con anterioridad. Dado que las Torres son de vigilancia de la costa, se plantea la hipótesis de que su ubicación, mucho más al interior que el resto de las otras torres, podría deberse a que en este sector de la barrera no se habían conformado la totalidad de las series de flechas y vaguadas de la desembocadura del riu Xeraco. Se contabilizan hasta 7 vaguadas o paleocauces, que quizás se conformaron con posterioridad al siglo XVI, ya que

progradan hacia el mar por delante de la Torre de Xeraco (construida en el año 1575). Esta serie de vaguadas y flechas son muy evidentes en el material fotográfico más antiguo disponible (fotografías aéreas del vuelo americano del año 1945, serie A, CNIG) y también en las imágenes actuales (ortofotos) donde estos paleocauces o vaguadas aparecen canalizados y transformados en una red de acequias.

Por lo que respecta al perfil realizado en la *Deeza*, según la cartografía histórica, en la barrera al sur del Xeraco aparece el topónimo de “Dehesa de Gandia”. La posición de esta dehesa coincide con el amplio cordón de dunas cuyos restos se identifican en el MDT y en las fotografías aéreas de 1945 y 1956 donde se observa que se trata de dunas transversales (figura 49b). Estas dunas son el asiento de la formación de la dehesa que se reproduce en la cartografía de 1750-75, 1784, 1795-97 y 1798. No podemos relacionar esta formación de dunas con el cordón central identificado en los perfiles septentrionales. La razón evidente es que no tienen la misma disposición y no están conectados morfológicamente. Por otro lado, no se explicaría bien la posición de la Torre de Xeraco y la visibilidad de la costa por detrás de las flechas o cordones progradantes del Xeraco que aportaron sedimentos a dicha formación dunar.

Por lo tanto, cabe pensar que la costa regularizada que muestra la fotografía aérea histórica (1945-1957) debió configurarse efectivamente a lo largo de los siglos correspondientes a la PEH y con posterioridad, pero muy posiblemente con una morfología y disposición diferentes según tramos. Es muy posible que la restinga medieval y moderna presentara tramos en fase de construcción, tanto hacia el sur y hacia el mar con morfología, longitud y anchura diferentes, pero que no podemos determinar con los datos que presentamos. También hay que señalar la importante actividad tectónica que registra la fosa de Tavernes en época histórica, de manera que no se pueden descartar movimientos verticales en la barrera. Las dunas de la Dehesa de Gandia se preservaron hasta 1945, pero fueron colonizadas con posterioridad en el siglo XX.

5.4.1.4. Los cordones históricos y las fases de alta frecuencia y magnitud de inundación

El primer periodo de alta frecuencia que registran los ríos Turia y Xúquer corresponde a finales del siglo XVI (1579-1598) (Ruiz et al., 2014). Con posterioridad a este periodo, se identifican otros para ambos ríos: (1610-1633, 1671-1695, 1770-1808, 1850-1908, 1913-1924 y 1947-1958). La información de estos autores se individualizó para el río Xúquer expresamente, con la búsqueda en el archivo (Archivo Municipal de Alzira) de las avenidas del Xúquer para el período 1700 – 1900. El análisis de frecuencia de inundación (figura 58) describe fases de aumento en la frecuencia de estos episodios que coinciden con los de Ruiz et al. (2014).

No obstante, la información geomorfológica que hemos podido obtener de la barrera del Xúquer no posibilita establecer correlaciones entre las fases de alta frecuencia de inundaciones con unidades de progradación o formación de alineaciones dunares. El cordón central de dunas de la unidad 2, se formó antes de la construcción de las torres vigía del siglo XVI y no hay evidencia geomorfológica de una importante progradación por delante de las torres del Marenyet y de la Valldigna (o de Alfandech) en el tramo Xúquer-Xeraco.

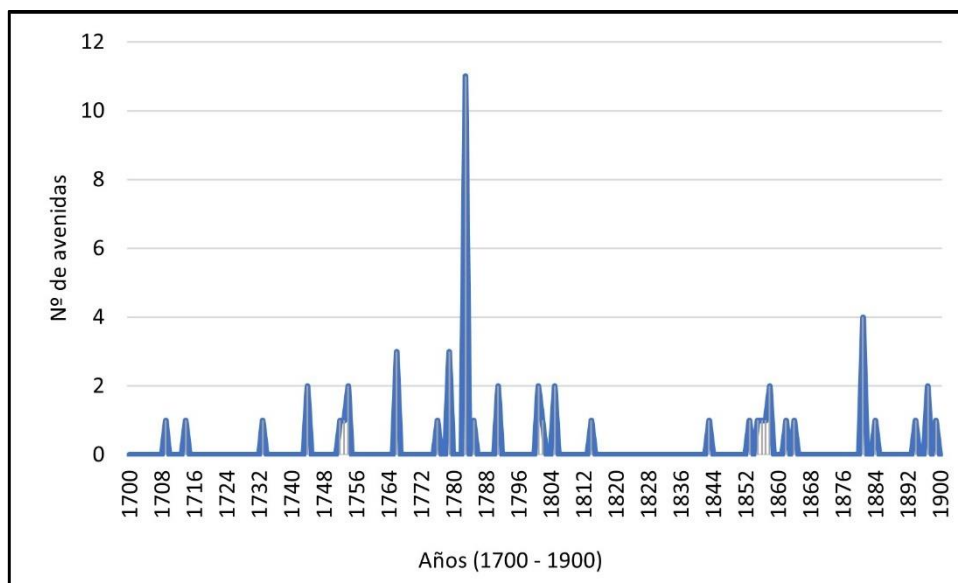


Figura 58. Número de avenidas anuales del Xúquer registradas en Libros de Actas del Archivo Municipal de Alzira para el período 1700 - 1900.

5.4.2. Modelo geomorfológico de la restinga histórica del Xúquer

La cartografía histórica (Gómez-Ortega et al. (1866) y Pardo-Figueroa (1877)) aporta información valiosa para identificar los procesos y la morfología de la desembocadura del río Xúquer tras la avenida de 1864 (figuras 45 y 46). Se describe un proceso de rotura de la barra de la desembocadura que dio lugar a la nueva, al norte de la Torre del Marenyet (o de la Gola del Riu).

La apertura de una nueva desembocadura es una manifestación clara de la extraordinaria magnitud de esta avenida. La posición de la torre vigía del Marenyet (construida a su orilla en 1577) demuestra que la dirección o trazado del antiguo cauce que discurre con su frente marino es una flecha o barra de tipo deltaico *deflected* o desviado por la deriva hacia el sur y no forma una prominencia deltaica marina propiamente dicha. Después de la avenida, la trayectoria del cauce de la desembocadura del río Xúquer se localiza al norte de la Torre del Marenyet y no al sur como ocurría con anterioridad. Esta avenida extraordinaria del año 1864 ocurrió dentro de uno de los periodos de alta frecuencia que hemos identificado para el Xúquer (1850-1870, figura 58) y que coincide con uno de los periodos de alta frecuencia de Ruiz et al. (2014) para el Turia y el Xúquer: 1850 – 1908.

Por lo que respecta a la morfología de la desembocadura del riu Xeraco, la sucesión de depresiones alargadas que se aprecia en el margen derecho a lo largo del último tramo del río hasta llegar a su desembocadura actual se corresponde con paleovaguadas o antiguas trayectorias de sucesivos cauces del riu Xeraco paralelos a la costa que discurren por detrás de sus correspondientes flechas o barras de tipo deltaico que siguen el patrón de la desembocadura del Xúquer. La dirección que describen estos “surcos” o canales se corresponde con la corriente de deriva litoral N-S. Se trata de una desembocadura deltaica progradante constituida por sucesivas flechas.

La potente corriente de deriva no ha permitido construir un delta tipo cúspide durante la PEH en las desembocaduras de los ríos Xúquer y Xeraco. En definitiva, es una barrera mixta con procesos de progradación hacia el mar y avance en sentido longitudinal N-S.

5.5. LA DESESTABILIZACIÓN DEL SISTEMA

El estudio de la evolución de la morfología costera a través de fotografías aéreas y ortofotos ofrece datos acerca de la desestabilización del litoral, los cambios en la línea de costa y los efectos derivados de la acción antrópica directa: las construcciones portuarias y otras obras (espigones, rompeolas y escolleras). La fotografía aérea del vuelo del año 1945 constituye el material fotográfico más antiguo disponible. El rango temporal de estudio en este trabajo comprende desde el año 1945 hasta el año 2021. Se trabajan cinco fechas para este análisis: 1945-46 (vuelo americano Serie A, E 1:43.000), 1956-57 (vuelo americano serie B, ortofoto, E 1:32.000), 1977 (Interministerial, E 1:18.000), 1985 (Nacional, E 1:30.000) y 2021 (vuelo fotogramétrico del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), tamaño de píxel en la Comunidad Valenciana: 0,22 m).

5.5.1. Análisis diacrónico de los cambios en sectores de la barrera

Se han seleccionado cuatro sectores en los que se identifican claramente cambios durante el periodo de estudio (1945-2021): Sector 1: Desembocadura del río Xúquer; Sector 2: Sur de la desembocadura del río Xúquer; Sector 3: L'Estany Gran y Sector 4: Desembocadura del Xeraco y Dehesa de Gandia. Cabe tener en cuenta que, para este último sector, se utilizarán dos secuencias de imágenes en lugar de una como en el resto de los sectores, ya que el tramo que comprende es de mayor tamaño (aproximadamente 2 km de longitud en dirección N-S, desde la desembocadura del Xeraco). En todos ellos se ha señalado (mediante líneas de color rosa), al menos, un camino de referencia que mantiene su trazado inalterado en cada una de las fechas del periodo de estudio (1945 – 2021).

Desde el entorno de la desembocadura del Xúquer hasta la desembocadura del barranc de Beniopa, gran parte de la superficie de esta barrera ha sido colonizada por los cultivos. La zona de playa no había sufrido alteraciones urbanísticas hasta la década de los años 80 y 90 (siglo XX). Los tramos más afectados se encuentran especialmente al sur de la desembocadura del Xúquer y en la playa de Tavernes de la Valldigna (el análisis de este último tramo no se ha incluido en este epígrafe).

La expansión urbana y turística sobre la restinga en estudio ha transformado la costa y ha alterado la dinámica costera. No siempre la información procedente de estas fuentes (fotografías aéreas y ortofotos) permite deducir procesos. En particular, porque muchos sectores de la línea de costa fueron sucesivamente regenerados con aportes de arena. A simple vista, la observación de una secuencia de imágenes de un sector que ha sido rellenado artificialmente podría confundirse con un proceso sedimentario acumulativo. Sin información sobre el historial de actuaciones o intervenciones antrópicas previas, esta información podría enmascarar un proceso totalmente contrario (erosivo).

5.5.1.1. Sector 1: Desembocadura del río Xúquer

La fotografía del año 1945-46 muestra cómo el entorno de la desembocadura del río Xúquer conserva una morfología poco alterada o natural en la década de los años 40 (figura 59). Los sedimentos se acumulan en los extremos finales de ambos márgenes del río formando barras. No obstante, atendiendo a sus antecedentes geomorfológicos (figura 46, años 1866 y 1877), durante época Moderna esta desembocadura mostraba una flecha progradante desviada hacia el sur. En 1945 se observa que la desembocadura refleja mayor influencia marina que fluvial. La disposición de las barras laterales en dirección aguas arriba del cauce es muy significativa al respecto.

En la década de los años 50 se construyen los espigones de la desembocadura del río Xúquer. La introducción de este elemento artificial en la línea de costa obstaculiza el transporte longitudinal de sedimentos que sigue la dirección N-S (deriva litoral). El resultado se observa en la fotografía de 1977, al norte, la línea de costa registra un avance considerable. Esto se debe a la deriva litoral N-S que desplaza sedimentos desde posiciones más septentrionales que quedan retenidos al no poder salvar el espigón, que obstaculiza su recorrido.

Al sur del espigón, se observa un ligero retroceso de la línea de costa desde su construcción. La fotografía de 1985 y 2021 demuestran que ambas tendencias en la evolución de la línea de costa se han mantenido en el periodo 1977-2021, acumulándose al N y retrocediendo al S.

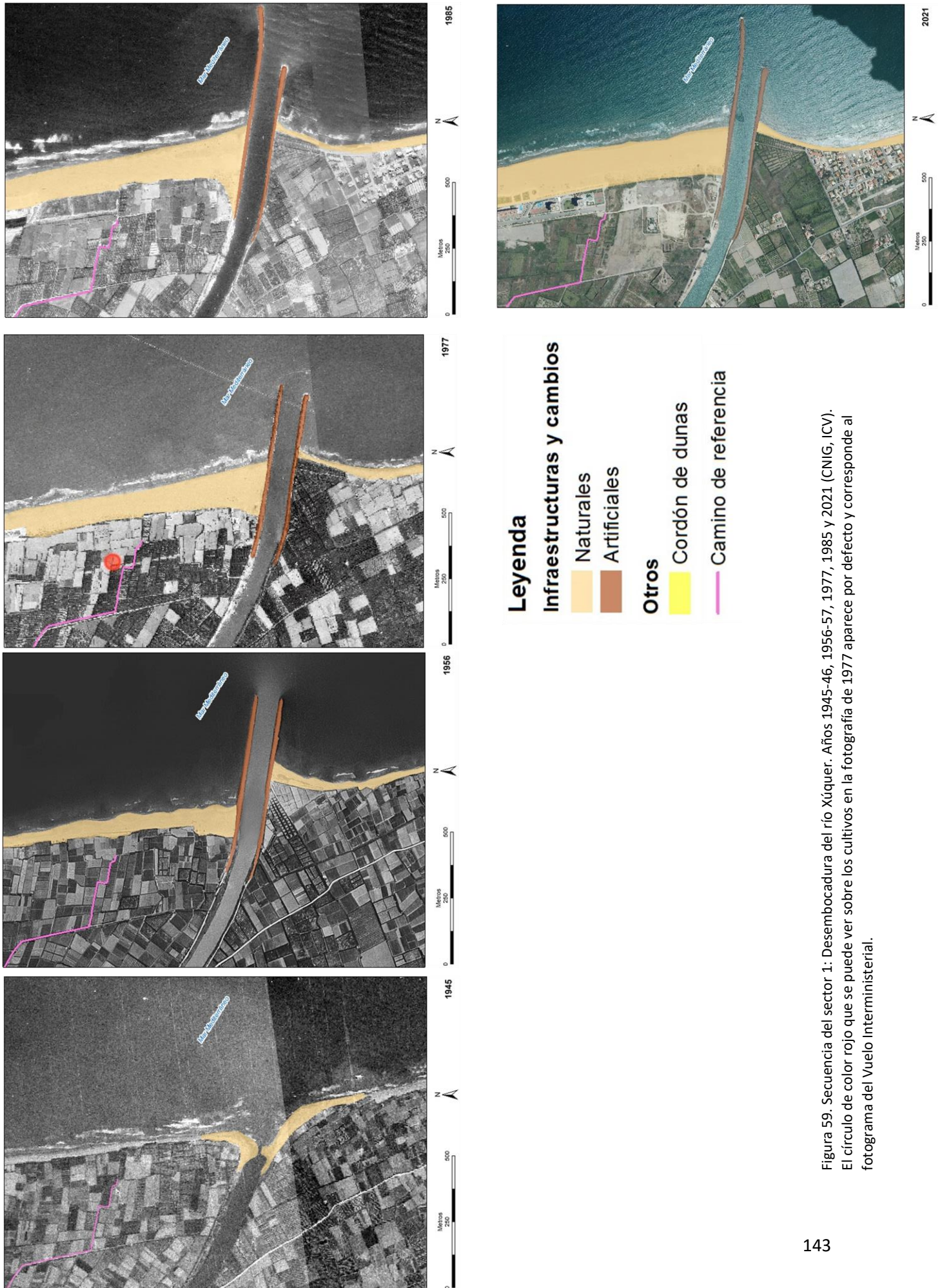


Figura 59. Secuencia del sector 1: Desembocadura del río Xúquer. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo de color rojo que se puede ver sobre los cultivos en la fotografía de 1977 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Interministerial.

5.5.1.2. Sector 2: Sur de la desembocadura del río Xúquer

La secuencia de imágenes de este sector al sur de la desembocadura del Xúquer (figura 60) muestra que la línea de costa ha experimentado un retroceso entre 1945 y 2021 como consecuencia del espigón que se construyó en la década de los años 50 y que ya ha sido comentado en el sector anterior (sector 1). También se identifica una mayor presión urbanística en la década de los años 80-90 que se concentra en la franja de primera línea de playa. El litoral ha sido completamente transformado después de que se hayan construido espigones, rompeolas y escolleras a lo largo de todo este tramo de costa. Estos cambios se comentan a continuación siguiendo un orden cronológico.

A partir de la década de los 70 (fotografía de 1977) se identifican las primeras construcciones en primera línea de playa y cuatro espigones (dos de ellos con rompeolas) en la costa. El primero, el más septentrional, se encuentra a menos de 300 m de la torre del Marenyet (271,45 m).

Al igual que en el caso anterior, los sedimentos se acumulan en la cara N del obstáculo (espigón) y hay erosión al sur del mismo. Los espigones tienen orientados sus rompeolas de tal manera que entre ellos se crea una bahía arenosa. En los 80 (fotografía de 1985) este último espacio ya se ha convertido en una playa artificial. En el espigón septentrional se ha practicado una abertura que permite el paso de los sedimentos costeros. Esta abertura se mantiene en el tiempo, siendo visible también en las imágenes de 2021.

En la fotografía de 2021 entre los dos primeros espigones (con rompeolas) que conformaron una playa artificial en los 80 ahora se muestra como un espacio casi colmatado de sedimentos. Al sur del segundo espigón la erosión ha sido significativa, con lo que la línea de costa fue “sellada” mediante una escollera para frenar su retroceso. Aquí la playa casi ha desaparecido y ya son visibles los primeros edificios en la zona de batida del oleaje.

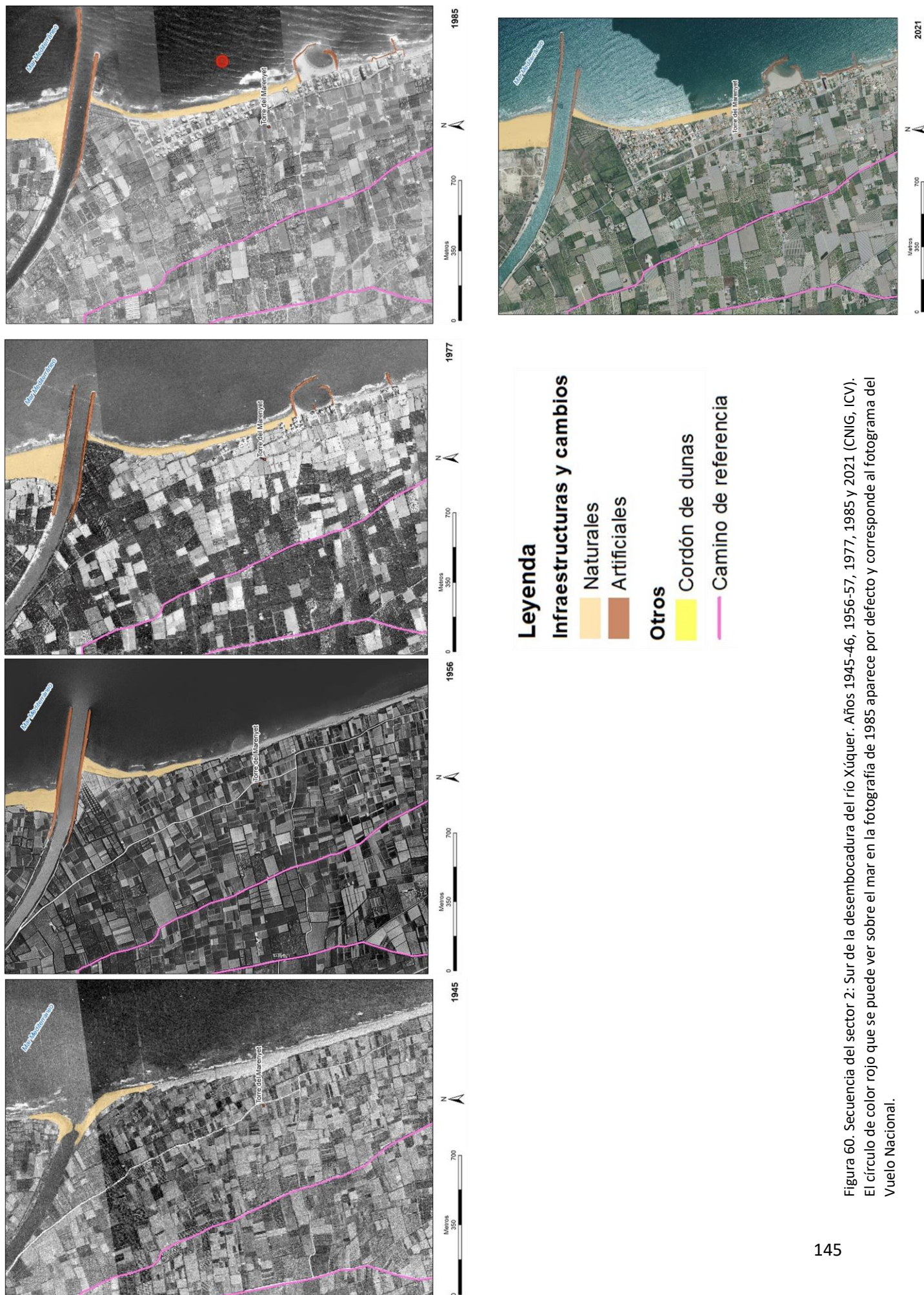


Figura 60. Secuencia del sector 2: Sur de la desembocadura del río Xúquer. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo de color rojo que se puede ver sobre el mar en la fotografía de 1985 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Nacional.

5.5.1.3. Sector 3: L'Estany de Cullera

La secuencia de imágenes para el sector de L'Estany de Cullera (o L'Estany Gran) (figura 61) muestra cambios tanto en su desembocadura como al norte y sur de la misma. En el periodo de estudio (1945-2021) la línea de costa ha experimentado una profunda transformación, pasando de un litoral en el que predominaban morfologías naturales (durante la década de los 40 y, casi, los 80 (fotografías del periodo 1945-1977)) a un litoral en forma de sierra dentada (por espigones y rompeolas). La desembocadura de L'Estany se ha fijado mediante espigones como ocurre en la desembocadura del río Xúquer (sector 1). A continuación, se señalarán cronológicamente los cambios más relevantes que se han identificado para cada fecha.

En las fotografías de 1945 y 1956 en la desembocadura de L'Estany los sedimentos se acumulan formando barras arenosas en ambos márgenes. El último tramo de la desembocadura parece tener alta movilidad, ya que entre 1945 y 1956 migra hacia el norte, pero en 1977 migra hacia el sur y discurre por detrás de una gran barra. Su margen derecha está cultivada. Entre 1977 y 1985 se canaliza la desembocadura. Esta nueva desembocadura artificial presenta una anchura mayor que la que tendría en estado natural como evidencian las fotografías de los años 1945, 1956 y 1977.

Al sur de L'Estany Gran (o de Cullera) la zona de playa conservaba su estado natural entre 1945 y 1956. Entre 1956 y 1977 se construyen edificios en primera línea de playa y al sur de la desembocadura de L'Estany (todavía en estado natural) también se construyen espigones. Entre 1985 y 2021 ha predominado el proceso erosivo y se ha construido una escollera continua que en el último año analizado se extendía 953 m hacia el sur.

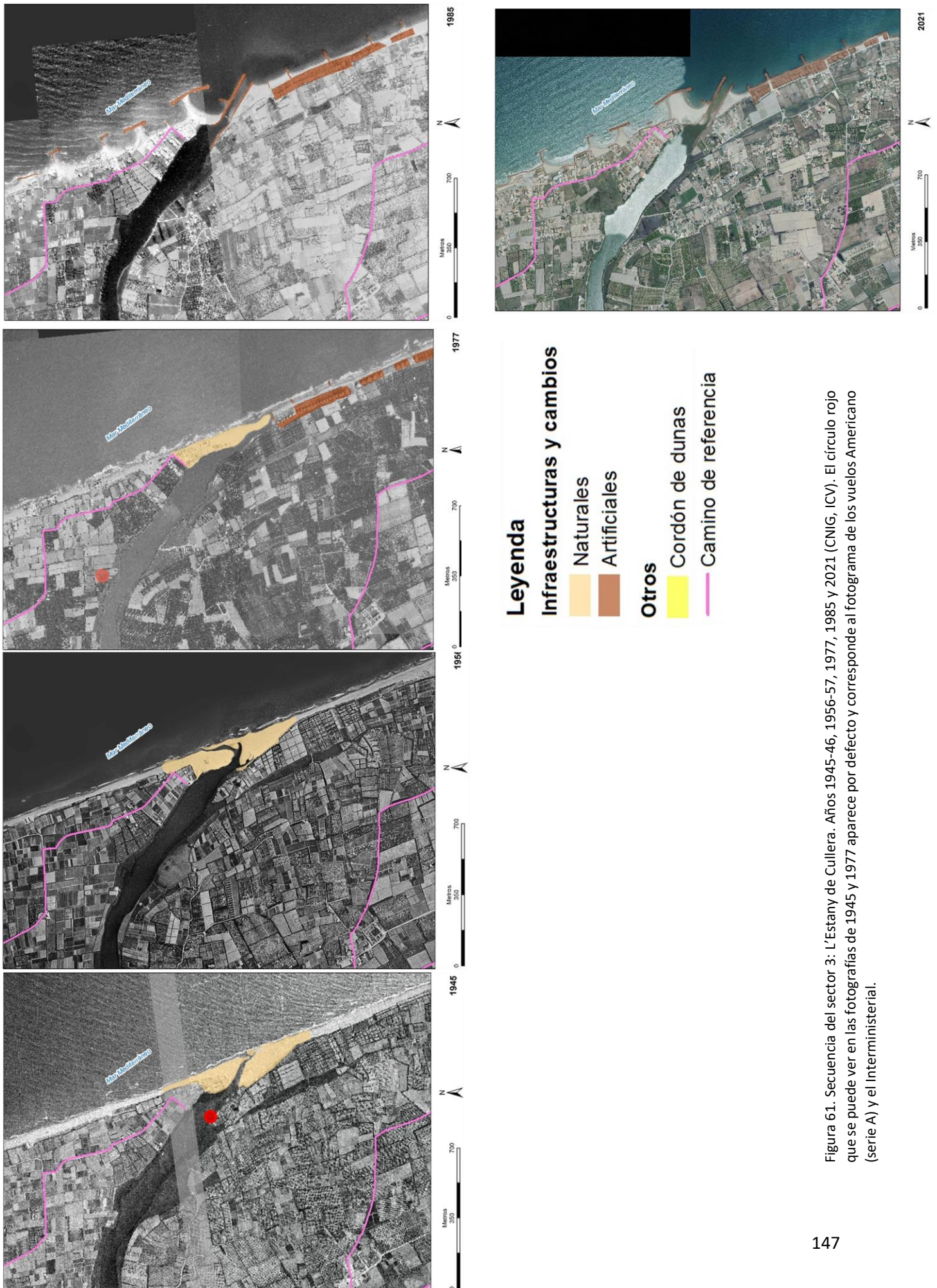


Figura 61. Secuencia del sector 3: L'Estany de Cuillera. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo rojo que se puede ver en las fotografías de 1945 y 1977 aparece por defecto y corresponde al fotograma de los vuelos Americano (serie A) y el interministerial.

5.5.1.4. Sector 4: Desembocadura del Xeraco y Dehesa de Gandia

La secuencia de imágenes del último tramo correspondiente al sector del cauce del riu Xeraco (figura 62) muestra los cambios en la posición de la desembocadura del Xeraco para cada fecha (1977 y 1985) hasta el año 2021, que aparece casi completamente canalizada.

Buena parte de estos antiguos cauces del Xeraco han sido canalizados en el siglo XXI para derivar el agua procedente de este río a los cultivos próximos. Al sur de estas paleovaguadas se identifica (en la fotografía de 1945) un campo de dunas transversales a la barrera (en amarillo) parcialmente cultivado que se corresponde con el espacio donde, según la cartografía histórica, se desarrollaba la vegetación (pinar) de la Dehesa.

Los primeros trabajos de parcelación en la Dehesa se observan en la fotografía de 1945 (figura 63). Un tramo de la barrera libre de la urbanización muestra dunas transversales parcialmente cultivadas en su parte próxima al humedal. En la década de 1950, se produce una rápida transformación: el campo de dunas se ha reducido sustancialmente y se observa el trazado de un parcelario destinado a la urbanización (en línea discontinua roja). En 1977 y 1985 este campo de dunas ha desaparecido completamente y ya son visibles los primeros edificios y viviendas.

En este sector, a diferencia de los sectores más septentrionales, se observa un proceso de acumulación. La línea de costa ha avanzado durante el período 1945 – 2021. Posiblemente, el puerto de Gandia convierte a este sector en una “trampa sedimentaria” de los aportes procedentes de la erosión en los sectores más septentrionales.

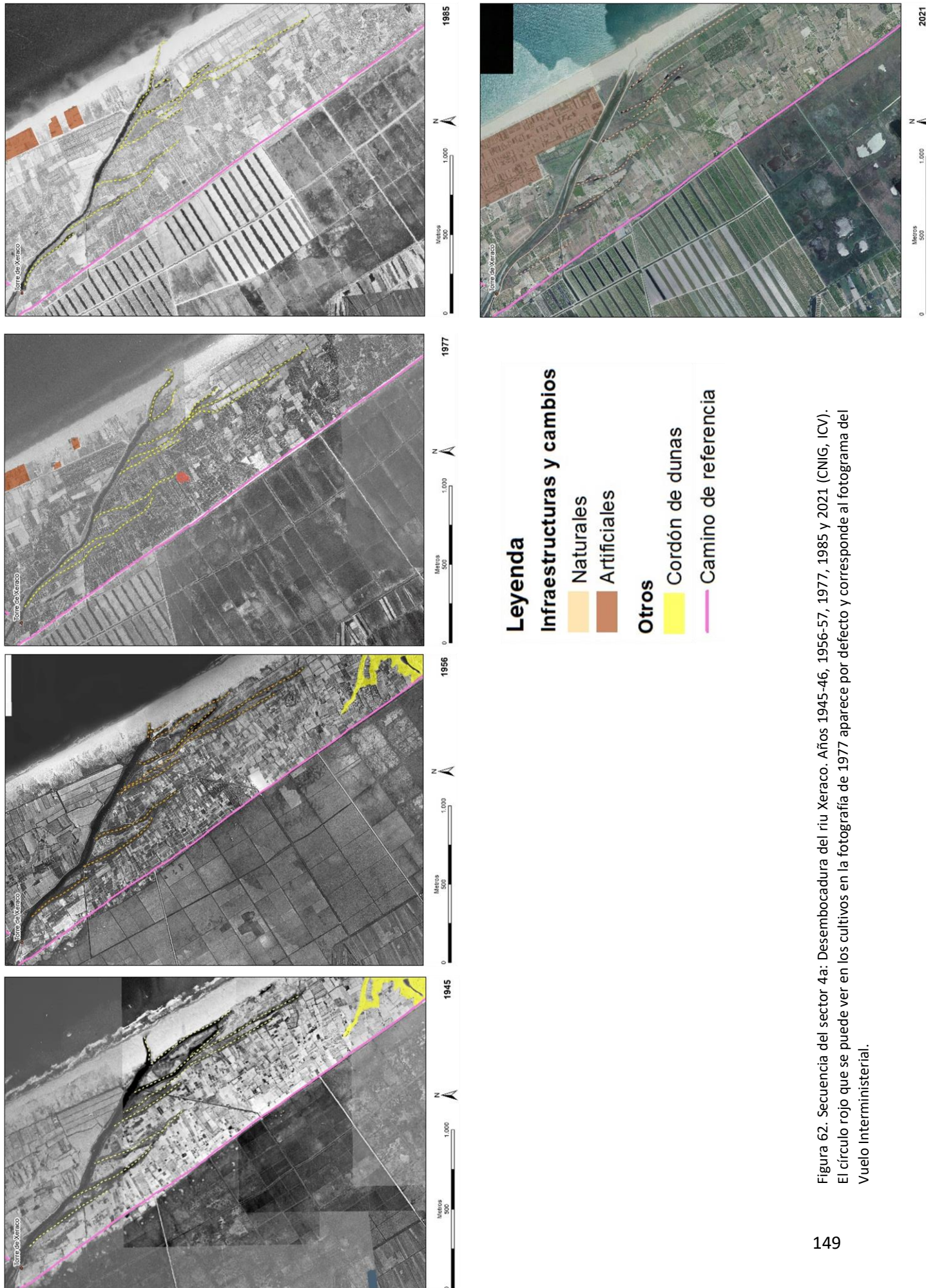


Figura 62. Secuencia del sector 4a: Desembocadura del riu Xeraco. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo rojo que se puede ver en la fotografía de 1977 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Interministerial.

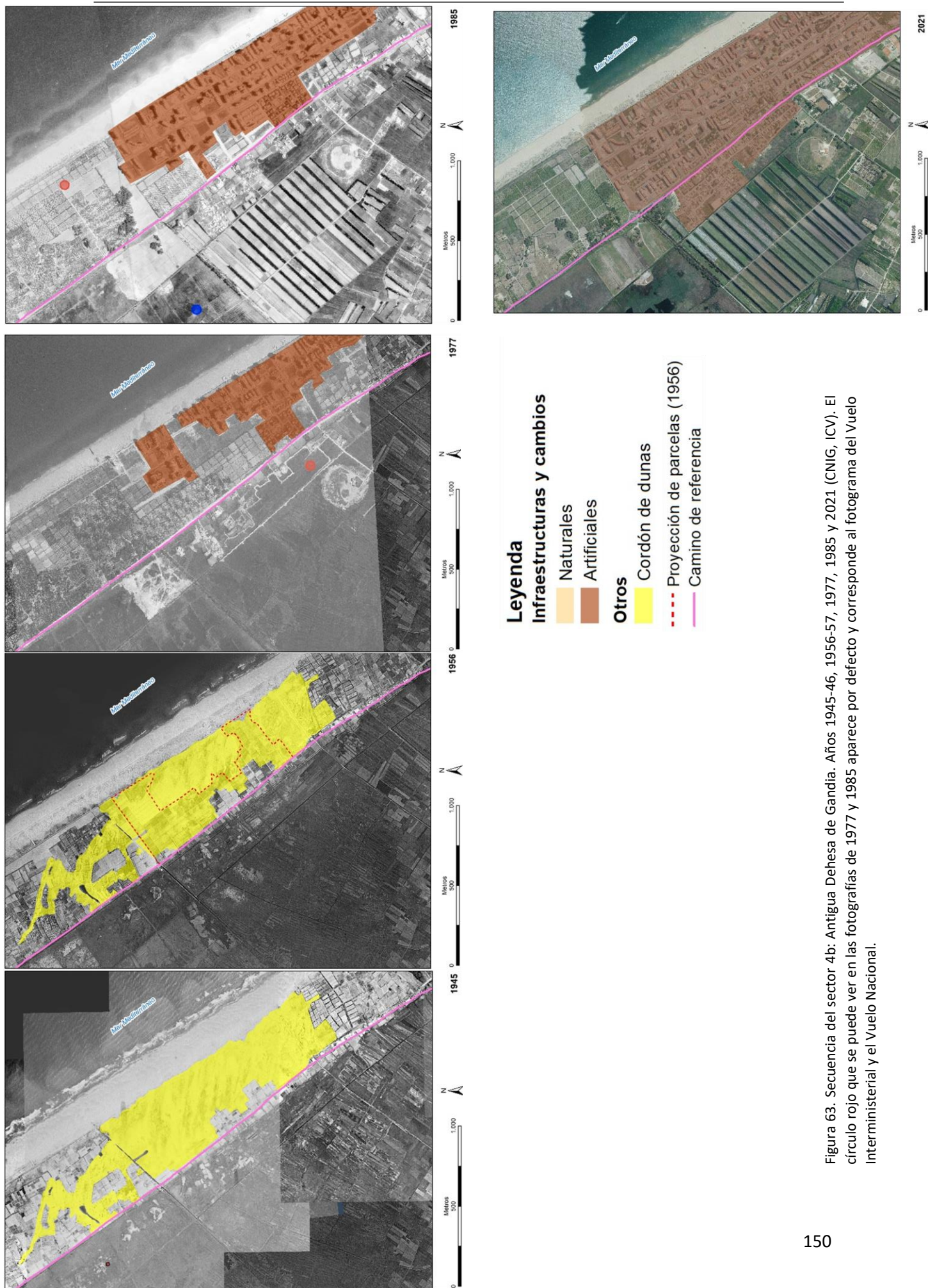


Figura 63. Secuencia del sector 4b: Antigua Dehesa de Gandia. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo rojo que se puede ver en las fotografías de 1977 y 1985 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Interministerial y el Vuelo Nacional.

5.5.2. Observaciones finales

Aportaciones de diferentes autores han contribuido a una mejor comprensión sobre la evolución costera del sector Cullera-Tavernes a escala de décadas. Pardo (1991) relaciona las variaciones en las tendencias sedimentarias de la playa de Tavernes de la Valldigna con apuntamientos costeros. Sobre esta cuestión, Brocal et al. (2005, p. 82) indican que “la dinámica de los espacios con apuntamientos costeros evidencia la necesidad de utilizar más de dos series de datos históricos para indicar si un área concreta está sujeta a situaciones de erosión o avance”.

Brocal et al. (2005) han realizado un exhaustivo trabajo de análisis de la evolución de la línea de costa en el sector Cullera-Tavernes para el período 1956-1999. En él se constata la fuerte presión demográfica y turística a la que se ha visto sometido el sector en cuestión, lo que ha motivado desde mediados de los ochenta y a partir de los años noventa del siglo XX la regeneración de vastas extensiones de playas con arenas. Identifican diferencias en las tendencias sedimentarias de la playa de Tavernes de la Valldigna.

A partir de los resultados que hemos descrito en el apartado anterior para cada sector de la barrera, concluimos que la intervención antrópica pone en peligro la integridad de la barrera porque hay un acusado proceso de erosión en la cara sur de los espigones y el Xúquer actualmente aporta pocos sedimentos. El período 1945-1956 refleja una tendencia regresiva natural en la que el mar avanza tierra adentro. Por eso, se observa un cambio de la barrera progradante medieval a la barrera recesiva actual.

Respecto al área al sur de la desembocadura del Xeraco, en la fotografía aérea de 1945 y la de 1956 existe una serie de dunas transversales a la barrera con orientación NW-SE. Esta zona se reproduce como un área con vegetación (pinar) que recibe el nombre de “Deeza” (Dehesa) o “Dehesa de Gandia” (figura 38) en el plano de 1784. Al norte del puerto de Gandia, este sector de la barrera estaba cultivado en las décadas de 1940 – 1960 (fotografías aéreas de 1945 y 1956), pero a partir de la década de los 70 este sector de la barrera tuvo una fuerte presión urbanística que persiste en la actualidad. Finalmente, las ortofotografías actuales demuestran cómo la presión urbanística ha continuado su expansión al norte del puerto de Gandia, convirtiendo en zona residencial el antiguo campo de dunas. Actualmente la Dehesa de Gandia ha desaparecido bajo la urbanización y de este topónimo sólo queda el nombre que recibe una de las calles que vertebran el último tramo de la restinga.

CAPÍTULO VI:

EL ABANICO DELTAICO DEL RIU DE LES COVES Y LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA



CAPÍTULO VI: EL ABANICO DELTAICO DEL RIU DE LES COVES Y LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA

6.1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO

El Prat de Cabanes-Torreblanca (figura 64) se localiza en la plana de Orpesa-Torreblanca, en el extremo oriental de la Cordillera Ibérica de directriz NNW-SSE. Está rodeada por la Serra d'Irta (N), el Desert de les Palmes (S) y la Serra de Vall d'Àngel (W). Desde el punto de vista estructural, esta zona se ubica en una depresión o fosa costera de directriz catalánide (NNE-SSW) comprendida entre los conos aluviales del riu de les Coves o de Sant Miquel y el que forman conjuntamente (de tipo solapado) el riu de Xinxilla, el barranc de la Font del Campello y el barranc dels Llorenços (Segura et al., 1997). La costa se sitúa en una depresión tectónica en el sector del Maestrat, delimitada por fallas normales NE-SW escalonadas hacia el mar (Simón et al., 1983), que configuran el escalón de Torreblanca (figura 64). El desplazamiento de las fallas de Torreblanca y de la Sierra de Irta durante un período distensivo del Pleistoceno Medio fue muy significativo. La falla de Torreblanca muestra una actividad excepcionalmente alta en el contexto de los *grabens* del Maestrat y Cataluña, lo que explica su profunda huella en la evolución del paisaje. La fosa tectónica de L'Ametler (continuación de la falla de Torreblanca) se formó durante la etapa de fracturación del Maestrat a favor de la falla sintética de Torreblanca (hacia el Mediterráneo). Esto desencadenó procesos de incisión y, por tanto, una reorganización de la red fluvial. El desnivel de aproximadamente 100 m de la falla de Torreblanca probablemente causó la captura del riu de les Coves (Pérez-Cueva y Simón, 1993) lo que ha condicionado la formación de su abanico aluvial (Simón et al., 2013; Pérez-Cueva et al., 2016).

Al pie de las fallas normales se formaron sistemas de abanicos fluviales pleistocenos y holocenos de los cauces tributarios, entre los que destacan el riu de les Coves (o Sant Miquel) y el Xinxilla. Los abanicos fluviales consisten en niveles aluviales continuos del Pleistoceno y Holoceno (Segura et al., 2005). En la costa se han formado abanicos deltaicos (Mateu, 1982; Rey et al., 1999).

El abanico progradante del riu de les Coves (o de Sant Miquel), forma la protuberancia costera de la Punta de Capicorb (Mateu, 1982; Segura, 1990). Esta rambla tiene su cabecera en las plataformas tabulares de la Mola de Ares a 1.318 m de altitud y una cuenca de 500 km². La pendiente media del edificio aluvial costero es ligeramente superior al 1 % (entre 40-0 m de altitud) y el cauce se encuentra encajado en un cono pleistoceno de material detrítico, lo que hace que sus aportes (que incluyen abundantes gravas gruesas) vayan a parar al mar configurando un amplio edificio deltaico de cantos, gravas y bloques encostrados (posiblemente del Pleistoceno inferior-medio). El cono de la desembocadura actual está formado por materiales holocenos (Segura et al., 1995; Segura-Beltrán y Pardo-Pascual, 2019).

El Prat o albufera de Cabanes-Torreblanca queda aislado del mar por una restinga que presenta unas particularidades geomorfológicas muy diferentes del resto de restingas del Golfo de València, como son: estar formada por cantos rodados de grueso calibre, crestas de playa (*beach ridges*) de cantos rodados y gravas, afloramientos de eolianitas y abundancia de *washover fans* o abanicos de derrame (Segura et al., 2005). Los numerosos fragmentos de eolianitas y de playas fósiles que aparecen en la barrera han sido extraídos por el mar de alineaciones sumergidas, pero otros aparecen *in situ*. Los *washover fans* o abanicos son acumulaciones de grano grueso

(cantos) depositados sobre la parte interna (*back-barrier*) de la restinga en forma de lóbulos a partir de un proceso de *overwash* (Sanjaume et al., 1990; Carmona et al., 2014). Durante temporales marítimo-costeros, el oleaje sobrepasa la restinga y transporta o lanza los cantos desde la playa hacia la cara interna de la barrera (*backbarrier*) donde se ubica la albufera o *lagoon*. El encuentro de las olas y el humedal frena este transporte y los cantos se depositan formando conos lobulados. Estas formaciones han sido relacionadas por Sanjaume et al. (1990) con un déficit sedimentario. Mateu (1982) destaca que se trata de una barrera “regresiva” o transgresiva hacia el continente en la que el cordón actual es un resto y resultado de la destrucción del cordón anterior durante los episodios de temporal.

La abundancia de conos lobulados o abanicos en la restinga y los afloramientos de turba hallados en el tramo septentrional de la restinga en la zona de playa (o incluso dentro del mar) demuestran el significativo proceso transgresivo marino que está experimentando la línea de costa (Rosselló, 1969, 1995; Segura et al., 1997; Segura et al., 2005). Este marjal es una de las zonas húmedas más importantes de las costas valencianas (Mateu, 1977), de manera que constituye un importante ambiente lacustre para aves migratorias. Actualmente, esta antigua albufera se halla en avanzado estado de colmatación (Rosselló, 1969).

La laguna actual conecta con el mar Mediterráneo a través de tres golas artificiales en la barrera (o restinga): la Gola del Trenc al norte, la Séquia Vella en el centro y la Gola de Torre la Sal al sur. Las descargas de agua por dichas golas disminuyen durante períodos de sequía, pero generalmente registran entre 120 y 430 l/s (Quereda, 1985).

Los cursos principales que desembocan en el mar (riu de les Coves o de Sant Miquel y riu Xinxilla) presentan un caudal irregular típico de las *ramblas mediterráneas*. La influencia que ejerce la estacionalidad de las lluvias sobre las crecidas de las ramblas es indiscutible. Su régimen espasmódico depende directamente de las precipitaciones en forma de lluvia, coincidiendo la estación lluviosa (otoño) con sus momentos de crecida (Segura, 1990).

A partir de sondeos realizados en diferentes partes de la laguna varios autores han analizado su evolución paleoambiental durante el Pleistoceno y el Holoceno (Menéndez-Amor & Florschütz, 1961a, 1961b; Dupré et al., 1994; Usera et al., 1996, 2002; Segura et al., 1997, 2005; Ruiz y Carmona, 2009; Carmona et al., 2014, 2017, 2020). Según estos trabajos, la sedimentación correspondiente al Holoceno alcanza una potencia de alrededor de cinco metros en la parte superior de los registros y se corresponde con un nivel de pantano orgánico limo-arcilloso. El sistema barrera-laguna (*barrier-lagoon*) o restinga-albufera que configura el Prat de Cabanes-Torreblanca se formó durante la transgresión marina holocena, tras la estabilización del nivel del mar en el máximo flandriense (5.000 – 6.000 años cal BP). Las dataciones y sondeos indican tasas de acreción diferentes, siendo más altas y variables en el sector septentrional que las del sector meridional (Usera et al., 1996 y 2002; Carmona et al., 2014).

Un registro que abarca prácticamente todo el periodo holoceno realizado en el humedal (cinco dataciones (14C) (Ruiz y Carmona, 2009) muestra un aumento de la salinidad a lo largo del Holoceno. Esta tendencia es diferente a la observada en otras albuferas como por ejemplo en la Albufera de València. De los análisis de foraminíferos puede deducirse que las condiciones ambientales de la albufera de Torreblanca han ido experimentando un incremento de su salinidad a lo largo del Holoceno tardío (Usera et al., 2002). Esta evolución de albufera de agua

dulce a salobre puede deberse a un proceso de intrusión marina. Ruiz y Carmona, (2009) y Carmona et al. (2014 y 2020) explican esta influencia marina con la lenta inmersión de la costa relacionada con el trasfondo neotectónico analizado por Simón et al. (2013) que sería responsable de la subsidencia a escala holocena e histórica. El aumento relativo del nivel del mar de origen tectónico causa la transgresión de la línea de costa hacia el continente y la erosión de los sistemas de barrera-laguna. Se identifican restos submarinos de turba y barrera frente a la costa (Ruiz y Carmona 2009; y Carmona et al. 2014, 2017 y 2020). Las dataciones (¹⁴C) de muestras de turba tomadas por Carmona et al. (2020) bajo el agua de mar a unos 100 m de la línea de costa actual (en Torre Nostra (-1,6 mbnm) 4.821-4.566 cal BP y Carabineros (-1,7 mbnm) 4.874-4.820 cal BP) guardan relación con la datación del sondeo practicado en el humedal actual (-1,38 mbnm) en 4.830-4.530 cal BP (Ruiz y Carmona, 2009). Los datos demuestran una posición más avanzada hacia el mar de la barrera costera del Holoceno tardío, que no se ha conservado

Finalmente cabe destacar que, en la parte más meridional del humedal, las aguas freáticas aparecen en las estructuras arqueológicas excavadas en el abanico pleistoceno del riu Xinxilla. Se trata de silos del Neolítico y fondos de cabaña del Bronce Final. Por otro lado, un grupo de silos neolíticos (de 2910-2860 a.C.) actualmente está siendo batido por las olas (Guillem et al., 2005). Asimismo, los restos de un *oppidum* portuario íbero-romano (entre los siglos I y II a.C.) se encuentran sumergidos bajo el agua del mar frente a la costa (Flors, 2009; Ruiz y Carmona, 2009; Carmona et al., 2014; Carmona y Ruiz, 2016; Carmona et al., 2020).

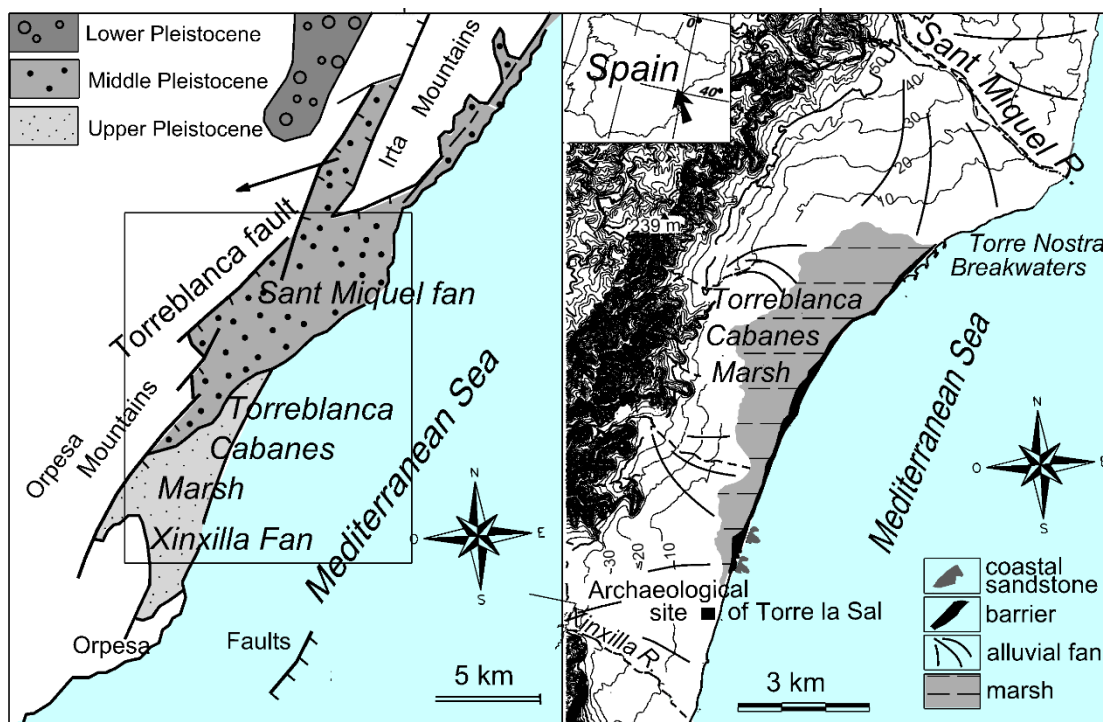


Figura 64. Izquierda: marco tectónico (modificada de Simón et al., 1983). Derecha: el área de estudio (tomado de Carmona et al., 2020).

6.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS

El objetivo específico de este capítulo es analizar la morfología, procesos y cambios en el abanico deltaico del riu de les Coves y la barrera costera de los humedales de Torreblanca-Cabanes en época histórica, en particular durante la PEH (Edad Media y Moderna) y la posterior desestabilización a partir del final de dicho periodo climático. Como hemos comentado en las páginas precedentes, esta barrera presenta singulares características geomorfológicas. Sin apenas alteraciones antrópicas es un sistema único en el área mediterránea española. La información sigue el siguiente esquema:

- 1) Información geomorfológica de la cartografía histórica de la Edad Medieval y Moderna.
- 2) Análisis geomorfológico a través de la interpretación de ortofotos de 1956-57 y la información de MDT LIDAR.
- 3) Formas y procesos de la PEH: análisis de la geomorfología y la estratigrafía del abanico deltaico y de la barrera.
- 4) La desestabilización. Procesos recientes y actuales del sistema.

6.3. RESULTADOS

6.3.1. La información de la cartografía histórica

Como consecuencia de conflictos bélicos ocurridos en el pasado (la Guerra de la Independencia Española (1808-1814), las Guerras Carlistas (a lo largo del siglo XIX) y la Guerra Civil (1936-1939)) actualmente el archivo municipal y el parroquial de Torreblanca no conserva documentación ni cartografía histórica de relevancia para este trabajo en lo que respecta al entorno del Prat de Cabanes-Torreblanca. De esta misma circunstancia se lamenta Roca Traver (1988, p. 9): “Todavía hace unos pocos años alguno de nuestros *viejos* pudo contarme cómo fueron quemados libros y manuscritos de nuestra iglesia”. No obstante, hoy se conservan algunos documentos, mapas y planos históricos en el Archivo del Reino de Valencia (ARV), el Archivo de la Confederación Hidrográfica del Xúquer (ACHX) y el Archivo Histórico Nacional (AHN, Madrid).

La representación cartográfica del entorno de la restinga del Prat de Cabanes-Torreblanca previa al siglo XIX es muy escasa o de poco detalle. Los mapas y reproducciones generales ofrecen una descripción del territorio a grandes rasgos. Ocasionalmente se representa como un espacio abierto al mar (figuras 65 y 66). El primero de ellos es el mapa geográfico del Gobierno de San Mateo o el Maestrado Viejo, perteneciente a la Orden de Montesa del año 1786 de Tomás López (figura 65). En él, la albufera de Torreblanca se identifica a través del topónimo *Estanque de Albalate* y se representa como un espacio totalmente abierto al mar en cuyos extremos norte y sur se localizan en la costa las torres vigía “Torrenueva de Torreblanca” y “Torre de la Sal”, respectivamente. La reproducción de la red fluvial es incompleta, de la cual sólo ilustra el “Río Seco” (su recorrido coincide con el del riu de les Coves o de Sant Miquel, con lo que podría tratarse de esta rambla).

Del “Mapa de la costa marítima de los reinos de Valencia y Murcia” se ha extraído en detalle la zona de estudio de este capítulo (figura 66). En la figura 66 el Prat de Cabanes-Torreblanca del

año 1788 tiene aspecto de bahía en cuyos extremos se representan, de nuevo, las torres vigía: Torre Nueva de Torreblanca y Torre de la Sal. El riu de les Coves o de Sant Miquel se dibuja entre dos torres, desembocando al norte de la Torre Nueva de Torreblanca y al sur de la Torre de Capicorb. La laguna de Orpesa no viene representada.

Debe tenerse en cuenta la cuestionable fiabilidad que muestran las representaciones generales del litoral en cuanto a la conexión o desconexión marina de la albufera de Torreblanca, que en las figuras 65 y 66 aparece completamente abierta al mar, en cuyo caso debería ser considerada como una bahía y no como una laguna. Descripciones a comienzos del siglo XVII realizadas por Escolano (1610) demuestran que la albufera se hallaría en avanzado estado de colmatación, pero conservaría zonas inundadas y una conexión natural con el mar. Esta conexión “o desaguadero al mar, por donde se purga quando abunda de humor; y se hincha de las marinas, quando necesita de ellas” (sic) (Escolano, 1610), se localizaría próxima al antiguo despoblado de Albalat (Mateu, 2016).

Cavanilles (1795) en su representación del Reino de Valencia (figura 67) ofrece una imagen más precisa del litoral en la que se identifica una serie de láminas de agua: *Los freqüentes estanques que hay en esta costa hasta Oropesa, principalmente los llamados boca de infierno, y de Albalat* (sic) (Cavanilles, 1795, L I, p. 47).

Coincidiendo con los datos representados en la cartografía de la figura 66 de 1788, Cavanilles (1795) ilustra el recorrido y desembocadura del riu de les Coves al sur de la Torre de Capicorb (figura 67) así como en su descripción: “Se ven en ellos los anchos surcos y diferentes curvas que de poniente a oriente ha excavado la rambla de las Cuevas, siguiendo hasta el mar por el sur de la torre de Capicorb.” (sic) (Cavanilles, 1795, L I, p. 45). Es muy importante recalcar esta última apreciación, pues describe el trayecto del riu al sur de la Torre de Capicorb en vez de como la hace actualmente al norte de dicha torre.



Figura 68. Detalle del plano de 1790. Se distingue la Torre de Capicorb (P), la Ermita de San Antonio (O), la Casa de la Villa de Alcalá (N), los Almacenes de Alcalá (M), la divisoria que pretende Alcalá (V) y la divisoria que pretende Torreblanca (X), el cauce moderno (J) y el antiguo (K), lagunas (L) y el Estanque dicho de Vidal. (ARV, Mapas y Planos, núm. 305, *Plano de los límites o amojonamiento de Torreblanca y Alcalá de Xivert, levantado por los peritos Joan Barceló, José de Tena y Guillem Traver*, Escala no determinada, Escribanías de Cámara, año 1790, Exp. 82, f. 542).

6.3.2. El Expediente nº 82 del año 1790 (ARV, Escribanías de Cámara): la doble desembocadura del Riu de les Coves (o de Sant Miquel)

Los mapas y planos que contienen información de detalle se encuentran acompañando expedientes de pleitos o litigios sobre disputas de propiedad de parcelas entre individuos o ayuntamientos. Es el caso del plano (figura 68) contenido en el Expediente número 82 del año 1790 disponible en el Archivo del Reino de Valencia (ARV, Escribanías de Cámara) bajo el título: “El Ayuntamiento de Torreblanca con el del Alcalá y el general de las encomiendas de las órdenes militares sobre división de los términos de ambas poblaciones”, sobre un litigio entre términos municipales en torno a la desembocadura del riu de les Coves. Este mapa detallado representa la localización de los mojones establecidos en tiempos de la Escritura de Concordia de 15 de mayo de 1604, que delimitan los términos de Torreblanca y Alcalá de Xivert entre la montaña del Puig y el Mar Mediterráneo. Vamos a detenernos en la información que aporta este documento, pues ofrece claves importantes para explicar procesos en el trazado de la desembocadura del riu de les Coves.

Este expediente trata sobre las diligencias que el Escribano Oficial de Cámara Francisco Josef Barrachina redactó, relatando y explicando el trabajo y las nuevas aportaciones de los peritos contratados por las villas de Alcalá de Xivert y de Torreblanca. Se pretendía la colocación de un nuevo mojón que, siguiendo la línea recta imaginaria dibujada por algunos mojones de la Concordia de 1604 que separaba ambos términos municipales, llegase hasta la orilla del mar. De este modo, se lograría una división territorial rectilínea y la villa de Torreblanca ganaría un nuevo espacio que en tiempos de la Concordia (1604) quedó limitado por el cauce del río. Esto lo certifica D. Manuel de María Finagero, abogado de la Ciudad de Valencia en aquel entonces y Escribano de Cámara de lo Civil de la Real Audiencia:

Certifico: que en los Autos se siguen en dicha Real Audiencia, y por mi oficio de Cámara del Consejo, Justicia y Regimiento de la Villa de Torreblanca con el Consejo, Justicia y Regimiento de la de Alcalá; y el Procurador General de las encomiendas de las órdenes Militares: sobre la colocación de un mojón en la Orilla del Mar, que sirva para dividir las referidas Villas, habiendose visto lo pretendido por el Ayuntamiento de la Villa de Torreblanca en su pedimento de doce de Febrero próximo, de cuya solicitud se dio traslado. (sic)

En este caso, su división territorial original coincidiría con el “cauce antiguo” (letra K del plano, figura 68), definido así en 1790 por los tres peritos que elaboraron dicho plano, donde también se observa un nuevo cauce que desemboca en Alcalá de Xivert.

*El Auto para mejor proveer de seis de octubre del próximo pasado Año, sea y se entienda para que los Peritos nombrados por las partes levanten un nuevo Plan o Mapa comprensivo de todo el Terreno desde el mojón de la Montaña llamada del Puig hasta la Orilla del mar que contenga las Heredades, que circuyen los Mojones; las inmediatas por una y otra parte a **los Cauces moderno y antiguo del Río, o Rambla**, las intermedias entre los dos; explicando, que Heredades sean, las que en Año mil seiscientos quatro se decían de Francisco Alós, [...] (sic)*

La que se denomina heredad de Dn Gabriel, vecino que fue de la Villa de Alcalá; y allí mismo en vista de la Escritura de Concordia de quince de Mayo mil seiscientos

quatro, noten en el Mapa los sitios donde debe existir el Mojón, que en esta se dixo estar junto al Río debajo de la Heredad de Francisco Alos, que se acordó en ella reedificar el del Mojón en derechura o defrente del Colomerás; el del bustal dicho de Arnau a siete pasos de un Algarrovo, que se havia de hacer nuevo bajo el Algarroveral vulgarmente dicho del Canader, y al tiempo de la Concordia de F. Llopiz, el del otro encima de dicho Garroferal, y el del Tozal del Puig; A cuyo fin se enterará a los Peritos por el Comisionado oficial de sala de la citada Escritura de Concordia de que acompañará Copia al Despacho, [...] (sic)

Los peritos Juan Barceló, Josef de Tena y Guillermo Traver debían levantar un plano o mapa en el que aparecieran los mojones descritos por la Concordia de 1604 y también el mojón en la orilla del mar que se pretendía con este pleito de 1790. Josef Barrachina dispuso su despacho en la villa de Torreblanca, donde redactaba sus diligencias:

En la misma Villa y dia diez y siete de Abril y Corriente año; Los referidos tres Peritos Para notar en el nuevo Plan a lo mandado por la Real Sala los citios donde deven existir los mojones que cita la Escritura de Concordia de quince de mayo mil, seiscientos quatro; y en atención a que se encuentran en el Terreno más mojones. Señala estuvieron Conferenciando y discordes haciéndose evidencias y reflexiones unos a otros sobre el contexto de la enunciada Escritura de Concordia. Varias veces les leí, y enteré de ella y como resultasen razones convincentes, y fundadas por una y otra parte quedaron discordes, y deliberaron contestes enterarse de la Carta de Población de la Villa de Torreblanca para resolver ciertas contradicciones que no estaban en la mencionada de la Escritura de Concordia, a la vista del Terreno y demás circunstancias que tenían descifradas en el nuevo Plan. (sic)

Esto nos indica que en el período comprendido entre los años 1604 y 1790, no hubo otro escrito que explicase la existencia de otros mojones o cambios en las parcelas heredadas. Tampoco los acontecimientos que causaron el desvío del cauce. Tras este suceso entre 1604 y 1790, fue necesario utilizar dos topónimos: cauce nuevo (o moderno) y cauce antiguo.

Para finalizar queremos incidir en que nos hallamos ante un posible proceso de avulsión o cambio de trayectoria del cauce de desembocadura del riu Sant Miquel o de les Coves. Esta circunstancia nos hace poner el foco en el análisis geomorfológico de detalle en la existencia de una doble desembocadura.

La cartografía histórica del siglo XVIII sitúa la desembocadura del riu de les Coves (o de Sant Miquel) al sur de la Torre de Capicorb. El plano (figura 68) que acompaña al litigio entre los ayuntamientos de Alcalà de Xivert y Torreblanca de 1790 que se ha indicado anteriormente reproduce dos desembocaduras: una al norte de dicha torre que recibe el nombre de “cauce nuevo” y otra al sur de la misma, con el nombre “cauce antiguo”.

Para esclarecer esta cuestión, dos documentos y el plano (de 20 de abril de 1790) han aportado información relevante al respecto. El primero de ellos es la Escritura de Concordia del 15 de mayo de 1604, que se apoya en el último tramo del cauce hasta su desembocadura en el mar para dividir ambos términos en la costa. A éste se alude en otro documento histórico: el Expediente del año 1790 que acompaña al plano del mismo año.

Ahora bien, es importante resaltar que tanto en el plano como en el Expediente de 1790 se hace una distinción entre dos cauces: “cauce antiguo o Río viejo” (letra K) y “cauce moderno” del Río o Rambla de les Coves (letra J). No obstante, en tiempos de la Concordia de 1604 sólo se hacía referencia a un único cauce, tal y como podemos comprobar en su primer capítulo dedicado al primer mojón (letra i en el plano):

[...] Que debe reedificarse junto al Río [...] (sic) (Capítulo I de la Escritura de Concordia, 1604. En: ARV, Escribanías de Cámara, 1790, Exp. 82, f. 532).

En el Expediente número 82 (1790) los peritos contratados por ambas villas pretendían delimitar un nuevo trazado del término municipal de Torreblanca mediante la colocación de un nuevo mojón (letra X) que, siguiendo la línea recta que trazaban los mojones de la Concordia de 1604, llegase hasta la orilla del mar. De este modo, la villa de Torreblanca ganaría un nuevo espacio al norte del río antiguo, cuyo lecho sirvió de divisoria en la Concordia (1604).

En este litigio por la nueva divisoria se intenta incorporar al término de Torreblanca el espacio inundable del margen izquierdo del río antiguo. La zona se describe como área de rompimientos, desagües, adyacente al cauce (del sur) pero sin llegar a la orilla del cauce nuevo (del norte). Como se dice explícitamente en el texto, el proceso que desencadena el pleito es el cambio de trayectoria del río hacia el norte, hacia la actual desembocadura en Capicorb:

[...] el Río antiguo sería como siempre ha sido según dos evidentes señales toda la distancia de maleza o matizar desde el hizon o fita letra T hasta el Paredón letra i según el mismo Terreno o manifiesta evidentemente por los Ramblones, rompimientos, desagües, altos, honduras, y depósitos que no pudiendo demostrarse con aquella propiedad que en sí tienen y existen, [...] Los tres peritos conformes de la letra o figura a que tan repetida se encuentra por todo el Terreno para significación de lo dicho, y evidenciar la dilatación que tenía el cauce antiguo del Río o Rambla, antes que esta le mudase al que se reputa nuevo y exciste descifrado con la letra J [...] (sic) (ARV, Escribanías de Cámara, año 1790, Exp. 82, f. 540).

En definitiva, la documentación trata de acordar una nueva divisoria entre términos debido a un cambio en el trazado del río asociado a un proceso de avulsión que debió ocurrir entre los años 1604 y 1790.

6.3.3. Análisis de la Carta Náutica (1878)

Tal y como se ha estudiado en capítulos anteriores, las cartas náuticas son elementos cartográficos útiles que nos aportan información acerca de las formas y extensión de la costa y las batimetrías de los fondos marinos de su entorno más inmediato. La Carta Náutica de Torreblanca (figura 69) representa claramente el abanico deltaico que forma el riu de les Coves o de Sant Miquel (aquí denominado *Río Segarra ó las Cuevas*) y la restinga o barrera que encierra la laguna de Cabanes-Torreblanca, descrita como *Terrenos pantanosos de Albalat*.

Contiene elementos de referencia que han sido identificados también en la cartografía histórica descrita anteriormente y visibles en la actualidad en la cartografía moderna (fotografías aéreas y ortofotos actuales). Entre ellos, destacan las siguientes torres: Torre de Capicorb (en la Carta Náutica se define como *Capicorp*), Torrenostra (*Torre Nostra* o *Blanca*) y Torre de la Sal. Se localiza el cuartel de Carabineros y dos golas (Gola del Trenc y Gola del Trenc-Albalat). La única vía destacable en esta cartografía es el ferrocarril, que comunica los distintos grupos de población.

Respecto a la información geomorfológica que se desprende de esta Carta Náutica, la laguna se representa como una masa de agua alargada claramente delimitada por los abanicos deltaicos del riu de les Coves (al norte) y del Xinxilla (al sur). Respecto de la textura de su barrera, podemos afirmar que en el siglo XIX la textura del frente de la restinga o barrera sería similar al actual, ya que se indica: *Playa de grava peligrosa para varar*.



Figura 69. Mar Mediterráneo, Costa Oriental de España. Hoja XI, Desde Moncófar hasta Alcocebre [Document cartogràfic] / según los trabajos hechos en 1878 por la Comisión Hidrográfica al mando del capitán de fragata D. Rafael Pardo de Figueroa; J. Riudevets y Tudury delineó; C. Galván la g^o; F. Serra g^o la letra [Map]. Dirección de Hidrografía.

6.3.4. La ortofoto 1956-57 y el MDT LIDAR

6.3.4.1. Geomorfología general

Al igual que en el capítulo anterior dedicado a la restinga o barrera del Xúquer, para el análisis detallado de la morfología de este sistema de delta-restinga-albufera, se han utilizado datos de altimetría de detalle obtenida del MDT LIDAR junto con la información de la ortofoto de 1956-57. La barrera costera tiene una extensión de 9.241 km entre los tramos distales de los abanicos aluviales de Sant Miquel (sector Torre Nostra) y del riu Xinxilla (sector Torre la Sal) (figura 64). Se compone principalmente de bloques, cantos, grava gruesa rodados y arena. Tal y como indican las investigaciones previas realizada en este sistema, la barrera presenta variadas morfologías tales como crestas de playa, bermas y extensos abanicos de derrame o *washover fans*. En el sector central el trazado de la línea de costa es cóncavo y se aprecia una moderada acumulación sedimentaria de arena en la zona de contacto con el humedal. En este sector central, la barrera presenta entre 1 y 5 msnm y hasta 165 m de ancho, el resto de la barrera presenta anchuras que varían entre 30 a 60 m.

El Prat o albufera de Cabanes-Torreblanca se localiza por detrás de la barrera (*back-barrier*), se identifica como una zona deprimida entre dos rangos de cota [0 – 1] y [1 – 2] msnm y está colmatada con limos grises, no presenta una lámina de agua continua. Tiene morfología alargada y se dispone paralela a la costa. Abarca una extensión ligeramente superior a las 1.200 ha (1.262,36 ha). Este ambiente se extiende desde Torrenostra hasta el abanico de tipo solapado formado por el conjunto riu Xinxilla-Barranc de la Font del Campello-Barranc dels Llorenços (Segura et al., 1997). Es aquí, en su parte más meridional, donde se observa la sobre elevación topográfica del propio abanico, que constriñe y cierra el marjal por el sur.

Como comentario previo al análisis geomorfológico de la barrera, cabe resaltar que, al superponer el modelo MDT LIDAR actual sobre la ortofoto del año 1956-57, se observa que la barrera y la línea de costa que muestra el MDT presentan un fuerte desfase con respecto a la barrera y la costa de la ortofoto de 1956-7 (figura 70). Esta circunstancia es muy evidente en los sectores norte y sur de la barrera, lo que indica notables procesos de erosión del litoral en estas zonas. Otra cuestión importante y muy evidente es que, en la actualidad, la barrera de la ortofoto de 1956-7 de estos sectores no existe, ha sido totalmente erosionada. El área de la restinga de 1956-57 se corresponde en la actualidad con un ambiente marino. Por otro lado, y de manera consecuente, la barrera actual que muestra el MDT LIDAR se posiciona en lo que era el ambiente *backbarrier* de la restinga de 1956-57. Esta circunstancia se observa en un largo tramo al sur de los espigones de Torrenostra. Otra zona con procesos evidentes de erosión o transgresión marina es el entorno del antiguo Cuartel de Carabineros (Quarter Vell), un edificio de vigía costera de unos cien años de antigüedad que en la actualidad está siendo batido por el oleaje (figura 70). Cabe resaltar que sólo en el sector central de la barrera coinciden notablemente ambas líneas de costa (la de 1956-57 y la del MDT), lo que parece indicar que este sector podría ser más estable.

Una de las deducciones más evidentes que se hacen de la destrucción completa de la barrera que muestra la ortofoto de 1957 y la aparición del humedal *backbarrier* en la playa actual y sumergido bajo el mar frente a la costa, es que también fueron erosionados los elementos morfológicos previos y, en particular, la posible barrera que hubiera existido o fue

contemporánea a la PEH en dichas zonas. No obstante, como hemos comentado, en la zona central de la barrera existe un amplio sector configurado por materiales de diferente textura y morfología (arenas y gravas) que parece haberse mantenido estable sin avances ni retrocesos significativos (al menos desde 1957). Por esta razón, partimos de la hipótesis de la posible existencia de restos de la barrera de la PEH en este sector más ancho y aparentemente más estable.

Así, en el análisis geomorfológico detallado nos centraremos en dos sectores con procesos y morfologías que pensamos aportarán información útil a nuestros objetivos. Por un lado, el abanico deltaico y la doble desembocadura del riu de les Coves y, por otro, el sector central de la barrera que, en apariencia, se ha mantenido más estable. Por consiguiente, los sectores que presentan procesos actuales de erosión acelerada de la costa (sectores norte y sur) se analizarán en el epígrafe final de este capítulo correspondiente a la desestabilización del sistema.

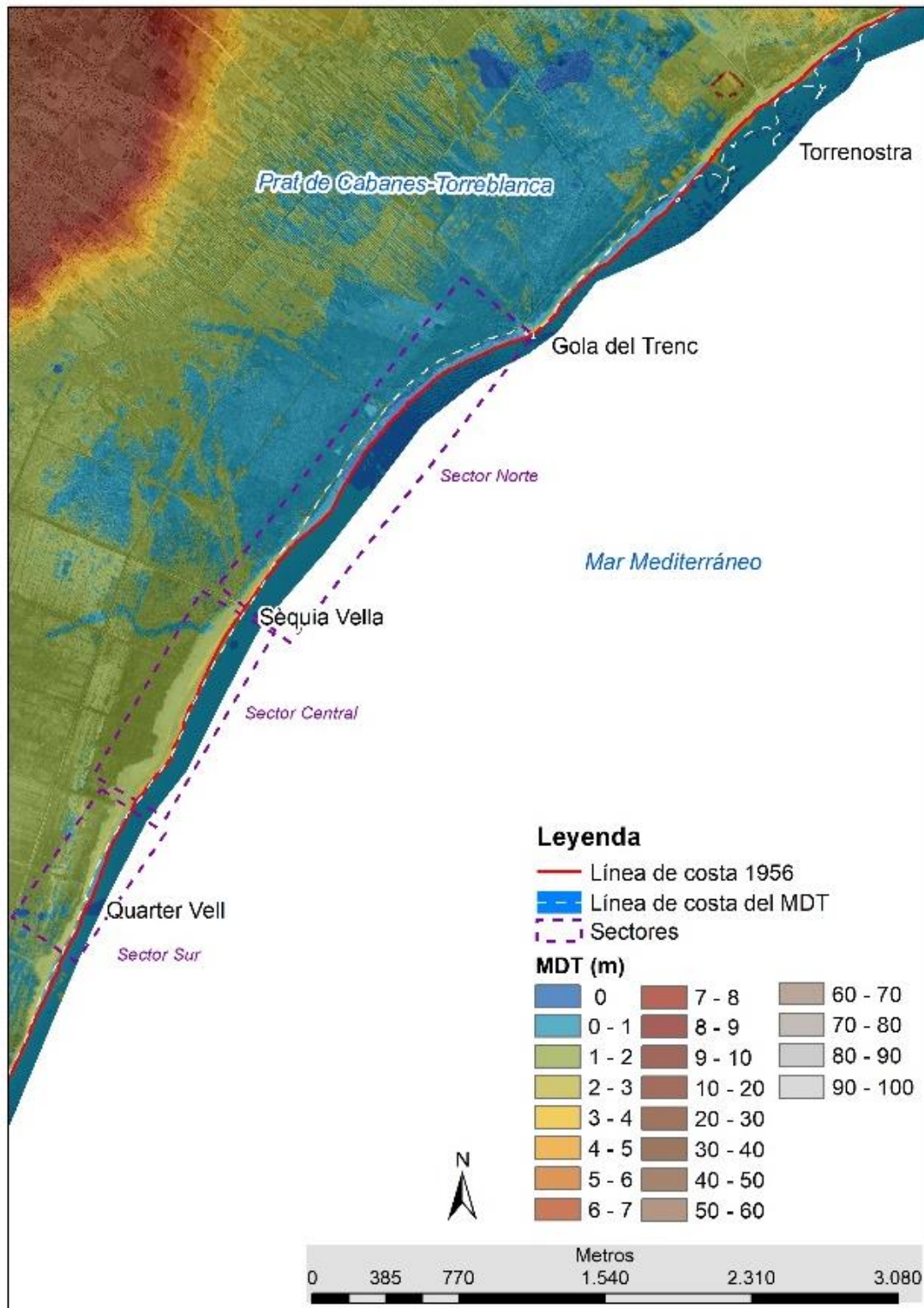


Figura 70. MDT (LIDAR, 1 m resolución, IDEV, 2021) con 35% de transparencia sobre ortofotos del año 1956-57 (CNIG). La línea de costa del MDT se ha representado en color blanco (línea de trazo discontinuo) y la del año 1956 en color rojo (línea de trazo continuo).

6.3.4.2. El abanico deltaico y la doble desembocadura del riu de les Coves

En la fotografía aérea de 1945 y el MDT LIDAR del sector del abanico se identifica el recorrido del cauce actual del riu de les Coves o de Sant Miquel. El cauce actual ocupa una posición central en el ámbito del abanico y traza su desembocadura hacia la Punta de Capicorb. Su lecho y orillas están formados por series de bloques, cantos rodados, gravas y arenas, que conforman diferentes canales e islas en el lecho de la rambla, de manera que es un cauce de morfología de tipo *braided* o trenzado. En el tramo que comprende nuestra zona de estudio, cercano a la desembocadura, está encajado entre terrazas que presentan niveles de cantos y gravas alternando con materiales encostrados de limos rojos con nódulos. Tiene aproximadamente 100 m de anchura media, aunque en algunos sectores del lecho aparecen amplias barras de manera que éste se ensancha hasta los 284,62 m. En su desembocadura el cauce ha formado la progradación deltaica (bloques, cantos, gravas y arena) de la Punta de Capicorb. Otros dos cauces muy próximos al actual se identifican en el MDT (figuras 71 y 72). Uno de ellos se distingue en la margen izquierda (norte). Su trazado lo indica claramente una larga vaguada (2.412,48 m de longitud) actualmente cultivada y encajada en una terraza de material muy encostrado. Por la margen derecha del cauce actual (sur), el MDT muestra claramente la trayectoria del cauce “antiguo” que menciona el plano de 1790 (detalle representado en la figura 71 según Acosta et al., (2018)).

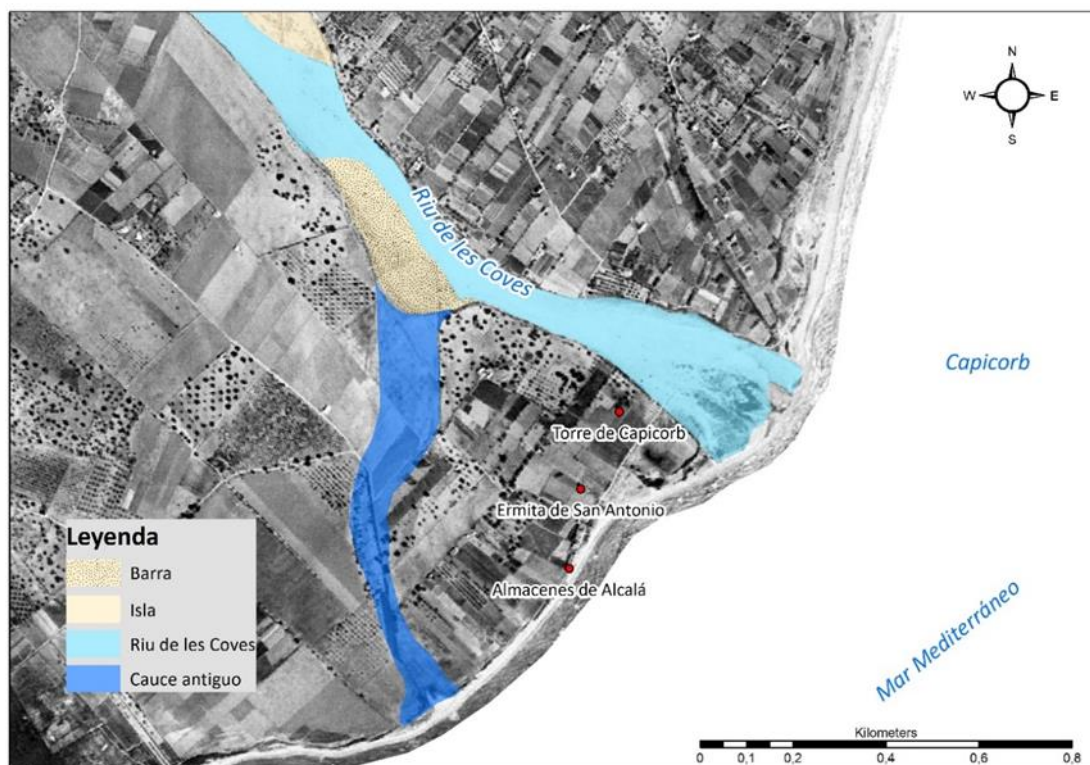


Figura 71. Trazado de los cauces “antiguo” y “actual” del riu de les Coves, según la terminología del Expediente nº82 de Escribanías de Cámara del año 1790 (ARV) (Acosta et al., 2018).

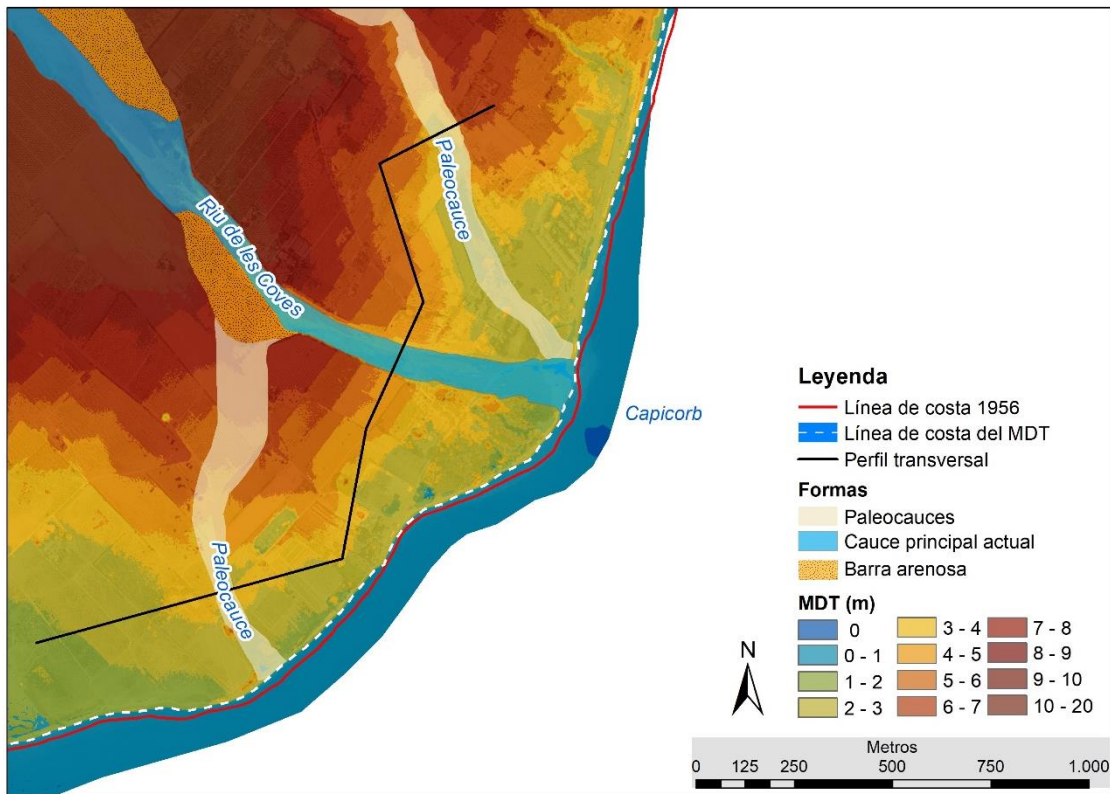


Figura 72. Localización de los paleocauces y el cauce principal actual a partir del MDT (IDEV) con 15 % de transparencia sobre ortofoto del año 1956-57 (CNIG).

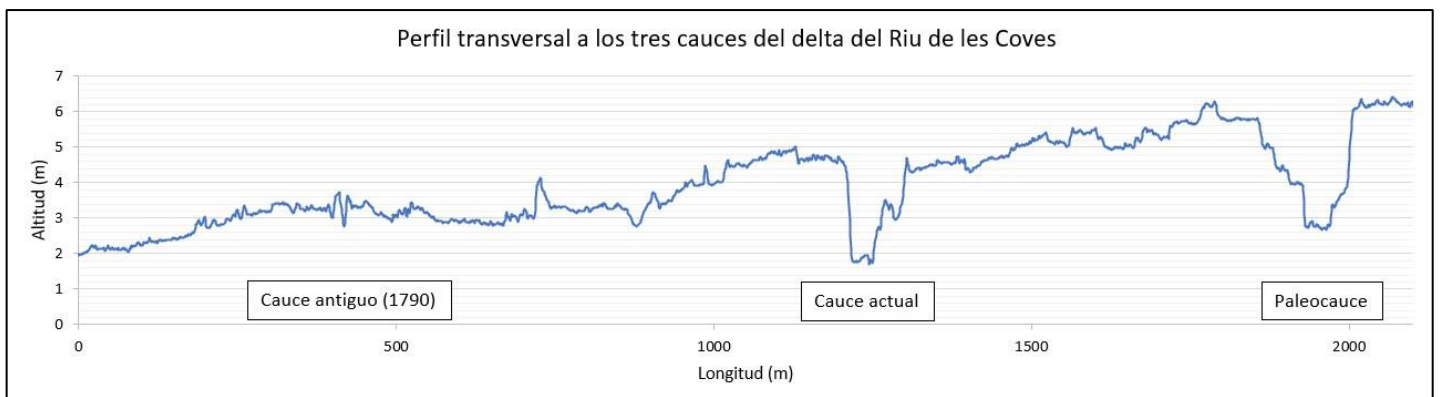


Figura 73. Perfil transversal a los tres cauces del cono aluvial del riu de les Coves. Paleocauce del norte, cauce central o actual y paleocauce del sur o cauce antiguo (previo a 1790).

En el perfil transversal a los tres cauces (figura 73) se observa que el paleocauce septentrional discurre a cotas más altas que las del lecho del río actual (en torno a 3 y 2 msnm, respectivamente). Está encajado en una terraza encostrada a cotas más alrededor de 6 msnm. Se trata de un sistema desconectado del cauce actual. Por su parte, el paleocauce meridional o de la margen derecha se corresponde con el “cauce antiguo” que se describe en el Expediente de 1790 y se identifica en el plano que lo acompaña con la letra K (figura 68). En el perfil se observa que su lecho está colmatado de sedimentos (y cultivado según muestra la foto aérea), pero se distingue perfectamente la forma individualizada convexa de su acumulación

sedimentaria en torno a cotas de 3,5 msnm. Teniendo en consideración la evolución cuaternaria de este cono aluvial, podemos inferir la antigüedad de ambos paleocauces. El paleocauce septentrional (margen izquierdo del cauce principal) es el más antiguo y está formado por materiales gruesos pleistocenos (Segura, 1990). Segura (1990) cita flujos más recientes (holocenos) al sur del cauce central. Esto se correspondería con el cauce antiguo que hemos detectado a partir de la documentación histórica del año 1790.

Finalmente, cabe destacar que el MDT muestra la construcción aluvial conjunta de ambos ríos (el actual y el “cauce antiguo” anterior a 1790) con morfología en planta de cono y con dos progradaciones deltaicas bien diferenciadas en la línea de costa: la correspondiente a la desembocadura antigua (al sur) y la actual Punta de Capicorb. El uso conjunto de la información altimétrica de detalle (MDT LIDAR), la superposición de ortofotografías aéreas y la presencia actual de elementos de referencia del plano de 1790 (Almacenes de Alcalá, Ermita de San Antonio y Torre de Capicorb) facilitaron su localización en los trabajos de campo (figura 74).



Figura 74. Fotografía desde avioneta de la zona de desembocadura y cauce actual del Riu de les Coves (flechas en negro). Se señala el recorrido del cauce antiguo (flechas en amarillo) y elementos comunes de referencia con el Expediente (nº 82) de 1790: 1) Almacenes de Alcalá, 2) Ermita de San Antonio y 3) Torre de Capicorb. (Fotografía del año 2000 cedida por el Dr. Adolfo Calvo Cases).

Atendiendo a la información aportada, el recorrido del cauce antiguo (paleocauce meridional anterior al año 1790) se corresponde con el límite actual que divide ambos municipios: Alcalá de Xivert y Torreblanca. Es decir, finalmente se mantuvo el término municipal aprobado desde tiempos de la Concordia (1604) que se apoyaba en el último tramo del que sería el único río en 1604 y que pasaría a denominarse “cauce antiguo” tras una avulsión que debió ocurrir antes del año 1790. Las minutas de principios del siglo XX (año 1910) representan “Arenales” al sur de la desembocadura del cauce antiguo (figura 75).

más altas (2,25 msnm). La superficie de los cantos está cubierta de una pátina gris y líquenes (figura 78).

La interpretación de las series de fotografías aéreas (georreferenciadas) posteriores a 1956-57, ha posibilitado la identificación y disposición de varios conjuntos de crestas. Se trata de series progradantes que se formaron hacia 1977 (amarillo), 1988 (verde) y 1996-97 (rojo). Las crestas se disponen de manera longitudinal, manteniendo la dirección de la deriva N-S. y avanzando o progradando hacia el mar. Las series descritas se interrumpen cerca de la costa. En la franja costera de las ortofotos de los años 2003 y 2009 se identifica una alta cresta de playa de tipo transgresivo que erosiona y sobre monta (*overtop*) las crestas más recientes (1996-97). Podemos concluir que los temporales acaecidos desde el año 2003 erosionan las series formadas durante los años 1977 a 1997 y dejan depósitos de signo transgresivo topográficamente más altos. Las crestas de temporal recientes superan los 2,75 – 3 msnm y presentan un frente en caída vertical hacia el mar (figura 77). Su textura se corresponde con gravas y cantos rodados subredondeados (5-10 cm de diámetro) sin matriz arenosa ni pátina u otro tipo de revestimiento (morado). La disposición de las series de depósitos de la barrera escrita queda recogida en las figuras 76 y 77.

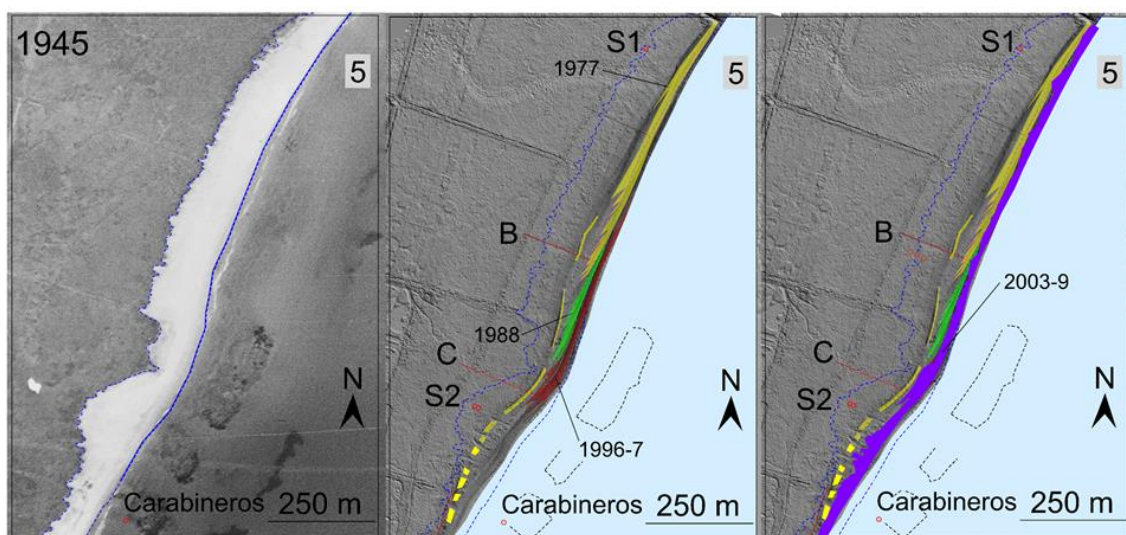


Figura 76. Características morfológicas evolutivas del sector central de la barrera entre 1945 y 2009. (Carmona et al., 2020). Crestas progradantes de 1977 (amarillo), 1988 (verde) y 1996-7 (rojo). La cresta de tipo transgresivo (*overwash*) de 2003-9 (morado) erosiona las formaciones previas de 1996-7.

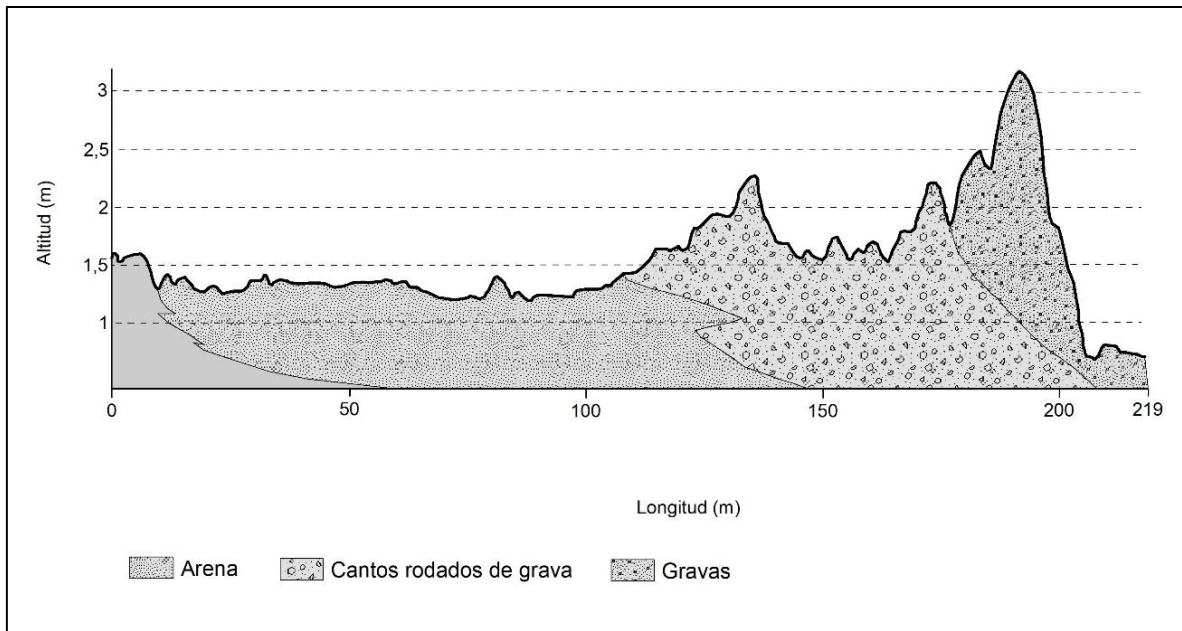


Figura 77. Perfil transversal en el sector central de la barrera y su estratigrafía.



Figura 78. Fotografías tomadas en campo del amplio sector central arenoso y crestas de grava: a) derrames de arenas y gravas planas dispersas; b) y c) cordones de cantos y gravas de las décadas 1970 y 80; d) cordón de tormentas desde 2003; e) y f) detalle de cantos y gravas con pátina gris y líquenes.

- *Los derrames arenosos back-barrier del tramo central. Los sedimentos del “cauce antiguo” previo a 1790.*

Dado que la textura general de toda la barrera y la playa en la actualidad es de cantos de grava y arena (esta última exclusivamente en algún tramo muy restringido) y con el objeto de establecer posibles similitudes entre las texturas de los derrames arenosos *back-barrier* y la carga sedimentaria del paleocauce de 1790 se han tomado muestras en diversos puntos y realizado análisis sedimentológicos (figuras 79, 80 y 81 y tablas 5 y 6):

- **Muestra 1 (M1):** Esta muestra fue recogida en la costa frente a los Almacenes de Alcalá a unos 500 m al sur de la desembocadura del cauce actual.
- **Muestra 2 (M2):** Muestra tomada con sondeo PVC (varios decímetros) realizado en un banco de arena en la orilla izquierda del paleocauce anterior al año 1790 (a unos 150 m de su antigua desembocadura).
- **Muestra 3 (M3):** Muestra tomada en la prominencia deltaica próxima a la desembocadura del paleocauce (anterior al año 1790). Se trata de un corte de alrededor de 70 cm de potencia excavado en los materiales del delta de dicho paleocauce por el oleaje actual. La muestra se toma en el paquete de limos en techo de la sección (figura 79).
- **Muestra 4 (M4):** Se trata de una muestra de arenas del nivel infrayacente al estrato de limos de la muestra anterior (M3).
- **Muestra 5 (M5):** Muestra de playa actual recogida a 200 metros de distancia (aproximadamente) al sur del visor de pájaros ubicado en la Gola del Trenc.

Para la toma de muestras en el sector central de la barrera en el *splay* arenoso *back-barrier* se realizó el sondeo SPLAY 3 con un tubo PVC de 2 m de largo. Se han recogido, analizado y estudiado tres muestras (figura 80) a tres profundidades distintas tomadas separadamente en campo mientras se realizaba la perforación. Estas tres muestras son las siguientes:

- **SPLAY 3 (0 – 15 cm):** Muestra más superficial, obtenida de los primeros 15 cm de profundidad durante la perforación.
- **SPLAY 3 (27 cm):** Muestra obtenida al alcanzar el doble de profundidad que la primera vez durante la perforación: aproximadamente 30 cm (muestra recogida a 27 cm por debajo de la superficie del suelo).
- **SPLAY 3 (40 cm):** Muestra obtenida a 40 cm de profundidad del suelo durante la perforación para el sondeo.

El sondeo se detuvo al llegar al sustrato pantanoso, donde se tomaron 2 muestras de turba en la zona de contacto con las arenas.



Figura 79. Toma de muestras M3 y M4 en una sección de la prominencia deltaica erosionada por el oleaje del paleocauce anterior al año 1790. Sirva de escala el cuchillo del corte en la imagen de la derecha.



Figura 80. Toma de muestras de distintos niveles al SPLAY 3.

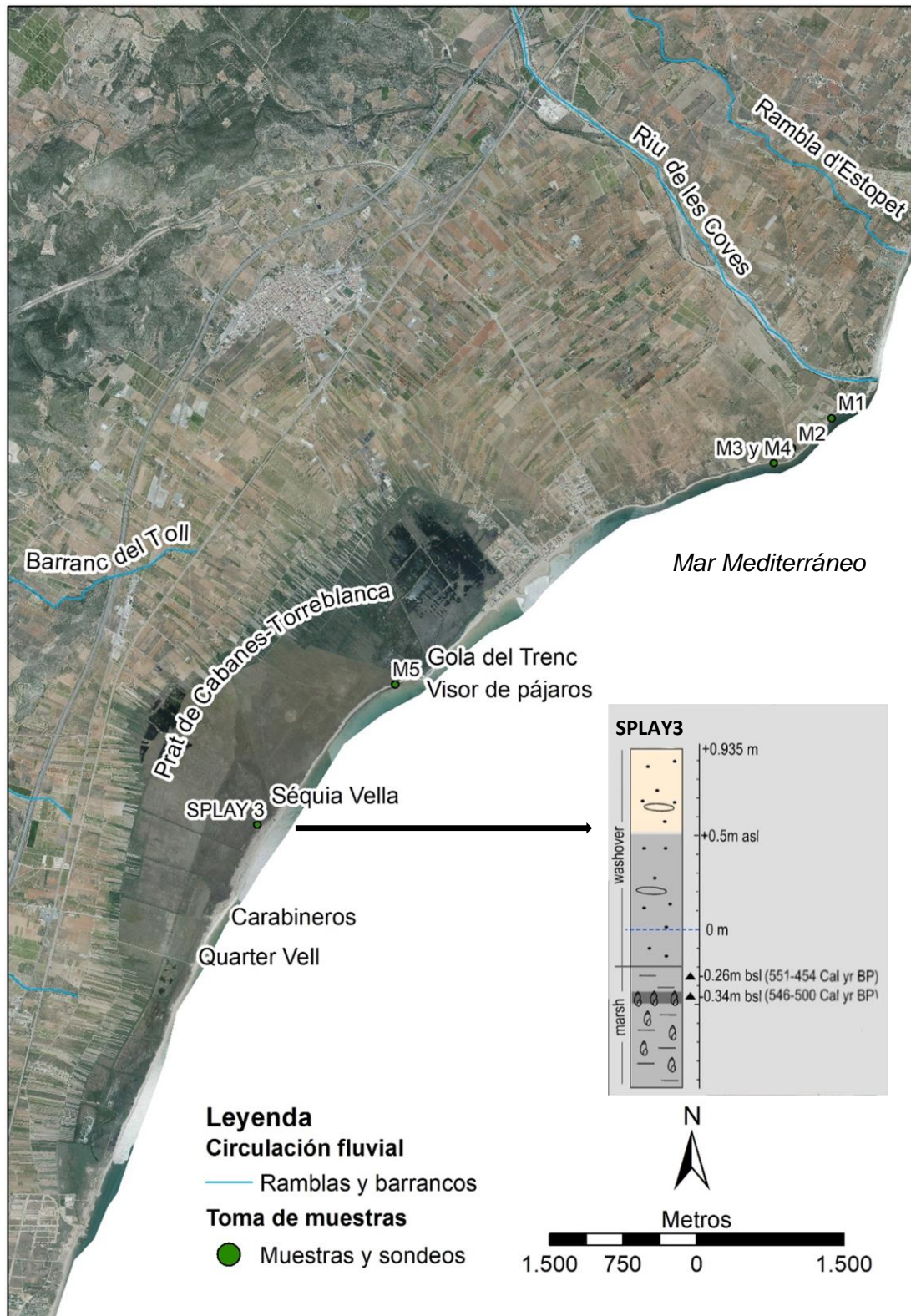


Figura 81. Localización de los puntos donde se tomaron muestras y se practicaron los sondeos tratados en este trabajo (M1 – M5 y SPLAY3). Se incluye el esquema del sondeo arenoso SPLAY 3.

Para averiguar la cronología de los *splays* arenosos y dado que no aparecieron restos orgánicos datables en las arenas, tal y como proponen Goslin y Clemmensen (2017), fueron datadas dos muestras (14C) del material turboso inmediatamente infrayacente al derrame. En el sondeo SPLAY 3 (ver esquema en la figura 81), el nivel arenoso (de 1,195 m de espesor), es de color marrón en los primeros decímetros y gris en su parte baja o inferior. Entre las arenas aparece intercalada alguna pequeña grava aplanada. Entre -0,26 mbnm y -0,845 mbnm, el sedimento es arcilloso, con gran cantidad de materia orgánica y gasterópodos de agua dulce (desde -0,34 mbnm).

Así, se dataron dos muestras (tabla 5) con 14C enviadas al laboratorio *Beta Analytic Testing Laboratory* (Florida, EE. UU.): la primera (limo orgánico), a -0,26 mbnm, datada hacia el 551 a 454 años cal BP (1.399 – 1.496 años cal AD); y la segunda (turba), a -0,34 mbnm, datada hacia el 546 a 500 años cal BP (1.404-1.450 años cal AD).

Tabla 5. Resultados de las dataciones mediante 14C.

Nombre	Código	Profundidad	Material	Años Cal BP	Años Cal BC/AD (2σ rangos)
SPLAY 3	Beta - 543352	-0,26 mbnm	Limo orgánico (salobre)	551-454	1399-1496 AD
SPLAY 3	Beta - 543351	-0,34 mbnm	Turba	546-500	1404-1450 AD

Con respecto al análisis de muestras, los resultados obtenidos se recogen en la tabla 6:

Tabla 6. Resultados del análisis de muestras en el laboratorio de Geomorfología (Facultat de Geografia i Història, UV).

ANÁLISIS		Muestra 1		Muestra 2		Muestra 3		Muestra 4		Muestra 5		Splay 3 (0-15 cm)		Splay 3 (27 cm)		Splay 3 (40 cm)	
Calcimetría (CaCO ₃ %)		61,02		50,84		43,28		48,47		29,30		32,54		33,27		32,38	
Textura arenas		PESO (g)	%	PESO (g)	%	PESO (g)	%	PESO (g)	%	PESO (g)	%	PESO (g)	%	PESO (g)	%	PESO (g)	%
PHI (φ)	mm																
-0,5	1,41	0,06	0,06	0,00	0,00	0,02	0,09	0,02	0,04	0,60	0,60	0,15	0,31	0,06	0,06	0,04	0,04
0	1	1,06	1,08	0,03	0,04	0,07	0,33	0,01	0,02	1,27	1,26	0,31	0,64	0,11	0,11	0,02	0,02
0,5	0,9	0,80	0,82	0,02	0,02	0,01	0,05	0,01	0,02	0,31	0,31	0,07	0,14	0,02	0,02	0,02	0,02
1	0,7	7,91	8,08	0,10	0,12	0,03	0,14	0,04	0,08	1,27	1,26	0,20	0,41	0,04	0,04	0,03	0,03
1,5	0,38	81,86	83,60	2,00	2,47	0,18	0,84	0,41	0,83	7,99	7,93	0,52	1,07	0,15	0,15	0,15	0,15
2	0,23	6,13	6,26	16,53	20,43	0,91	4,25	3,66	7,37	77,62	77,03	11,39	23,39	10,23	10,37	9,48	9,71
2,5	0,177	0,04	0,04	13,89	17,16	0,98	4,58	4,46	8,98	9,33	9,26	14,70	30,18	29,28	29,67	28,94	29,64
3	0,125	0,03	0,03	27,85	34,41	3,81	17,79	15,06	30,32	2,28	2,26	19,34	39,71	53,39	54,11	53,94	55,24
3,5	0,088	0,01	0,01	13,36	16,51	6,41	29,93	14,51	29,21	0,10	0,10	1,87	3,84	5,07	5,14	4,74	4,85
4	0,062	0,02	0,02	7,15	8,83	9,00	42,02	11,49	23,13	0,02	0,02	0,15	0,31	0,32	0,32	0,29	0,30
ARENAS		97,92	100	80,93	100	21,42	100	49,67	100	100,77	100	48,7	100	98,67	100	97,65	100
LIMO-ARCILLAS		2,08	0	19,07	0	78,58	0	50,33	0	0,17	0	1,3	0	1,33	0	2,35	0

Una vez revisados los resultados obtenidos de los análisis sedimentológicos se pueden realizar los siguientes comentarios:

a) Playas actuales

La muestra de la playa cercana al delta actual de Capicorb (M1), presenta una alta clasificación textural (83,60%) en el tamaño 1,5 φ y un 61% de granos carbonatados. Hacia el sur, la playa (M5) está constituida por granos menos seleccionados, aunque un 77% se concentran en el

tamaño 2 ϕ , con el hecho distintivo de una pérdida de granos carbonatados por el desgaste marino.

b) Arenas del paleocauce y el sondeo (SPLAY 3).

Las tres muestras arenosas del SPLAY 3 están clasificadas (90%) en los tamaños 2 a 3 ϕ . Esta misma clasificación se encuentra en la muestra M2 de la orilla del paleocauce anterior a 1790, donde en estos tamaños se concentra el 70% de la población de arenas. Se aprecia muy bien el desgaste de los granos carbonatados en las muestras del *splay* donde su porcentaje es muy bajo (en torno al 30%) mientras que en la muestra del paleocauce anterior al año 1790 (M2) los granos de arena carbonatados presentan un contenido del 50%.

Las muestras del delta son muy limosas y de arena fina. Las arenas que aparecen en la playa en 1910 (figura 75), han sido erosionadas por el oleaje.

De los datos expuestos, se deduce que durante la PEH la carga sedimentaria del paleocauce estaba constituida por arena media-fina, a diferencia del cauce actual que transporta arena mucho más gruesa y, mayoritariamente, cantos rodados y gravas. Finalmente, las arenas se han examinado con un microscopio estereoscópico digital (modelo EZ4 ocul 10 \times) a través del programa *Leica Application Suite*, y se han tomado las correspondientes imágenes con el mismo aumento (escala 1 mm) (figura 80). En esta comparación se observa a simple vista la diferente textura de las muestras arenosas y, también, el mayor contenido en material silíceo de las muestras del SPLAY 3, indicando el proceso de desgaste de las arenas de tipo calcáreo en los ambientes asociados al medio marino en el ambiente de playa.

Las dataciones (14C) de la turba subyacente al *splay* arenoso apuntan un origen medieval de la barrera y la playa, alimentada en aquel momento por los aportes del cauce antiguo.

El depósito arenoso del *splay* se interpreta como un depósito de tormenta que arroja la arena de playa que incorpora, incluso, algunos cantos aplanados dispersos a un sector del humedal en el ambiente *back-barrier*. El origen es tormentoso y coincide (cronológicamente) con otros episodios de tormenta de la PEH que trataremos más adelante.



Figura 82. Imágenes obtenidas a partir del Instrumento “3 unidades microscopio estereoscópico”, marca Leica, modelo EZ4 ocul10x y el programa *Leica Application Suite*.

6.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. LA RESTINGA HISTÓRICA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA

6.4.1. La restinga histórica Medieval y Moderna. Procesos durante la PEH

La documentación y cartografía histórica custodiada en el Archivo del Reino de Valencia (Expediente nº 82 de Escribanías de Cámara, año 1790) ha resultado fundamental para estudiar formas, procesos y cambios que han acontecido principalmente en el cauce del riu de les Coves (o Sant Miquel) durante la fase climática histórica Medieval y Moderna de la PEH. Para este período de estudio (siglos XIV-XIX) la información aportada por cartografías históricas generales (figuras 65 – 67) resulta imprecisa y de escaso detalle en lo que respecta a la morfología y procesos de la restinga (o barrera).

El uso de datos LIDAR (MDT de 1 m de resolución, IDEV) ha permitido realizar un análisis detallado en el que se han identificado morfologías que evidencian procesos y cambios ocurridos durante la PEH. Se observan diferencias en la morfología de los canales fluviales identificados de la zona de estudio. El riu de les Coves circula en la actualidad encajado en un cono pleistoceno. Pero los datos nos indican que en época histórica existía otro cauce al sur del actual.

6.4.1.1. Avulsión y cambio de texturas en los aportes sedimentarios a la costa (hacia 1790)

La información presentada nos ha permitido identificar un trazado antiguo del riu de les Coves enmascarado por la posterior transformación agraria. Su rastro ha desaparecido completamente y, en la actualidad, no vehicula agua en momentos de crecida. El cambio de trayectoria o avulsión debió ocurrir poco antes del año 1790 (este proceso origina el pleito en el trazado de la divisoria entre los términos municipales de Alcalá de Xivert y Torreblanca) y debió estar asociado a una gran crecida del río. La barra que hemos identificado en el ápice de la difluencia quizás taponase la salida de agua hacia el cauce antiguo. Finalmente, cabe destacar que en la línea de costa del abanico es evidente la progradación deltaica de este antiguo cauce.

Los resultados obtenidos tras el análisis de texturas de niveles arenosos en el laboratorio han demostrado que este paleocauce meridional alimentaba con arena la antigua costa del sector central de la barrera. La muestra tomada en la orilla de su antiguo cauce (M2) indica que transportaba arena fina tal y como lo muestran los análisis texturales. La cartografía de 1910 todavía representa una amplia desembocadura arenosa en la costa del cauce antiguo (figura 75).

Las tres muestras del sondeo SPLAY3 realizado en una zona de los extensos abanicos arenosos en contacto directo con el humedal, presentan una distribución de las texturas arenosas muy similar a las muestras de la carga sedimentaria del paleocauce meridional. Por otro lado, estos derrames se pueden identificar como depósitos de temporal marino (incluyen cantos aplanados de playa) que se depositan directamente sobre el humedal tras la barrera. Las dataciones por ¹⁴C de estos abanicos arenosos aportan cronologías de 665 cal BP y 503 cal BP (Carmona et al., 2020). Estas fechas se corresponden con principios de la PEH y con el Mínimo Solar de Spörer (años 1420 – 1570). Los depósitos fueron dejados por tormentas marinas muy frecuentes en el Mediterráneo occidental durante estos períodos (Camuffo, 1993; Camuffo et al., 2000).

La avulsión hacia el norte de este cauce ocurrió a finales del siglo XVIII (en algún momento previo al año 1790), durante la PEH. Este proceso dio lugar a cambios en la dinámica sedimentaria afectando sensiblemente a la textura de los aportes fluviales que percibía la barrera (o restinga). El cauce actual – encajado en un cono pleistoceno – transporta material de mayor calibre (gravas y cantos rodados). En la desembocadura forma un pequeño delta de material muy grueso que constituye la fuente de materiales a la playa actual y la corriente de deriva longitudinal N-S.

Finalmente, cabría hacer algunas apreciaciones geomorfológicas sobre la difluencia del riu de les Coves. Partiendo de la posición de la torre de Capicorb se abre un nuevo interrogante. Esta torre se sitúa próxima al cauce actual o moderno del riu de les Coves en lugar de estar en el margen del cauce antiguo. Sabiendo que la primera noticia que se tiene de esta torre es de 1427 (Iturat, 1989 en Boira-Maiques, 2007), se plantea la posibilidad de que el cauce actual ya existiera en el siglo XV puesto que se edificó con la misión de vigilar y proteger esta porción de litoral, el acceso desde la costa a Alcalá de Xivert y su corredor interior (Boira-Maiques, 2007). La incoherencia cronológica que se nos presenta con la descripción de Cavanilles en 1795 y la avulsión identificada previamente al año 1790 puede deberse a que este último autor se basase en descripciones locales ya desfasadas, pues cuando inició su análisis del territorio por encargo del Rey Carlos IV en el año 1791 la avulsión ya había tenido lugar.

Posiblemente, y como la mayoría de las ramblas del Golfo de València, el riu de les Coves habría presentado a lo largo del tiempo una doble desembocadura, pero en algunos períodos y en ocasión de crecidas extraordinarias alguna de ellas podría haber dejado de ser funcional. El límite actual entre los términos de Alcalá de Xivert y Torreblanca sigue siendo el planteado desde la Concordia, puesto que el Expediente redactado por Barrachina (1790) y el plano que lo acompaña (figura 68) demostraron que la división natural siguiendo esta desembocadura fue el criterio más aceptable y adecuado propuesto desde 1604.

6.4.1.2. Procesos geomorfológicos: fases de alta frecuencia y magnitud de inundación y temporales marinos.

La avulsión detectada en este trabajo durante el siglo XVIII en el riu de les Coves (o de Sant Miquel) no es un proceso geomorfológico aislado. Para esas fechas podemos encontrar algunos ejemplos de avulsión o cambios en desembocaduras en el Golfo de València como, por ejemplo, el estrangulamiento del meandro del Toro (Río Xúquer) en 1783 (Ruiz et al., 2014) y la avulsión del río Albaida en 1785 (Cavanilles, 1795-97; Ruiz-Pérez, 1998a y 1998b). Fuera de nuestras fronteras, en las desembocaduras del Ródano (Francia) se ha observado la estrecha relación que existe entre los episodios de rango extraordinario y los cambios en la geomorfología costera y submarina. Dada su intensidad, sus desembocaduras han experimentado movimientos laterales a causa de la avulsión del propio río, especialmente durante fases como la de 1771-1780 a razón de la mayor frecuencia, gravedad e intensidad de las inundaciones (Pichard et al., 2014).

Debido a la relación de estos cambios con grandes precipitaciones e inundaciones de carácter extraordinario, deben tenerse en cuenta para esas fechas inundaciones catastróficas como las del río Turia el 5 de noviembre de 1776 (Cavanilles, 1795-97; Font-Tullot, 1988; Alberola, 2014; Ruiz et al., 2014), la inundación del Xúquer-Albaida de 1779 (Ruiz-Pérez, 1998a y 1998b), la inundación del Turia en noviembre y diciembre de 1783 en València, la grave inundación del

Xúquer en noviembre de 1783, la gran avenida del Ebro el 6 de noviembre de 1783 o la extraordinaria riada e inundación del Ebro en Tortosa el 8 de octubre de 1787 (Font-Tullot, 1988). Por otro lado, intensas lluvias causaron tres deslizamientos como el del Desierto de las Palmas en 1783 (en las sierras cercanas a Torreblanca), el deslizamiento de la Muntanya Assolada (anteriormente denominada Muntanya de la Font del Baladre) de Alzira en 1783 (AMA, Libro de Actas Municipales, año 1783; San Pedro (1784)), y el deslizamiento de un monte entre Castellonet – Alfahuir en el mismo año (Cavanilles, 1795-97).

En cuanto a la posible coexistencia de ambos cauces en el tiempo se hace difícil de explicar con unas texturas y morfologías tan diferentes de sus cargas sedimentarias. Además, la Escritura de Concordia (1604) sólo hace referencia a un único cauce, que es el que hemos denominado paleocauce meridional o cauce antiguo (anterior a la avulsión), y el Expediente nº 82 del año 1790 distingue entre cauce antiguo y cauce nuevo, como se ha especificado en apartados previos. La avulsión hacia la actual desembocadura norte (ca. 1790) produjo importantes cambios sedimentarios costeros de arenas finas a cascajosas, ya que actualmente no hay playas arenosas sino de grava. El cambio de textura en el cauce actual es un curioso e importante elemento a analizar.

6.4.1.3. Procesos hidrológicos en la albufera y las golas

En tiempos de Escolano (principios del siglo XVII) el flujo reversible que permitía la bocana natural favorecería la existencia de una laguna con influencia tanto de aguas marinas que se introducían en el humedal como agua dulce procedente de la escorrentía de los barrancos que la rodean y surgencias del acuífero. A finales del siglo XVII o principios del XVIII se produce el cierre de la última bocana natural del Prat de Cabanes-Torreblanca. Esto supuso un cambio en las condiciones ambientales dando lugar a un ambiente palustre desconectado del mar. El cierre de la albufera de Torreblanca coincide cronológicamente con el avance hacia la continentalización de los humedales asociado al cierre de sus últimas bocanas naturales en la segunda mitad del siglo XVII (Mateu et al., 1999). Una de las consecuencias de estos cierres es el aumento de casos de paludismo (o malaria) en poblaciones asentadas próximas a los entornos de humedal mediterráneos ya detectado por Cavanilles (1795-97). Existen cronologías de epidemias de paludismo que se relacionan con un aumento de inundaciones durante la PEH y el aumento del área inundada de los humedales costeros.

El período cronológico al que se refieren estos procesos descritos se inscribe en la Anomalía u Oscilación de Maldà (1760-1800) caracterizada por ser un período frío, durante el cual las bruscas variaciones interrumpían cualquier tendencia de recuperación térmica (Alberola-Romá y Pradells-Nadal, 2012; García-Torres, 2016). En este contexto también tuvieron lugar intensas heladas: se hielan los algarrobos en la Sierra de Espadán el 26 de diciembre de 1788 (Cavanilles, 1795-97), el río Ebro se hieló en enero de 1766, y durante el invierno de 1787-88 (Cruz-Orozco y Segura-Martí, 1996b) y en 1766 se hieló el riu Cervol y sus balsas de riego en Vinaròs (Cruz-Orozco y Segura-Martí, 1996b).

6.4.2. Modelo geomorfológico de la restinga del Prat de Cabanes-Torreblanca

Desde la comunidad científica, se han realizado numerosas aportaciones sobre las diferentes tipologías de barrera (o restinga) transgresiva de grava, fundamentalmente en Nueva Escocia. Su evolución se ha relacionado con un déficit sedimentario y/o con un aumento relativo del nivel del mar (Carter et al., 1989; Carter y Orford, 1993; Orford et al., 1995a, 1995b; Forbes et al., 1991, 1995).

La albufera de Torreblanca actualmente está afectada por la intrusión salina por subsidencia local y el ascenso relativo del nivel del mar relacionado con subsidencia de origen tectónico. La erosión pone en peligro la integridad de la barrera de cantos, que actualmente se halla en regresión. El cono aluvial del riu de les Coves también registra un retroceso generalizado de su línea de costa. Las causas de esta erosión pueden ser al mismo tiempo naturales como antrópicas. Por un lado, las tormentas y el ascenso del nivel del mar son factores naturales que intervienen en el retroceso de la línea de costa. Por el otro, los factores antrópicos provocan procesos acelerados de erosión. Un ejemplo es la reducción del suministro de sedimentos que llegan a la costa, ya sea por la construcción de embalses como por la extracción de gravas de su lecho (Segura & Sanchis, 2013). Aunque el riu de les Coves no tiene embalses que retengan el sedimento, la extracción de gravas (graveras) de su lecho reduce considerablemente el aporte sedimentario que llegaría a su desembocadura cuando esta rambla pudiera tener crecidas (episodios de lluvias intensas). Además de la reducción del suministro de sedimentos, la instalación de diques y espigones como los de Torrenostra interrumpe la circulación natural de sedimentos, provocando una sobreacumulación al norte del obstáculo y erosión al sur del mismo (Pardo-Pascual, 1991; Pardo-Pascual & Sanjaume, 2019).

6.5. LA DESESTABILIZACIÓN DEL SISTEMA

6.5.1. El retroceso del cono aluvial del riu de les Coves

La información aportada hasta el momento revela que el cono aluvial del riu de les Coves presenta dos progradaciones deltaicas. Cada una de ellas corresponde a la desembocadura del paleocauce meridional (o cauce antiguo, anterior al año 1790) y la del cauce actual (punta de Capicorb), respectivamente. Respecto a la línea de costa del cono aluvial, la serie de imágenes de diferentes fechas (figura 83) demuestra que este sector está expuesto a procesos de erosión o transgresivos desde el mar. El retroceso de la línea de costa se ha ido produciendo de manera general y gradual en todo el cono.



Figura 83. Secuencia del retroceso gradual de la línea de costa del cono aluvial del riu de les Coves entre los años 1956 y 2021. La línea de costa en 1956 se representa en rojo (arriba, ortofoto de 1956, CNIG) y la del año 2021 a partir de una línea de trazo discontinuo de color blanco (abajo, ortofoto de 2021, IDEV).

6.5.2. Procesos actuales de la barrera: *landward rollover, overwash y overtop*.

El proceso transgresivo queda evidente en los numerosos *washover fans* que aparecen en el humedal adyacente (ambiente de *back-barrier*). El proceso de barrera transgresiva ha sido señalado y discutido por varios autores (Mateu, 1982; Sanjaume et al., 1990; Pardo, 1991; Rosselló, 1993; Segura et al., 2005; Ruiz y Carmona, 2009; Carmona et al., 2014). Una evidencia significativa de este proceso se encuentra en la presencia de turba reciente en la playa (Rosselló, 1993). Actualmente, la barrera presenta un déficit sedimentario significativo (Sanjaume et al., 1990) y es muy vulnerable a la erosión, tanto por episodios tormentosos como por causas antrópicas. En la barrera de 1945 se encontraron *washover fans* que indican procesos de *rollover* y en algunos sectores han sufrido procesos transgresivos acelerados que son prácticamente irreversibles (Carmona et al., 2020).

Sobre la restinga, a partir de fotografías aéreas y ortofotos actuales se identifica un continuo de *washover fans* (abanicos de derrame) en el sector de la barrera en contacto con el humedal. Estos abanicos de derrame repartidos por toda la barrera evidencian procesos de *overwash* producidos por el oleaje durante temporales costeros recientes. Las olas adquieren la energía suficiente para transportar el material del frente de playa en la barrera hacia su parte trasera (*back-barrier*). Al entrar en contacto con el marjal, el oleaje pierde energía súbitamente y los cantos y gravas que transportaba son rápidamente depositados en forma de lóbulos (*washover fans*). Se han seleccionado dos sectores de estudio: el sur de la Gola del Trenc y el sector del Quarter Vell.

Los espigones de Torrenostra (figura 84) retienen el material de la deriva longitudinal configurando grandes extensiones de playa artificial (en muchos casos) en la cara norte de cada uno de ellos. Estos espigones son el origen del proceso de erosión al sur de Torrenostra, donde se observa el fuerte retroceso que ha experimentado la línea de costa. Al sur de la Gola del Trenc, estos procesos se han acelerado. Carmona et al. (2020) detectan un retroceso de 75 m tierra adentro entre 1945 y 2019. También señalan que esta barrera transgresiva ha perdido anchura, pasando de 60-70 m en 1945 a 38-40 m en 2019. Este retroceso es totalmente de origen antrópico muy reciente y se tratará a continuación en los sectores norte y sur citados anteriormente (figura 70).



Figura 84. Secuencia del retroceso de la costa al sur de los espigones de Torrenostre entre los años 1956 y 2021. La línea de costa en 1956 se representa en rojo (arriba, ortofoto de 1956, CNIG) y la del año 2021 a partir de una línea de trazo discontinuo de color blanco (abajo, ortofoto de 2021, IDEV).

A) Sector norte: Sur de la Gola del Trenc

Al sur de la Gola del Trenc (figura 85), la parte posterior de la barrera (*back-barrier*) ya mostraba numerosos *washover fans* en la fotografía aérea de 1945 y 1956. En este sector, los procesos transgresivos de barrera se han acelerado: entre 1945 y 2019 retrocedió alrededor de 75 m hacia los ambientes continentales, proceso que vino acompañado de una gran pérdida de la anchura de la barrera. El retroceso de la línea de costa se debe a procesos de erosión. Los procesos erosivos son particularmente notables durante las tormentas de invierno cuando numerosas capas de grava y guijarros son arrancadas por las olas en la primera línea de playa y desplazadas sobre la cresta de la barrera y hacia el humedal. Un ejemplo es el temporal de 2003 (figura 85, fotograma del año 2003), en el que la barrera muestra diferentes puntos de rotura. El proceso transgresivo se observa en la fuerte hendidura de múltiples *washover fans* o extensiones de arena, grava y cantos en la parte posterior de la barrera (*back-barrier*). Tras el paso de la Tormenta Gloria (15 de enero – 25 de enero de 2020), todos los *washover fans* de este sector avanzaron significativamente hacia el humedal (*landwards*), en algunos casos incluso queda reflejada la trayectoria que siguieron sobre el humedal las gravas y cantos al ser desplazadas desde el frente de la barrera a su parte posterior (*back-barrier*) (figura 85, fotograma del año 2021). El retroceso de la línea de costa (estrechamiento de la anchura de la barrera y pérdida de altura) es evidente en la foto aérea y en las observaciones en trabajos de campo.

La evolución de los procesos de *rollover* queda bien representada (figura 86) al utilizar elementos de referencia como un camino (línea discontinua de color negro) y un antiguo *splay* (línea discontinua de color verde). La fotografía aérea de 1996-7 muestra el comienzo de la formación de *rollover*, que se había desarrollado claramente en 2003 con una migración hacia tierra de 52 m y un desplazamiento longitudinal (siguiendo la dirección de la deriva N-S) de 40 m. En 2009 avanzó 32 m más en el sentido longitudinal (Carmona et al., 2020). Después del temporal Gloria, el avance de los *washover fans* hacia el humedal destruye un nuevo tramo del camino (señalado en rosa) y sepulta, casi completamente, el antiguo *splay* de referencia (esta vez señalado en línea discontinua roja) (figura 86, fotograma del año 2021).

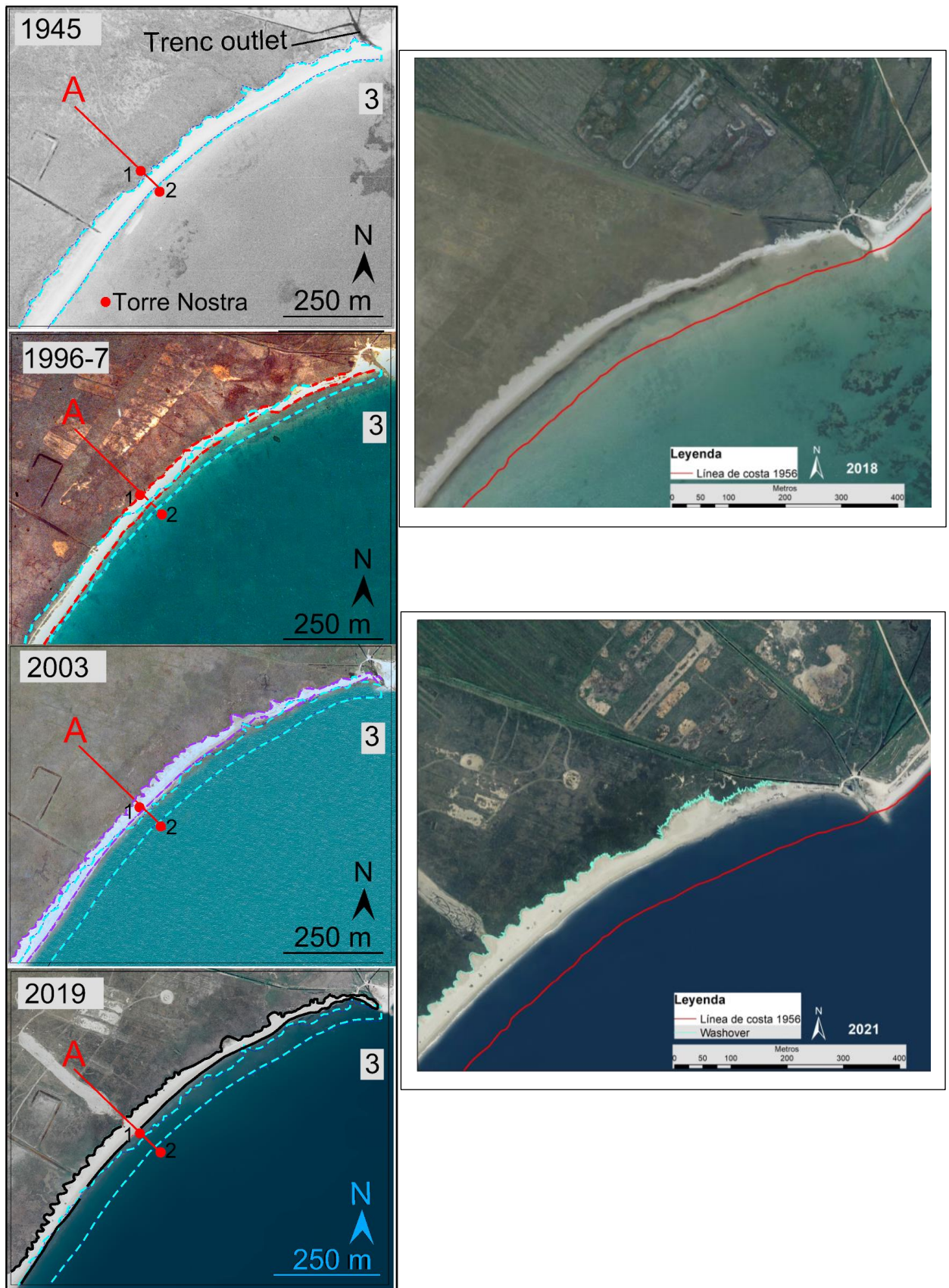


Figura 85. Procesos transgresivos de barrera entre 1945 y 2019 (izqda.) de Carmona et al. (2020) y avances de los *washover fans* sobre el humedal tras el temporal Gloria (enero 2020, dcha.) (ortofoto 2018, CNIG; ortofoto 2021, IDEV).



Figura 86. Evolución de procesos de *rollover* al norte de la Sèquia Vella (secuencias 1996 - 2019 de Carmona et al., 2020). Línea de costa de 1956 en rojo (continua), *washover fans* en celeste, camino de referencia en rosa (en la secuencia 1996 - 2019 es negro) y *splay* arenoso de referencia representado con línea roja discontinua (en la secuencia 1996-2019 es en verde). (Ortofoto de 2021, IDEV).

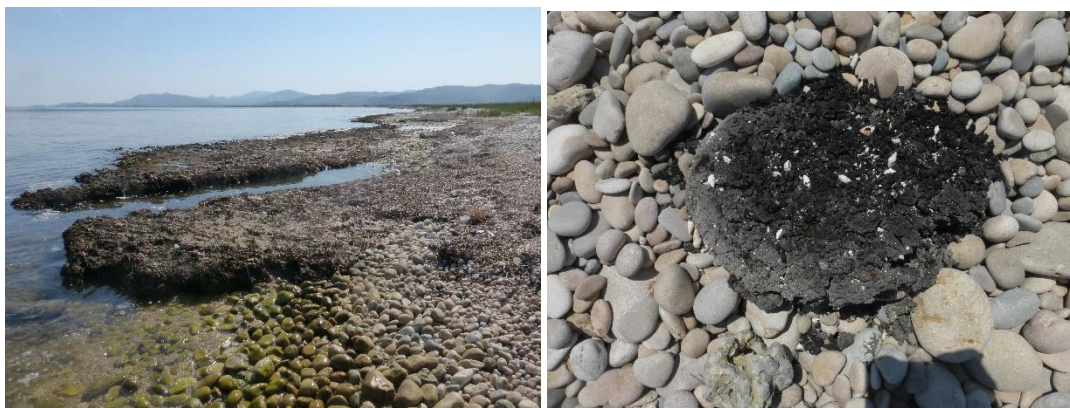


Figura 87. Fotografías de restos de turba tomadas en la playa al sur de los espigones de Torrenostrá.

B) Sector sur: Entorno del Quarter Vell

En todo el sector sur, la barrera se compone de una única cresta estrecha con depósitos de gravas de los *washover fans* en el humedal adyacente y en las últimas décadas ha registrado numerosas evidencias de los efectos de los procesos transgresivos. Un ejemplo es el observado en la zona del Quarter Vell (figura 88), construido a principios del siglo XX (figura 89). En la fotografía de 1945 observamos que se localiza próximo a la línea de costa (rectángulo rojo), al lado de una antigua vía pecuaria procedente de Torre la Sal (que ya no es visible por erosión). En la actualidad, el edificio casi ha sido dismantelado por las olas (figura 90), y los cimientos de los muros orientales están bajo el agua (señalado en línea roja y no con polígono como se hizo para 1945 y 2019 debido a su mal estado de conservación). Del mismo modo, los restos de una construcción de la época de la Guerra Civil Española (alrededor de 1936-1939) también están bajo el agua (Carmona et al., 2020).

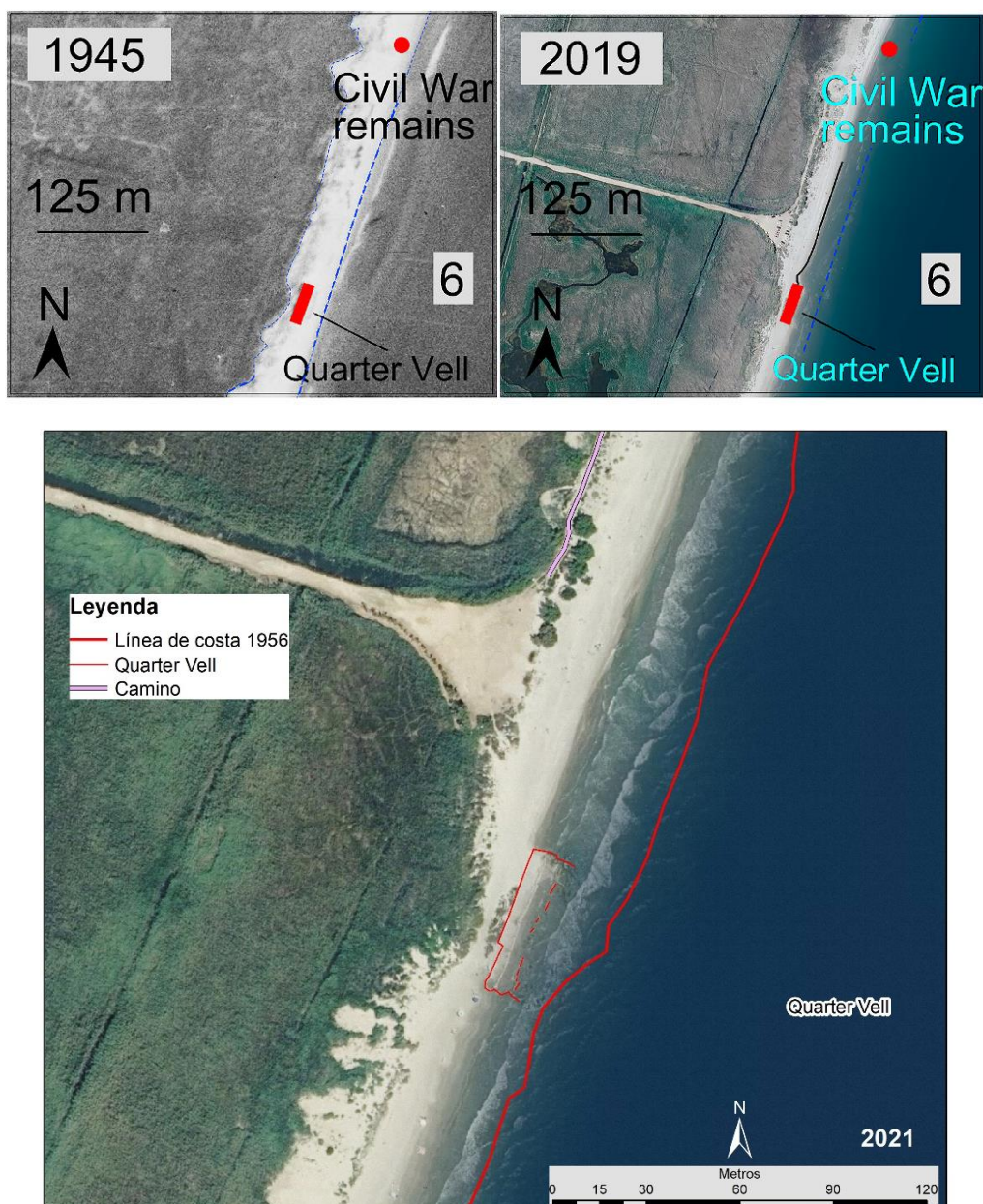


Figura 88. Ejemplo del proceso transgresivo de la barrera que afecta a los restos Quarter Vell (secuencia de 1945-2019 de Carmona et al., 2020). Abajo ortofoto de 2021 (IDEV), en la que se señala el camino de referencia (en rosa), la línea de costa de 1956 (línea gruesa roja) y los restos del Quarter Vell (línea delgada roja).

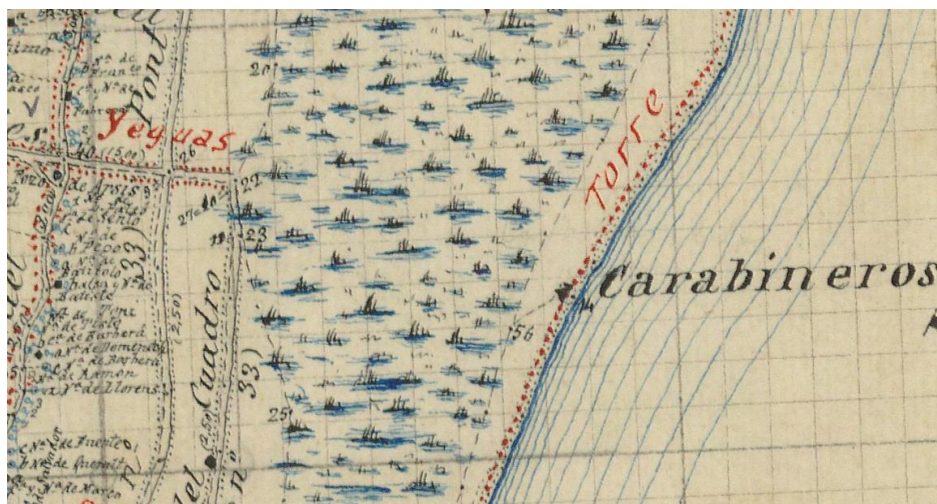


Figura 89. Ubicación del Quarter Vell de Carabineros en este detalle de la minuta de 1910. Se observa que en aquella fecha un camino discurría por delante en el sector de la playa. Perteneció a la colección de trabajos topográficos “Planos geométricos por términos municipales mandados formar por la ley de 27 de Marzo de 1900”. Provincia de Castellón, Término municipal de Cabanes, E 1:25.000 (Instituto Geográfico y Estadístico, 1910 (Disponible en CNIG)).

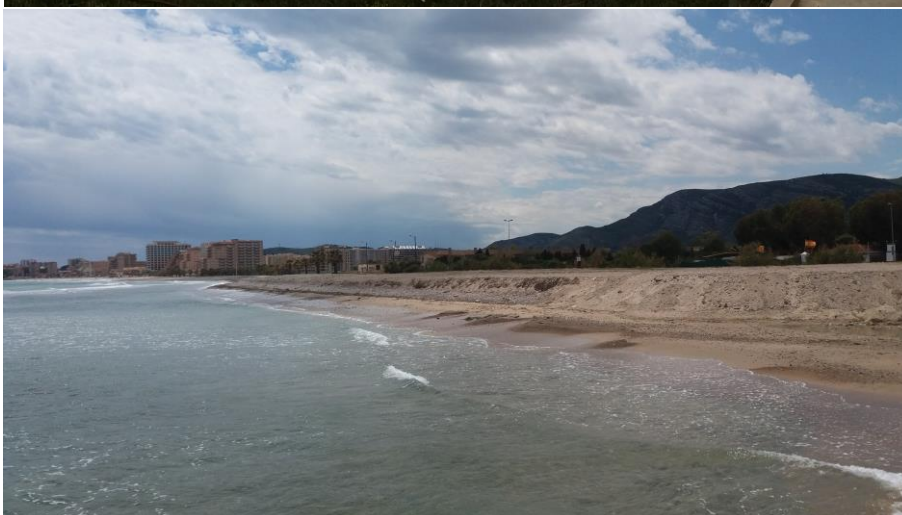


Figura 90. Foto a los restos del Quarter Vell realizada en 2017, desde el norte.

A la vista de los resultados de los sectores de la barrera, podemos distinguir claramente dos zonas de erosión significativa. Una es el “sector norte”, al sur de la Gola del Trenc donde los procesos transgresivos de barrera se han acelerado a consecuencia de los espigones de Torrenostra. Los espigones retienen el material de la deriva longitudinal y están en el origen del proceso de erosión de la costa. La otra, el entorno del Quarter Vell, donde se evidencian nuevamente los procesos transgresivos con la desaparición bajo el mar de elementos constructivos de alrededor de 100 años (Cuartel de Carabineros y restos de la Guerra Civil). Esta tendencia se ha observado también en el sur de otros sectores que en ese trabajo no hemos incluido, como es Torre la Sal.

CAPÍTULO VII:

LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DE ORPESA



CAPÍTULO VII: LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DE ORPESA

1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y MARCO HOLOCENO

La Albufera de Orpesa se extiende 55 Ha (Sanjaume et al., 2019) y se localiza en la fosa costera de directriz catalánide (NNE-SSW) situada en el extremo oriental de la cordillera Ibérica (Segura et al., 2016). Está delimitada por el abanico del riu Xinxilla (al norte), el cabo de Orpesa (al sur) y las estribaciones del Desert de les Palmes en el interior. El Desert de les Palmes es un domo anticlinal de dirección ibérica (NW-SE) fragmentado por fallas con directriz catalana (NE-SW). Está configurado por relieves de margas, calizas y areniscas albienses en cuya base se han ido depositando materiales fundamentalmente holocenos tales como coluviones, conos de deyección, materiales de fondo de valle (gravas, cantos y bloques con matriz arenosa) y los diferentes abanicos aluviales (Pleistoceno superior) en dirección hacia el mar (Obis et al., 1973, IGME).

Esta laguna queda aislada de la influencia marina a través de dos barreras (o restingas). La primera y principal, se extiende desde la desembocadura del riu Xinxilla hasta el Cabo de Orpesa. Cubre una longitud de 1,9 km y tiene una anchura media de 100 m (Sanjaume et al., 2019). Se trata de una barrera holocena compuesta por arenas (Obis et al., 1973, IGME). Por el sur está constituida por una antigua flecha que configura la playa en la actualidad denominada “de La Concha” (antigua playa “de El Cargador”).

Respecto a la red de drenaje, los cursos principales en este sector son el riu Xinxilla y el barranc de la Font del Campello. El barranc de la Font del Campello tiene una cuenca de drenaje de 26,42 km² (Sanjaume y Segura, 1986) que se asienta sobre calizas y margas cretácicas y jurásicas (Obis et al., 1973, IGME). Su abanico se localiza al pie del retablo montañoso y desemboca en el humedal de Torreblanca, de manera que contribuye a su colmatación.

El riu Xinxilla tiene una cuenca de drenaje de 42,92 km² (Sanjaume y Segura, 1986). Sus afluentes principales son el barranc del Negre, barranc de Miravet y barranc de les Santes. A través de ellos drena la Serra de les Santes, Serra de les Agulles de Santa Àgueda y la Serra de Orpesa. Durante la fase distensiva villafranquiense del *escalón de Torreblanca* el riu Xinxilla habría capturado el barranc de les Santes, reorganizando la red de drenaje (Simón et al., 1983). El riu Xinxilla desemboca en el mar y, en su recorrido, construye su propio cono aluvial solapado con el del barranc de la Font del Campello. Este modelo sedimentario de conos aluviales consiste en la superposición de varios abanicos de manera que los sedimentos más recientes están recubriendo materiales más antiguos. Así, al norte la laguna de Orpesa se abre un abanico de 12 km² de escasa pendiente (formado por el riu Xinxilla, el barranc Font del Campello y el barranc dels Llorençs) en el que se identifican en superficie materiales del Pleistoceno superior y Holoceno (Segura, 1990). Sus cauces son de morfología *braided* y presentan una misma base mineralógica, siendo más carbonatada la de la Font del Campello debido a que su área de drenaje la componen exclusivamente calizas y margas. Los depósitos son de tipo *mud flow*, *debris flow* y *stream flow* (Sanjaume y Segura, 1986). Dada su disposición, el riu Xinxilla podría haber contribuido a la colmatación de la laguna de Orpesa.

Respecto a las características morfológicas de la restinga y atendiendo a la existencia de la serie de paleocauces fotointerpretados en el abanico del riu Xinxilla, Sanjaume y Segura (1986) demostraron la alta movilidad que ha tenido su desembocadura a lo largo del Holoceno. No

obstante, Sanjaume et al. (1990) establecen que el riu Xinxilla apenas aporta sedimentos a la playa y sugieren que la barrera se ha formado a partir de materiales procedentes de zonas más septentrionales. Sobre esta cuestión, cabe señalar que el riu de les Coves es, después del Xinxilla, el río septentrional más próximo. Sanjaume y Segura (1986) sostienen que existen altas probabilidades de que los aportes sedimentarios del riu de les Coves tuvieran más importancia en la formación de su barrera que los barrancos próximos a la laguna de Orpesa. No hay información relevante acerca de la evolución holocena de este sistema de barrera-laguna.

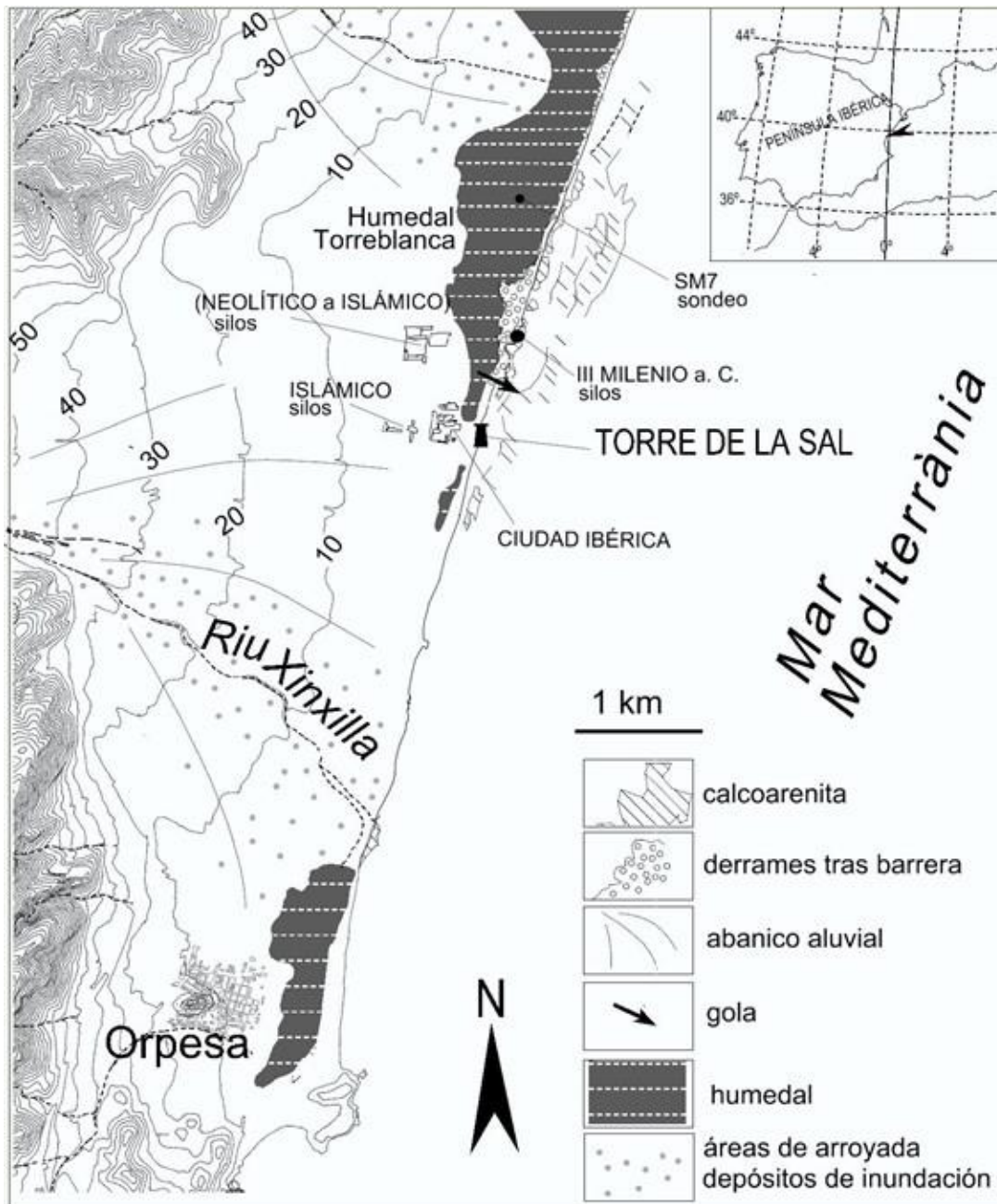


Figura 91. Localización del área de estudio (Orpesa) al sur del Prat de Cabanes-Torreblanca. (Carmona et al., 2014, reproducido con autorización).

7.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA ESPECÍFICOS

Nuestro objetivo en este apartado se centra en analizar las formas y los procesos del sistema restinga-albufera (barrera-laguna, *barrier-lagoon*) de la laguna de Orpesa en época histórica, en particular durante la PEH. Cabe tener en cuenta que, en la actualidad, la laguna ha desaparecido casi completamente como resultado de la antropización. La costa y el humedal fueron totalmente urbanizados desde la segunda mitad del siglo XX, de manera que no se conservan ambientes naturales de ningún tipo. Por esta razón, no se describirán los procesos de desestabilización reciente del sistema morfológico. La información se presentará de la siguiente manera:

- 1) Análisis de la información geomorfológica que nos aporta la cartografía histórica de la Edad Medieval y Moderna (periodo correspondiente a la fase climática de la PEH).
- 2) Procesos de la PEH según documentos históricos.

Cabe destacar que no se utiliza el MDT LIDAR debido a que toda la barrera está urbanizada.

7.3. RESULTADOS

7.3.1. La información de la cartografía histórica

La representación cartográfica del entorno de la restinga de la albufera de Orpesa previa al siglo XIX es muy escasa o de poco detalle, como en el caso de la restinga analizada en el capítulo anterior (Prat de Cabanes-Torreblanca) donde los mapas generales ofrecen una imagen del territorio muy poco precisa.

El “Plano topográfico de la villa de Orpesa y sus inmediaciones, con la planta geométrica del Castillo y Torre del Rey en escala mayor”, de José Ribelles, del período 1760 – 1780 (figura 92) representa la laguna completamente aislada del mar. El Barranco de Sorribes aparece como único topónimo de la red de drenaje hasta su confluencia con otros barrancos (figura 92). A partir de ese punto, se conoce como Barranco de Juabellus en la cartografía histórica (figura 94, identificado con el número 13; y figura 96). Actualmente recibe el nombre de Barranc de la Rampuda (figuras 97 y 98). La laguna tiene un trazado alargado, más ancho en su parte septentrional y se dispone paralela a la línea de costa. No se aprecia parcelario ni cultivo del arroz, pero sí reproduce simbología asociada a vegetación palustre y el topónimo “Albufera”.

López Enguïdanos (en Cavanilles, 1795-97, p. 48) dibuja una vista de Orpesa desde el mar (figura 93). En esta vista no se aprecia la morfología ni extensión de la laguna de Orpesa, ya que parece dar mayor énfasis a infraestructuras que a elementos naturales geomorfológicos. Destaca la Torre del Rey (en el centro de la imagen sobre el Morro de Gos). Tras ella, se identifica el malecón. Al fondo, se reconocen las sierras del Desert de les Palmes y, en un punto de modesta elevación, el castillo de Orpesa y la villa del mismo nombre a sus pies. No se reproduce la red de drenaje ni tampoco se distinguen tierras de marjal.

La ausencia de topónimos dificulta la descripción de esta lámina (figura 93), pero atendiendo a las formas que describe la costa en su tramo meridional (al SW de la Torre del Rey), se advierte una extensión de playa. Próxima a esta playa, L. Enguïdanos reproduce un conjunto de casas en

estado ruinoso. Esto sugiere que podría tratarse de la antigua villa de Orpesa (identificada en el plano de 1779 (figura 94) con el topónimo “Orpesa Antigua” (nº 11)) que ocupaba una localización próxima a la costa antes de su traslado a los pies del castillo. Por último, en el punto más meridional de este plano de L. Enguídanos (en Cavanilles, 1795-97) se representa la Torre de la Corda del siglo XVI (año 1554).

Respecto a la barrera (o restinga) al norte de la Torre del Rey, la información es muy escasa y no permite establecer una idea clara de su morfología ni de su longitud (figura 93). Se observa un conjunto de viviendas construidas sobre la barrera. Dada su posición, podría tratarse del “Tejar antiguo” reproducido en el plano del año 1779 (figura 94, identificado con el número 22).

Los mapas y planos que contienen información de detalle de esta zona corresponden a obras destinadas al drenaje y saneamiento de la laguna de Orpesa. El “*Expediente formado a representaciones del Capitán General de Valencia, y la Condesa de Zerbellón sobre los malos efectos que causa una laguna en Orpesa, y su desagüe, satisfacción de los gastos hechos por el Panadero, Boticario y Abastecedor de Carnes, con motivo del socorro que respectivamente dieron a los Enfermos que padecieron Epidemia en el año de 1777 de resultar de lo enfermo de la Laguna*” (sic) (AHN, Sección de Consejos, Valencia, Orpesa, Leg. 22.678, Exp. nº 2, año 1778-86), viene acompañado de dos planos (figuras 94 y 95) del año 1779: “Plano de la laguna y vertientes de Orpesa” (figura 94) y “Planta y perfil de la Laguna de Orpesa” (figura 95).

El elemento morfológico que destaca – y del que trata el plano en cuestión – es la laguna de Orpesa. La laguna (figura 94) se muestra como una masa de agua de disposición alargada y paralela a la costa. Está alimentada por los manantiales y el “Barranco de Juabellus” (nº 13) que desciende desde el retablo montañoso. Su sector septentrional se presenta más ancho que el meridional, alcanzando su máxima amplitud frente a la “Casa huerto de Josef Llorens” (nº 30) y estrechándose a partir del “Huerto de la Señoría” (nº 31). Tras las tierras de labor (nº 25) se extienden “tierras plantadas por árboles y viñas” (nº 26). Como elementos de referencia en este espacio encontramos el “Camino Real de Barcelona” (nº 28) y la “villa de Orpesa” (nº 1), rápidamente identificable a partir de su castillo en *lo alto de un cerro de mármol* (Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 47) y la villa localizada en su pie. Queda aislada del mar Mediterráneo (nº 3) por una barrera o restinga que parte desde la desembocadura del riu Xinxilla (nº 23) hasta el “Tosal de Morro de Gos” (nº 16) o Cabo de Orpesa. Aquí, se identifican topónimos de infraestructuras de referencia como “La Torre del Rey” (nº 17) del año 1428 y la actualmente desaparecida “Ermita de San José” (nº 18).

La barrera (o restinga) parece ser más estrecha al sur de la desembocadura del riu Xinxilla (nº 23) que al norte del “Tosal de Morro de Gos” (nº 16), donde se proyecta la “obra de la acequia del año 1779” (nº 6). En su sector septentrional interior, se identifica una flecha (*spit*) señalada con la letra “G”, pero cuya descripción no se indica en el plano. Al sur de esta flecha encontramos una elevación como su propio nombre indica “Tosalet de la carreraza” (nº 21) que describe una forma lobulada hacia el interior de la laguna. Según se reproduce en el plano, esta localización se halla cultivada del mismo modo que el “Tosal de Morro de Gos” (nº 16). Aunque a lo largo de la barrera (o restinga) no se aprecian dunas y se repite una simbología similar a árboles o vegetación arbustiva, sólo encontramos un topónimo en el tramo meridional referido a “Bordo o Serradal que media entre el mar y la laguna” (nº 20).

Al sur se localiza otra playa que recibe el nombre de “Playa del cargador” (nº 5), en cuyo contacto con el “Tosal de Morro de Gos” (nº 16) se identifica la única conexión marina de la Laguna. Esta conexión se define como el “Cauce por donde desagua al mar la laguna” (nº 10). Tras esta playa, se encuentra el “Malecón antiguo” (nº 8) construido en el interior de la laguna como medida defensiva frente al oleaje durante temporales y sus correspondientes “Portillos o parada por donde desagua la laguna” (nº 9). Sobre esta última estructura se proyecta uno de los vértices del que sería el nuevo “Malecón del año 1779” (nº 7), cuyo extremo más continental se apoyaría sobre “tierras de labor” (nº 25), atravesando “la laguna” (nº 2) y los “marjales” (nº 24).



Figura 92. Plano Topográfico de la Villa de Orpesa y sus inmediaciones con la planta geométrica del Castillo y Torre del Rey en escala mayor (entre 1760 y 1780). Archivo de planos del Servicio Geográfico del Ejército. Región Valenciana: provincias de Castellón y Valencia, p. 77. Dimensiones 23 x 45 cm.

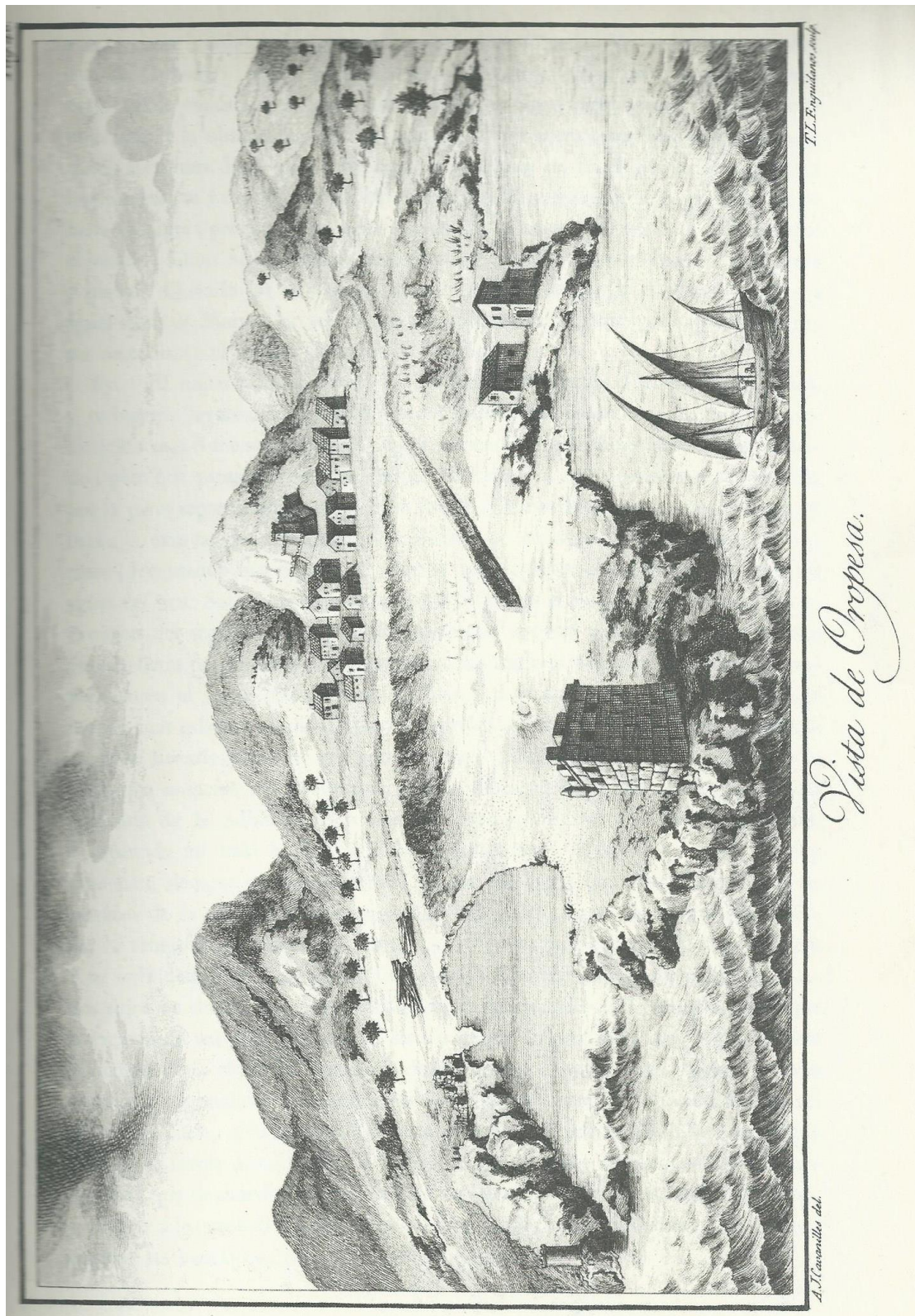


Figura 93. Vista de Oropesa (López Enguídanos en Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 48).



Figura 94. Plano de la Laguna y vertientes de Orpesa. (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2603, años 1778-86).



Figura 95. Planta y perfil de la Laguna de Orpesa. (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2602, años 1778-86).

7.3.2. Expediente nº 2 (AHN, Sección de Consejos, años 1778-86)

Para realizar una breve reconstrucción de la historia ambiental de esta laguna (información sobre cambios en su extensión y profundidad y procesos hidrogeomorfológicos), se ha consultado el Expediente nº 2 de los años 1778-86 custodiado por el Archivo Histórico Nacional en la sección Consejos (Legajo nº 22678) bajo el título: *Expediente formado a representaciones del Capitán General de Valencia, y la Condesa de Zerbellón sobre los malos efectos que causa una laguna en Orpesa, y su desagüe, satisfacción de los gastos hechos por el Panadero, Boticario y Abastecedor de Carnes, con motivo del Socorro que respectivamente dieron a los Enfermos que padecieron Epidemia en el año de 1777 de resultar de lo enfermo de la Laguna.*

Tal y como su nombre indica, este expediente fue redactado durante los años 1778 y 1786 con motivo de las graves epidemias de paludismo que se vivían en la villa de Orpesa. Recoge descripciones de la laguna, prohibiciones y medidas para evitar la enfermedad, entre otras cuestiones. En el pasado, las fiebres tercianas eran achacadas a “vapores infectos” o “malos aires” de las marismas que respiraban los individuos que caían enfermos, de ahí su nombre “malaria” (*malos aires*) o “paludismo” (*enfermedad del pantano*). El primer diagnóstico general solía ser acertado al relacionar la enfermedad con la proximidad de la Laguna a la villa de Orpesa. Sin embargo, los malos olores del humedal no eran responsables de las epidemias. Actualmente, se conoce que el origen de las fiebres tercianas es debido a la transmisión del protozoo *Plasmodium* a través de la picadura del mosquito *Anopheles*, transmisor de la malaria (o paludismo). La correlación entre los cambios que experimentaba la laguna y la ocurrencia de epidemias aporta información útil para nuestro trabajo, ya que la expansión del humedal suponía el aumento de su hábitat, lo que garantizaría el éxito de esta especie y, por tanto, un mayor número de individuos transmisores de la enfermedad.

Diferentes médicos y personas notables de la época señalaban que la causa de las epidemias guardaba estrecha relación con las fluctuaciones de la Laguna de Orpesa. Aunque la malaria fue padecida a lo largo del Reino de Valencia y relacionada con el cultivo del arroz que se practicaba exclusivamente en las tierras húmedas, al parecer cobraba gran protagonismo el caso de Orpesa:

Son muy dignas de atención las crueles epidemias que afligen á esta villa, causando regularmente un luto general en su vecindario, y apocándolo en tanto grado, que hoy día está reducido á 83 vecinos, que apenas hacen 200 individuos. (sic). (Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 47).

Debido a las características intrínsecas de su laguna, la villa de Orpesa fue considerada foco de infección, siendo importantes las epidemias de los años 1723, 1767 y 1777. Especialmente grave fue la del año 1777 que no cesó hasta enero de 1778 dejando más fallecidos que la epidemia anterior (1767). Esta epidemia (1777) motivó la redacción de este Expediente nº 2 (AHN, Consejos, 22678, Exp. 2, f. 9, años 1778-86).

Todo ello se inscribe en el contexto de una laguna de escasa profundidad cuyas aguas se encontraban por debajo del nivel del mar la mayor parte del año y que, con la llegada del verano, se convertía en el principal foco de infección tanto para los naturales de la villa de Orpesa como forasteros que se desplazaban hasta el lugar. Estas epidemias, a menudo mortales, podían extenderse desde septiembre hasta finales de diciembre y su mayor incidencia, según la

documentación histórica, podía estar relacionada con el momento en que tenían lugar las lluvias a lo largo del año.

7.3.2.1. Las epidemias y su relación con las lluvias

En primer lugar, es preciso considerar que las epidemias no ocurrían todos los años, de manera que las fechas de graves epidemias podrían darnos información de episodios de lluvias extraordinarias tal y como se indica a continuación:

“No sucede todos los años formarse la Laguna con malos sucesos de enfermedades epidémicas; pero estas se han repetido de tiempo en tiempo según la mayor abundancia de *llubias*, y otras disposiciones, y en la citada última epidemia [del año 1777] fue tanta la fatalidad, que se extendieron las enfermedades y muertes a Castellón de la Plana distante quatro leguas y a otros Pueblos de la Comarca [...]” (sic). (AHN, Consejos, 22678, Exp. 2, f. 134, años 1778-86).

De acuerdo con lo expuesto en el párrafo anterior, cuando la laguna aumentaba su nivel de agua de manera significativa tras el paso de copiosas lluvias cabía esperar que el rápido efecto del calor durante el verano favoreciera los procesos de descomposición de la materia orgánica de la laguna (tanto vegetal como animal) dando como resultado el mal olor al que se hacía referencia en la documentación histórica y que se consideraba el culpable de la enfermedad.

Respecto de su estacionalidad, la epidemia solía ocurrir durante los meses de verano cuando las altas temperaturas disminuían el volumen de la laguna “corrompiendo sus aguas y liberando los vapores pútridos” (expresión utilizada en repetidas ocasiones en el Exp. nº 2, AHN, 1778-86). Tal y como solía ocurrir con esta enfermedad, la epidemia podía repetirse en tercianas a partir de septiembre u octubre y se mantenía hasta diciembre, recibiendo este período el nombre de “mala constelación”.

Destaca particularmente el verano de 1767, cuando Orpesa padeció una de las peores epidemias registradas que empeoró a finales de septiembre (afectando a toda la población salvo una mujer) y cesó a finales de diciembre con muchos fallecidos, incluidos dos médicos de Castellón:

[...] en el año 1767 a principios de septiembre, padeció la villa de Orpesa una epidemia de tercianas continuas, malignas y contagiosas que en breves días todos sus habitantes se hallaron enfermos a excepción de una sola mujer. [...] (sic) (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, f. 126, años 1778-86).

7.3.2.2. Caracterización hidrogeomorfológica y fluctuaciones de la albufera de Orpesa

Las descripciones que se hacen de la Laguna y su entorno inmediato en este Expediente y las observaciones de Cavanilles (1795-97) aportan información relevante sobre su superficie, la textura del lecho de la laguna y de la barrera, su profundidad y la ocurrencia de temporales. En primer lugar, se hace referencia a la permeabilidad de los materiales que configuran el entorno de la laguna como elemento condicionante de las obras que se proponían realizar para desecar la albufera de Orpesa.

Una vez identificada la relación entre las epidemias y la proximidad de la población a la Laguna, médicos como el Dr. Pedro Barrachina aconsejaron desecarla mediante su terraplenado y desagüe por la salud de los vecinos de la villa de Orpesa. La naturaleza permeable de los materiales que la constituían imposibilitaba practicar las obras durante los meses de invierno, obligándoles a trasladar la fecha al verano (cuando había mayor incidencia de epidemia):

Añadiéndose a lo dicho que quasi tanta como sale, vuelven a producir una infinidad de filtros, poros o sudaderos que del suelo y todo el contorno de la Laguna están manando de continuo; lo cual se verifica en las zanjas que van abriendo [...] (sic). (AHN, Consejos, 22678, Exp. 2, f. 44, años 1778-86).

Cavanilles (1795-97) también menciona su elevada permeabilidad refiriéndose a *aquél recinto como una esponja con millones de filtros y conductos subterráneos, como lo demuestran los muchos manantiales que renacen después de las lluvias (sic)* (Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 48).

La principal fuente que alimentaba la Laguna era la red de manantiales que discurrían desde los montes y la surtían de agua por numerosos conductos subterráneos. Esto ocurría durante todo el año salvo los meses de junio, julio, agosto y septiembre, cuando los manantiales permanecían “agotados”. Cavanilles (1795-97) distingue hasta tres vías diferentes de entrada de agua al humedal: las aguas superficiales procedentes de barrancos, aguas subterráneas procedentes de manantiales y las entradas de agua marina durante temporales.

[...] Así pues tres causas diferentes concurren á llenar de agua la Albufera; las aguas que baxan á descubierto por los barrancos, las que vomitan los manantiales situados en la misma Albufera, y las que del mar entran tierra adentro en las tormentas por el recodo ó seno ya explicado. [...] (sic) (Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 47-48).

Cavanilles (1795-97) explica que cuando se dan estas tres causas, las aguas de la albufera aumentan hasta tener el mismo nivel que el mar. En el Expediente nº2 se concreta que el mar se introduce en la laguna durante los temporales (vientos de componente E y NE) y aporta información sobre la profundidad de la laguna al situar su lecho por debajo del nivel de la barrera:

[...] el suelo o lecho de la mencionada Laguna está algo más profundo que la orilla del Mar, sucede que, cuando este [el mar] se agita con los aires del Este y Nordeste entra el Mar en esta Laguna, y retirándose después adquieren las aguas de la referida Laguna cierta putrefacción tan perniciosa [...] (sic). (AHN, Consejos, 22678, Exp. 2, f. 134, años 1778-86).

La superficie de la laguna se situaría por debajo del nivel del mar, de manera que las aguas de origen marino introducidas durante los temporales no serían evacuadas rápidamente. Durante el estío la laguna no percibía recarga subterránea y, al encontrarse su fondo más bajo que el del mar, permanecía incomunicada. Ante la falta de *inputs* (aguas subterráneas y pluviales), en este sistema de pérdidas por evaporación (*outputs*) su extensión se reducía considerablemente:

[...] [La Laguna de Orpesa] se extiende de oriente a poniente hasta dos mil ochocientos i ochenta pasos en las estaciones más lluviosas, i quatrocientos del norte al medio día; su profundidad excede los tres palmas.

Cesando las lluvias va cediendo terreno la Laguna, i en su estado regular (en el qual se corrompen sus aguas) ocuparía mil quinientos i cinquenta pasos de longitud, i unos tres cientos de latitud. (sic). (AHN, Consejos, 22678, Exp. 2, f. 9, años 1778-86).

De este fragmento se desprende que en épocas de lluvias la Laguna ocupaba una superficie de 56,5 Ha y tenía una profundidad de 70 cm. Por el contrario, la contracción estival limitaba en 38,9 Ha su superficie. Tal y como especificaba Cavanilles (1795-97, Libro I, p. 48): *Pocas veces se ve sin agua, y solamente en años muy secos se logra pisar el suelo y registrarle.*

Respecto a la morfología de la barrera, Cavanilles (1795-97) describe la playa del cargador (identificada en la figura 94) e indica que estaba formada exclusivamente por arena (sin piedras ni rocas). En esta playa se habría formado un banco de arena de altura suficiente para impedir la entrada de agua marina en condiciones normales, pero que durante temporales las olas alcanzaban el humedal:

Pasarian las aguas mas adelante á no impedirlo un banco de arena, cuya altura basta para contenerlas en tiempo de bonanza; pero quando en las tempestades se conmueven, atropellan el muro, saltan y se derraman por aquella extensión que llaman Albufera, que es la verdadera causa de las enfermedades por hallarse mas honda que el nivel del mar. (sic) (Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 47).

Considerando la idea predominante que señalaba los “vapores infectos” como la causa de las epidemias, en el Expediente consultado del período 1778 – 1786 se han descrito una serie de prohibiciones que se llevaron a cabo hasta 1784-85. De estas prohibiciones se destaca una serie de “factores” que aportan información sobre el lecho de la laguna y reafirman otras ya conocidas como su profundidad y su conexión con manantiales subterráneos:

*[...]Contribuye también a dicha putrefacción **el mucho Limo y Pescado que igualmente se corrompen**, y muere por falta de Agua: No sirve de menor causa, la codicia de los Naturales y Forasteros en recoger el Pescado de dicha Laguna, lo que no pueden practicar, sin remover el Lodo y Limo contenido dentro del Agua, en cuya operación se levanta tal ediondez, ha sucedido a los Operarios el perturbarles enteramente: De igual motivo sirven los muchos Zerdos que los Vezinos dexan andar sueltos a comer el Pescado ya medio muerto en el Lago, el que remueven por muchas horas por mañana y tarde: También es causa, el Agua de los Pozos de que ordinariamente usan, por comunicarse por conductos subterráneos, con el Lago. Si todas estas cosas se prohíben, y mandan cerrar los Pozos, usando las Vezinas del Agua de la Cisterna del Castillo, o de otro paraje saludable, y al mismo tiempo se cuida de la mejor limpieza en Casas y Calles, y por las Noches se encienden por todo el Lugar Fuegos de Plantas Aromáticas [...] (sic). (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, f. 127, años 1778-86).*

El párrafo anterior, extraído del Expediente en cuestión, es una muestra de las recomendaciones que se daban para combatir las epidemias en 1784, recomendando no sólo mayor higiene en casas y calles, sino también llegando a prohibir la producción de pescado para disminuir la materia orgánica presente en las someras aguas de la Laguna, cuya putrefacción empeoraría la calidad del aire. Otras prohibiciones consistían en evitar el consumo de agua de pozos y el acceso de pjaras de cerdos a las tierras húmedas. La naturaleza limosa de estas ciénagas y la presencia

de materia orgánica en descomposición emitía malos olores que eran considerados infecciosos, con lo que el acceso a estos espacios estaba limitado para disminuir así la remoción del lodo y “evitar la enfermedad”.

7.3.3. Cartografía histórica, fotografías aéreas de 1945-46 y ortofotos de 1956-57

En este caso particular, para describir la morfología de la barrera que aísla la laguna de Orpesa de la influencia marina no se utilizarán datos LIDAR (MDT), ya que este sector ha sido profundamente transformado y artificializado tras su urbanización desde mediados del siglo XX. El espacio inundable de la laguna se halla colmatado y construido prácticamente en su totalidad, salvo un tramo del sector septentrional. Al igual que en buena parte de las costas valencianas, la playa ha sido acondicionada y sobre ella se ha construido un paseo marítimo. Como resultado, la morfología original de la barrera de Orpesa se ha perdido completamente.

Las fotografías aéreas del vuelo americano de 1945 y de 1956 (series A y B, respectivamente, CNIG) constituyen el material fotográfico más antiguo disponible. Se identifican similitudes entre estas fotografías aéreas y el plano que acompaña al Expediente nº2 (figura 94) del año 1779, lo que permite localizar posibles formas de la PEH desaparecidas en la actualidad.

Por ello, se ha georreferenciado el plano de 1779 (figura 94) utilizando como base la ortofotografía de 1956 (CNIG). Cabe señalar que este plano es una representación de la segunda mitad del siglo XVIII y que, aunque cuenta con una precisión considerable y elementos de referencia útiles, no es una reproducción totalmente fiable.

Los elementos comunes que se identifican son los siguientes: 1) La laguna de Orpesa; 2) La barrera (o restinga); 3) La Torre del Rey; 4) Tosal de Morro de Gos; 5) Castillo y Villa de Orpesa. Tanto en el plano de 1779 (figura 96) como en las fotografías de 1945 y 1956 (figuras 97 y 98), estos elementos comunes han recibido la misma numeración (de 1 – 5). En cuanto a las vías principales de comunicación, en la figura 96 se ha señalado el Camino Real de Barcelona y en las fotografías aéreas de 1945 y 1956 (figuras 97 y 98) la Carretera Nacional.

A nivel general, la laguna se ubica entre dos abanicos: el abanico riu Xinxilla al norte y el abanico del barranc de la Rampuda al sur. La forma del humedal es similar en las fotografías aéreas y el plano de 1779. Se observa que en las fotografías es muy parecida (en forma y extensión) a la del plano (figura 96), teniendo en cuenta que en dicho plano buena parte está ocupada por tierras de labor. En su parte septentrional, la laguna es más ancha y describe una forma lobulada. En su tramo meridional, describe una forma alargada. Su extensión varía en el período 1945 -1956 conforme avanza la expansión de los cultivos (figuras 97 y 98).

En el sector meridional, se observa una flecha (*spit*) que encierra la laguna formando una bahía (referida como “Playa del cargador” en la figura 94) con el Cabo de Orpesa. Se trata de una flecha posiblemente de época histórica que Cavanilles (1795-97) describió como una *playa de arena sin piedras ni rocas* (Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 47). Dentro de esta flecha una gola comunica la laguna con el Mediterráneo, que tiene una profundidad aproximada de 70 cm por debajo del nivel del mar (AHN, Sección de Consejos, Expediente nº 2, MPD 2602, año 1778-86). De acuerdo con fuentes históricas, el área de la laguna es de aproximadamente 56,5 Ha (AHN, Sección de Consejos, Expediente nº 2, años 1778-86).

Siguiendo un orden cronológico, en 1945 se observa la derivación artificial del último tramo del barranc de la Rampuda hacia la flecha (*spit*) sin llegar a desembocar en el mar. Esta obra también se identifica en la figura 98 del año 1956. La figura 97 sugiere que en el año 1945 la playa del Cargador no aislaba del todo la laguna de la influencia marina, permitiendo su conexión a través de una gola. Esta gola fue descrita en la figura 94 y su breve recorrido ha sido señalado tanto en la figura 96 como en la figura 97 con una línea negra de trazo discontinuo y el topónimo “Gola”. Por su parte, en la figura 98 se observa que en el año 1956 esta flecha (*spit*) cierra completamente la laguna por su parte meridional. Cabe señalar que la fotografía de 1945 demuestra que la laguna de Orpesa mantuvo su conexión con el mar durante, al menos, más de un siglo (166 años) a través de la misma gola que se representa en el plano del siglo XVIII. La desaparición de la gola aísla el humedal de la influencia marina definitivamente. Asimismo, se identifica la progresiva disminución del área ocupada por la lámina de agua que comienza con la colmatación y el posterior cultivo del espacio comprendido entre la playa del Cargador y el Morro de Gos, reduciendo la extensión de la laguna desde su tramo sur (figuras 97 y 98).

En lo que respecta a la parte posterior de la barrera (*back-barrier*) el plano del siglo XVIII parece representar una posible “flecha” y una elevación que se identifica con el topónimo “Tosalet de la Carreraza” desde el año 1779 (figuras 94 y 96). Con respecto a la primera, cabe señalar que en las fotografías aéreas de 1945 y 1956 no existe ninguna flecha. Por el contrario, se identifican abanicos de tipo *washover* (*washover fans*) frente a su posible localización (representada de manera orientativa con línea discontinua roja en las figuras 97 y 98). No tenemos evidencias de que en el siglo XX existiera una flecha, ya que las imágenes muestran una barrera cerrada al mar y con morfologías y procesos similares a la de Torreblanca.

La elevación descrita en el plano de 1779 (figuras 94 y 96) como Tosalet de la Carreraza y en las fotografías aéreas (figuras 97 y 98) se identifica que estaba cultivada. Se trata de una elevación de margas, calizas y areniscas albienses (Obis et al., 1973, IGME) de 6 m de altura.

Finalmente, cabe destacar que, aunque se han hallado múltiples similitudes, hay elementos arquitectónicos de referencia que no se visualizan en las fotografías aéreas de 1945 y 1956. Estos son la Ermita de San José (ubicada en el Tosal de Morro de Gos) y el malecón que se representa en la figura 94, construido sobre la albufera para impedir que entrara agua del mar durante temporales costeros y así evitar que aumentase el nivel de las aguas de la laguna.



Figura 96. Plano de la laguna y vertientes de Orpesa del año 1779 sobre el que se han destacado elementos y formas relevantes en este trabajo. Puntos de referencia comunes con fotografías aéreas (1945 y 1956): 1) La laguna de Orpesa; 2) La barrera (o restinga); 3) La Torre del Rey; 4) Tosal de Morro de Gos; 5) Castillo y Villa de Orpesa.



Figura 97. Fotografías aéreas del vuelo americano del año 1945 (serie A) sobre la que se han identificado elementos y formas relevantes en este trabajo. Puntos de referencia comunes con plano de 1779 y fotografías aéreas (1956): 1) La laguna de Orpesa; 2) La barrera (o restinga); 3) La Torre del Rey; 4) Tosal de Morro de Gos; 5) Castillo y Villa de Orpesa.



Figura 98. Fotografías aéreas del vuelo americano del año 1956 (serie B) sobre la que se han identificado elementos y formas relevantes en este trabajo. Puntos de referencia comunes con plano de 1779 y fotografías aéreas (1945): 1) La laguna de Orpesa; 2) La barrera (o restinga); 3) La Torre del Rey; 4) Tosal de Morro de Gos; 5) Castillo y Villa de Orpesa.

7.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS Y DISCUSIÓN. PROCESOS HISTÓRICOS EN EL SISTEMA DE RESTINGA-ALBUFERA DE ORPESA

La documentación y cartografía histórica del Archivo Histórico Nacional (AHN, Expediente nº 2, Consejos, Leg. 22678, años 1778-1786) aportan información relevante que permiten identificar procesos hidrogeomorfológicos en la albufera de Orpesa. No aporta información sobre procesos en la barrera, pero sí fluctuaciones hidrogeomorfológicas en la laguna que posiblemente podrían estar asociadas a un aumento en la frecuencia y magnitud de episodios e inundaciones durante la PEH.

En el siglo XVIII, el aspecto que presentaba la laguna era muy diferente al actual, así como la relación entre sus habitantes y su entorno más inmediato, configurado este último por cultivos, actividades de pesca, entre otros aprovechamientos como puede deducirse a partir de la documentación histórica y del plano de 1779. La fotografía aérea del vuelo americano revela grandes similitudes entre el plano de 1779 y las formas todavía visibles más de un siglo después (años 1945 y 1956). Actualmente, el espacio sobre el que una vez se extendió esta laguna se encuentra desconectado del mar, sin masas de agua y ocupado por la urbanización. El crecimiento urbano y la construcción del complejo turístico-urbanístico de Marina d'Or han destruido, casi completamente, el marjal de Orpesa (Mateu, 1977).

Durante la PEH, la villa de Orpesa padeció epidemias severas que se dieron a conocer por todo el Reino de València, llegando a afectar a las villas vecinas. Es el caso de la epidemia de 1767, que asedió villas como la de Castellón, localizada a poco más de 19 km de distancia. Dada la relación entre las epidemias de malaria y las áreas palustres, se propuso una serie de obras con el fin de desecar y terraplenar la laguna de Orpesa, motivo por el cual se redacta este expediente (AHN, Expediente nº 2, Consejos, Leg. 22678, años 1778-1786) y sus planos asociados.

El Expediente nº 2 (AHN, Consejos, Leg. 22678, años 1778-1786) aporta cronologías de graves epidemias durante los años 1723, 1767, 1777 y 1784. Como se ha señalado anteriormente en el presente trabajo, la epidemia de 1767 afectó a toda la población de Orpesa salvo a una mujer, pero la de 1777-78 resultó ser más grave que la anterior por haber registrado más defunciones (Expediente nº 2, AHN, Consejos, Leg. 22678, años 1778-1786). En el año 1784 tuvo lugar otra epidemia que no sólo afectó a Orpesa, sino también a Puzol, Puig, La Creu, Massamagrell, Albuixec, Albalat, Foyos y Meliana (Cavanilles, 1795-97). Estas grandes epidemias podrían estar relacionadas con el ascenso del nivel freático de la laguna como consecuencia de lluvias persistentes en su cuenca.

Llama la atención un aumento en la frecuencia de grandes epidemias (entre 10 y 7 años) en la laguna de Orpesa en el período 1760-1790. Este incremento se inscribe en el contexto de la Anomalía u Oscilación de Maldà (1760-1800), caracterizada por ser un período frío (Alberola-Romá y Pradells-Nadal, 2012; García-Torres, 2016; Giménez-Font, 2008b) en el que tuvieron lugar intensas heladas: en 1766 se hielan el riu Cervol y sus balsas de riego en Vinaròs (Cruz-Orozco y Segura-Martí, 1996b); en enero del mismo año (1766) se hiela el río Ebro (Cruz-Orozco y Segura-Martí, 1996b); el río Ebro se hiela durante el invierno de 1787-88 (Cruz-Orozco y Segura-Martí, 1996b) y se hielan los algarrobos en la Sierra de Espadán el 26 de diciembre de 1788 (Cavanilles, 1795-97).

Este período frío (Anomalía u Oscilación de Maldà) se inserta en el contexto de la PEH (siglos XIV-XIX). Ahora bien, como se ha indicado en apartados previos, hubo fases de inundaciones catastróficas en los ríos Turia, Xúquer y Ebro (Cavanilles, 1795-97; Font-Tullot, 1988; Ruiz-Pérez, 1998a y 1998b; Alberola, 2014; Ruiz et al., 2014). Como consecuencia de las intensas lluvias, en el mismo año (1783) tuvieron lugar tres deslizamientos como el del Desert de les Palmes, el deslizamiento de la Muntanya Assolada (anteriormente denominada Muntanya de la Font del Baladre) de Alcira el 24 de noviembre de dicho año (AMA, Libro de Actas año 1783. Signatura 11301, Ítem 29; San Pedro (1784)) y el de Castellonet (Cavanilles, 1795-97).

La cartografía histórica ha demostrado ser útil en la identificación de formas y procesos en la barrera y su flecha (*spit*) meridional. Se ha detectado el cierre de la gola de la playa del Cargador.

Particularmente, las observaciones de Cavanilles (1795-97) acerca de la llegada de las olas al humedal se corresponden con procesos actualmente conocidos como *overwash*, cuando las olas superan la barrera y alcanzan la parte posterior de la barrera (*back-barrier*) que tenían (y tienen) lugar durante los temporales. Cavanilles (1795-97) no hace descripciones de la barrera comprendida entre la desembocadura del riu Xinxilla y el Morro de Gos, pero atendiendo a la dirección de la deriva litoral (N-S) esta información sugiere que la barrera debería presentar una composición similar a la playa del Cargador o, al menos, rica en arenas. El Expediente consultado tampoco menciona las características de la barrera. Se centra en la expansión y contracción de la superficie de la Laguna y también aporta información sobre la profundidad de su lecho (comentado anteriormente) y su textura. Esta información sobre la textura limosa y de alto contenido de materia orgánica típica de suelos hidromorfos se nombra de manera puntual en las prohibiciones que se hacían para evitar los contagios.

PARTE III:

DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES.
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS. ANEXO DE
FIGURAS Y TABLAS

CAPÍTULO VIII:

DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES

CAPÍTULO VIII: DISCUSIÓN GENERAL Y CONCLUSIONES

De acuerdo con los objetivos de nuestra investigación, se ha pretendido abordar un estudio de formas, procesos y dinámica de sistemas de delta-laguna-barrera a escala de tiempo histórica. En particular durante el periodo climático de la PEH y, con especial atención, en las barreras costeras de zonas específicas del Golfo de València. Finalmente, se aborda el análisis de la desestabilización de estos sistemas ante la acción antrópica y el Calentamiento Global con sus repercusiones evidentes en el ascenso relativo del nivel del mar.

8.1. LA IDENTIFICACIÓN DE PROCESOS Y FORMAS DE LA PEH EN LA DOCUMENTACIÓN HISTÓRICA Y EL MDT LIDAR

8.1.1. Cartografía y documentos de archivos históricos

En primer lugar, cabe resaltar que la intensa y antigua ocupación humana del litoral en estudio hace que haya disponible gran cantidad y variedad de documentos con datos acerca de la morfología, variabilidad climática, procesos ambientales y la acción antrópica. Además, los datos tienen una notable resolución temporal y espacial. Desde esta perspectiva nuestra propuesta metodológica consistió en la integración de la información geomorfológica disponible en estos archivos en un SIG (ArcGIS). Por su interés, destacamos los datos que hemos obtenido de seis documentos:

- (1) La representación de Wyngaerde en 1563 de una vista de la Albufera de València que permitió identificar la abertura marina que todavía existía en el siglo XVI en el sector meridional del lago (Rosselló, 1987).
- (2) El Plano del Término Municipal de València de 1929-44 que cartografía en detalle (0,5 m) las dunas de la barrera entre Pinedo y el Perelló de principios del siglo XX (cartografía histórica en: Llopis y Perdigón, 2010).
- (3) La Carta Náutica de la Albufera de València que traza con precisión la morfología de la barrera y la flecha del Palmar (Pardo-Figueroa, 1877).
- (4) La información geomorfológica del “Plano de la desembocadura del Júcar” (Gómez-Ortega et al., 1866).
- (5) Los procesos de ascenso de niveles freáticos en la laguna de Orpesa, detallados en el expediente y los planos que se elaboraron con motivo de las graves epidemias de esta población (“Plano de la Laguna y vertientes de Orpesa” y “Planta y perfil de la Laguna de Orpesa” del AHN, Expediente nº2, Consejos, años 1778-86).
- (6) El pleito entre dos términos municipales (Torreblanca y Alcalá de Xivert) por la movilidad del riu de les Coves (o Sant Miquel) en el entorno de su desembocadura deltaica (ARV, Expediente nº82, Escribanías de Cámara, año 1790).

Puntualmente, la información de estos mapas y planos históricos (muchos del siglo XVIII), se completa con la documentación que los acompaña. Es el caso de los expedientes: Expediente nº211 (ARV, Escribanías de Cámara, 1729), Expediente nº2 (AHN, Consejos, 1778-86) y Expediente nº82 (ARV, Escribanías de Cámara, 1790).

Por otro lado, se analizan relatos precisos de otros autores (personalidades ilustradas de la época) que describen minuciosamente las dimensiones y profundidad de las lagunas y su entorno más inmediato a lo largo del año y explican los procesos que tienen lugar durante tormentas y temporales costeros. Cabe citar a algunos como Escolano (1610), San Pedro (1784), Cavanilles (1795-97), Llansol (1797), Bosch y Juliá (1866), Gómez-Ortega et al. (1866) y Salvador Bodí (1881).

La información que aportan los documentos ha permitido presentar resultados en este trabajo de investigación. Se identifican morfologías asignables a la PEH (muchas desaparecidas en la actualidad) al tiempo que representan elementos de referencia cronológica todavía presentes como, por ejemplo, las torres vigía del siglo XVI. En definitiva, concluimos que la cartografía y documentación histórica reproduce a grandes rasgos (y a veces en detalle) morfologías y procesos de los ambientes objeto de nuestro estudio durante la PEH.

Estas fuentes de información han sido ampliamente utilizadas en análisis morfológicos y ambientales por otros muchos autores. Un buen ejemplo lo podemos encontrar en la alta montaña peninsular, donde a partir de fuentes documentales se han aportado datos sobre episodios de la PEH que se relacionan con la evolución de los glaciares (Martí-Bono et al., 1978; Martínez de Pisón y Arenillas-Parra, 1988; Bordonau et al., 1992; García-Ruiz et al., 1992; Martínez de Pisón et al., 1992, 1995, 1998; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Chueca-Cía y Julián-Andrés, 1996; Serrano, 1996; Chueca-Cía et al., 1988, 1998, 2003; Mateo y Gómez-Ortiz, 1998, 2000; Serrano y Agudo, 1998; Serrano et al., 2001, 2002; González-Trueba, 2007; Oliva, 2011; Oliva et al., 2018). En las montañas del territorio valenciano Cruz-Orozco y Segura (1996a, 1996b) y Giménez-Font (2015) indagan periodos fríos correspondientes a la PEH al considerar los pozos de nieve como indicador paleoclimático. Respecto al ámbito litoral, cabe mencionar como ejemplos del Mediterráneo el uso de este tipo de fuentes para identificar cambios en el nivel del mar en Venecia (Camuffo et al., 2014) y cambios en las desembocaduras del Ródano entre los siglos XVI-XIX (Pichard et al., 2014). En el caso del Golfo de València, destacan las aportaciones sobre el cambio ambiental en L'Albufera de València de Sanchis (1998a), el llano de inundación del río Xúquer de Ruiz (2002) y las transformaciones paisajísticas en llanuras costeras cercanas (el río Segura y la albufera de Elx) en el setecientos de Giménez-Font (2006).

Cabe destacar que cierta documentación histórica se está utilizando como referencia geomorfológica en la actualidad. Es el caso de la planimetría de las dunas de 1929-44 (Llopis y Perdigón, 2010) y la denominada restitución de la topografía dunar de TEVASA en el ámbito el Plan Parcial de Ordenación de la Devesa del año 1963 (fecha en la que se plantea la urbanización de esa zona y que motivó la elaboración del levantamiento), reproducida y descrita en los trabajos de Sanjaume (1985, págs. 436-437) y Sanjaume y Pardo (2011, p. 264). La evidencia, una vez analizado el trazado de las curvas de nivel, es que ambos planos tienen la misma información, es decir, son el mismo levantamiento. La única diferencia que hemos podido encontrar ha sido la inclusión (en el último de 1963) de algunos elementos antrópicos como la gola de Pujol y algunos caminos. Un importante sector que ya aparece deforestado y fuertemente modificado en la fotografía aérea del año 1956-57, no figura como tal en el levantamiento del año 1963, ya que éste verdaderamente no está representando la realidad

física de la barrera en la década de los años 60 sino la original (dunas y pinar) correspondiente al plano del año 1929-1944.

8.1.2. Las fotografías de 1945-1956-57 y el MDT LIDAR

La finalización de la PEH ha sido fijada por la investigación internacional hacia 1850-1880 (Fagan, 2008; Alberola, 2014; Oliva et al., 2018). Hacia 1940 y 1950 (es decir, entre 70 y 80 años después) se realizan los trabajos correspondientes a la fotografía aérea del vuelo americano series A y B. Al respecto concluimos que, tal y como establecimos como hipótesis, morfologías históricas de la PEH (o al menos las formas residuales) se han podido identificar en dichas fotografías.

En efecto, el Plano con la información topográfica de las dunas de la Devesa (Plano del Término Municipal de València) realizado entre 1929-44, apenas 60 años después de haber finalizado la PEH, está cartografiando las formaciones dunares de la PEH del cordón externo. Las dataciones con ¹⁴C realizadas en la barrera de Pinedo (conectada con el cordón externo de la Devesa) corroboran una cronología absoluta centrada en la PEH (Ruiz & Carmona, 2019). Por otro lado, la información geomorfológica del Plano se acopla (con muy buen ajuste) a la ortofoto de 1956-57. Las fotografías también reflejan que las formaciones dunares han sido arrasadas por la expansión de cultivos en el período 1877 – 1945 en el tramo Perellonet-Canal de Sueca. La comparación entre la Carta Náutica (1877) y las fotografías aéreas (1945) muestra el trazado completo de la flecha arenosa del Palmar: una franja arenosa o blanquecina con morfología curvada hacia el mar.

También en estas fotografías se observa que la barrera del Xúquer está (en esas fechas) totalmente cultivada aunque, tal y como se comprobó, los trabajos de parcelación no modificaron de manera sustancial la topografía general. Un ejemplo es que el prominente cordón central dunar de la barrera está cultivado en 1945, pero se interpreta perfectamente en las fotografías y en la actualidad conserva su entidad en la barrera. Los restos de las dunas de la antigua Dehesa de Gandia son todavía visibles en la fotografía de 1945.

En cuanto al sector de estudio del doble cono deltaico del riu de les Coves o de Sant Miquel, en la foto aérea de 1945 todavía se identifica el trazado del cauce antiguo correspondiente a la PEH y su abanico deltaico en la línea de costa. Para las fechas de la fotografía aérea comentada, la Laguna de Orpesa se muestra en avanzado estado de colmatación, pero su morfología en la ortofoto de 1956-57 es semejante a la que se representa en la cartografía del siglo XVIII.

Cabe concluir que la superposición del MDT LIDAR (resolución de 1 m) con los sectores de las fotografías aéreas de 1945 y 1956-57 (en los que se han podido identificar morfologías de la PEH que no fueron destruidas con posterioridad), ha sido muy útil. En efecto, en la barrera del Xúquer, los datos MDT LIDAR se han utilizado para caracterizar la morfología general y levantar perfiles transversales. Por otro lado, tomando como base la ubicación de las torres vigía (s. XVI) y un mojón de término municipal del siglo XIV, los perfiles han posibilitado establecer una cronología y estratigrafía relativas de su formación. También estos perfiles han facilitado la caracterización del prominente cordón central de dunas y las dunas de la antigua Dehesa de Gandia (muy bien representada en la cartografía histórica) y, como comentábamos, todavía visibles en los fotogramas de 1945 y 1956.

Finalmente, en el sector central de la barrera de Torreblanca, la superposición del MDT LIDAR y fotografías aéreas (desde 1956-57) junto con los datos tomados en campo, ha permitido identificar la morfología de depósitos de tormenta datados (14C) en la PEH y, también, los cambios en los procesos y morfología de la barrera hasta las primeras décadas del siglo XXI. Un perfil transversal a la barrera aporta datos de su estratigrafía, cronología y los cambios morfológicos.

8.2. LA PEH: UNA COSTA CON PROCESOS DE PROGRADACIÓN EN DELTAS Y BARRERAS, FORMACIÓN DE CORDONES DUNARES, AVULSIONES Y CAMBIOS EN NIVELES FREÁTICOS.

8.2.1. Los procesos fluviales de alta frecuencia y magnitud de inundación

La morfogénesis asociada a la PEH tiene manifestaciones muy diversas según los ambientes geomorfológicos. No obstante, hay muchos procesos comparables que son reflejo o manifestaciones de cambios globales. Como se ha comentado en el capítulo de introducción, según la investigación internacional, los procesos característicos asociados a la fase climática de la PEH en los sistemas fluviales del Mediterráneo Occidental, fueron reiterados procesos de crecidas e inundaciones (Sabatier et al., 2008; Blanchemanche, 2009; Dezileau et al., 2011; Anthony et al., 2014) en el Mediterráneo peninsular (Barriendos & Llasat, 2003) y, en particular, en el Golfo de València (Ruiz et al., 2014; Machado et al., 2017; Ruiz & Carmona, 2019). Cabe destacar que en este trabajo no se ha dispuesto de nueva información de periodos de inundaciones en las ramblas del sector septentrional. Aunque otros autores han llevado a cabo aportaciones relevantes en dicha zona, como Machado et al. (2017) y Pardo-Nàcher (2017).

A partir del siglo XVI los efectos de la PEH se manifiestan en descensos acusados de temperaturas y aumentos en la frecuencia y magnitud de inundaciones. Los picos de mayor frecuencia y magnitud de inundaciones identificados por Ruiz et al. (2014) para los ríos Turia y Xúquer se inician a finales del siglo XVI y coinciden con el aumento en la frecuencia y magnitud de inundaciones de otros ríos europeos (Pichard, 1995; Glaser et al., 2010; Schmocker-Fackel & Naef, 2010), de la Península Ibérica (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Brázdil et al., 1999; Benito et al., 2003; Barriendos & Sánchez-Rodrigo, 2006) y mediterráneos catalanes (Barriendos & Llasat, 2003). Durante estas fases, se producen episodios de rango extraordinario que darían lugar a grandes aportes sedimentarios de origen fluvial (entre finales del siglo XVI y mediados del siglo XIX) que activaron los procesos progradantes en la costa (Arnaud-Fassetta et al., 2010; Glaser et al., 2010; Anthony et al., 2014; Jacob-Rousseau & Astrade, 2014; Pichard et al., 2014). Estas fases de alta frecuencia y magnitud de inundaciones coinciden cronológicamente con avances glaciales en los Alpes (Ladurie, 1991; Grove, 2001). A finales del siglo XVII y mediados del XIX, los glaciares experimentaron su mayor crecimiento conocido (Lamb, 1971, 1988; Fontana, 1978; Gribbin & Lamb, 1979; Font-Tullos, 1988; Bradley & Jones, 1992; Pfister, 1992). Cabe señalar que en los glaciares ibéricos su máxima extensión coincide con el Mínimo Solar de Maunder (1645 – 1715) (Copons y Bordonau, 1994, 1997) en el que se registró un descenso más acusado de las temperaturas en Cataluña (Creus, 1991).

Queda por analizar más exhaustivamente el hecho de que hasta mediados del siglo XX en el Turia (Ruiz et al., 2014) y aún en 1982 (en el caso del Xúquer) se mantuvieran pautas de series de alta frecuencia y magnitud de inundaciones. La expresión de cambio de tendencia actual es

evidente en Estrela et al. (2004). Los autores plantean un escenario en el que las zonas altas de las cuencas fluviales tendrán condiciones cada vez más áridas, mientras que, en las zonas de litoral habrá un aumento en los aportes de agua, pero de carácter torrencial. En definitiva, cambian las pautas de las crecidas e inundaciones de alta magnitud en grandes ríos (como el Turia y el Xúquer) a inundaciones originadas por lluvias de alta intensidad muy concentradas espacial y temporalmente en el ámbito litoral. Un buen ejemplo es el proceso de inundación en una pequeña cuenca fluvial de Mallorca (Estrany et al., 2020).

8.2.2. Progradación en deltas y barreras

Los procesos fluviales de alta frecuencia y magnitud de inundación son la variable más importante en el ambiente costero de los sistemas fluviales. Son variables determinantes en el proceso de progradación en deltas y en barreras. Un caso a destacar de progradación deltaica durante la PEH es el delta meridional del riu de les Coves o de Sant Miquel, bien evidente en el trazado de la línea de costa. Pero los casos más destacables se han caracterizado en la barrera del Turia y en la del Xúquer. De estas dos barreras, la que muestra progradación y también notable formación de dunas (en varias alineaciones) es la restinga de la Albufera de València. Muy posiblemente el trazado cóncavo de la línea de costa favorece la acumulación y preservación de sedimento. Por su parte, en la barrera del Xúquer, un trazado más rectilíneo quizás haya sido menos favorable. Además, el promontorio de Cullera (al norte de la desembocadura) dificulta la llegada de sedimentos de la deriva longitudinal Norte-Sur. En ambos casos, Turia y Xúquer, se trata de una morfogénesis de modelo progradante que cuenta con aportes sedimentarios abundantes que permiten la formación de dunas.

Los comienzos del proceso de cierre de la barrera y la desconexión marina del sector septentrional de la Albufera se identifican hacia el siglo XI con la ACM (de índole global) y sobre todo durante la PEH, especialmente a partir de finales del siglo XVI (Ruiz & Carmona, 2019; Belzunce et al., 2022) cuando se configura el llano de inundación, se registra un aumento en la frecuencia y magnitud de inundaciones y los cambios relacionados con los mínimos solares de Maunder (1645 – 1715) y de Dalton (1790 – 1830) y fluctuaciones climáticas como la Oscilación de Maldá (1760 – 1800) (Barriendos & Llasat, 2003; García-Torres, 2016). La tendencia a la progradación se ha registrado en otros ríos mediterráneos. Un buen ejemplo sería la progradación deltaica del Ródano citada en Anthony et al. (2014) que se produjo entre los siglos XVI y XIX, en el contexto general de grandes crecidas e inundaciones. Por otro lado, basándose en las observaciones de Escolano (1610), Mateu et al. (1999) sugieren que hubo importantes procesos de progradación de las barreras durante los siglos XVI y XVII.

De especial interés geomorfológico hemos considerado el proceso de cierre del tramo septentrional de la restinga, al sur de la Albufera. Durante los siglos XVI y XVII, el avance de la barrera en el sentido de la deriva longitudinal (N-S) ocasiona el cierre del espacio abierto al mar que dibuja Wyngaerde (1563). Progresivamente, queda aislado el lago de l'Alcatí que ya aparece colmatado en la Carta Náutica del siglo XIX. Llama la atención el pedúnculo (progradante) de la Isla del Tesoro, dibujado con una muy adecuada fisonomía (similar a una flecha) por Jaubert de Passá (1820). El proceso de cierre de la barrera puede considerarse una variable que influiría en la ruina de las salinas medievales de la Albufera de València en el siglo XVII (después de cuatro

siglos de explotación) ubicadas en el sector del Racó de l'Olla (Rosselló, 1987, p. 113). Rosselló (1987) señala las diferentes causas que podrían estar detrás del declive: cambios de la gola, cambios en la legislación, competencia de otras explotaciones salinas más rentables, entre otras. Al respecto, Sanchis (1998a) aporta datos relevantes de la documentación histórica acerca de la caída de la industria salina. Su deficiente gestión no estaba exenta de conflictos entre los usuarios de la Albufera de València. Los desacuerdos sobre la financiación de las obras de mantenimiento y conservación de las instalaciones entre arrendadores y el Reial Patrimoni hizo que para la segunda mitad del siglo XVI las salinas ya tuvieran un deterioro importante. La casa de las salinas presentaba un estado ruinoso debido a los daños causados por las inundaciones (Sanchis, 1998a). La Torre Nova de las salinas en el siglo XVI ya se ubicaba en una de las alineaciones dunares de la PEH.

8.2.3. Cordones dunares

Los cordones de dunas asignables a la PEH se han identificado claramente en el “Plano del Término Municipal de València de (1929 – 1944)”. El conjunto de la barrera representa dos grandes cordones interno y externo. El conjunto externo es de la PEH. Ambos cordones están separados por una amplia y continua depresión (o mallada). El origen de esta amplia y continua depresión hemos supuesto que estaría relacionado con cambios en la posición o avulsiones de la desembocadura del río Turia; bien el caso de una avulsión hacia el sector meridional (La Punta) datada en 1650 cal BP (258 – 381 AD) (Ruiz & Carmona, 2019), bien una posterior, en los inicios de la PEH entre los siglos XIII y XIV (según Ruiz y Carmona, 1999). El cordón externo de la PEH desarrolla paulatinamente una doble alineación dunar con crestas de entre 5-7 y 9 msnm. El cordón progresa en dirección sur hasta el sector meridional, todavía conectado con el mar en el siglo XVI. Como ya hemos comentado, el cierre definitivo de la barrera se completa durante la PEH.

Aunque la cartografía histórica no representa claramente la presencia de dunas en la barrera al sur del Xúquer, el MDT LIDAR y la fotografía aérea más antigua (1945) sí muestran puntualmente un prominente y continuo cordón dunar de trazado longitudinal en el sector central de la barrera. Según el MDT dicho cordón dunar estaba alimentado por un cauce del antiguo delta del Xúquer (Allargats). Respecto a su cronología, por su posición estratigráfica planteamos la hipótesis de que el cordón dunar se originó con los aportes extraordinarios de sedimentos que se dieron en el siglo XI, en el contexto de la ACM (Carmona & Ruiz, 2014). Otros ríos de la Península Ibérica y del sur de Francia registraron periodos de alta frecuencia de inundaciones que coinciden con esta cronología (1.000 cal. BP) (Benito et al., 2015).

En cuanto al campo de dunas que se identificaba en la fotografía aérea de 1945 al sur del riu Xeraco y que en el MDT se visualiza como una modesta elevación del terreno, su disposición coincide con la antigua Dehesa de Gandia (representada en la cartografía histórica) desaparecida en la actualidad por la expansión de la urbanización. La información aportada no es suficiente para determinar el origen ni la cronología de dicha formación dunar.

8.2.4. Avulsiones de los cauces, deslizamientos y tempestades marinas

Los episodios extraordinarios favorecen la superación de umbrales geomorfológicos, origen de procesos puntuales como son las avulsiones de los cauces. También los episodios de lluvias intensas y persistentes se relacionan con deslizamientos en laderas y ascenso de niveles freáticos en el entorno de humedales.

Durante la PEH, se ha caracterizado la avulsión del riu de les Coves (o Sant Miquel). La documentación y cartografía histórica permite identificar el trazado antiguo del riu de les Coves al sur de la desembocadura actual (Capicorb) y aporta una cronología aproximada sobre el proceso en torno al año 1790. No obstante, hay referencias a este cauce antiguo en el documento de la Concordia de 1604. En dicho documento, se describe un cauce único cuyo último tramo hasta la desembocadura serviría de límite natural entre los municipios de Alcalá de Xivert y Torreblanca.

Esta avulsión del riu de les Coves en el siglo XVIII no es un fenómeno aislado, encontramos otros ejemplos en el Golfo de València que coinciden cronológicamente. Uno de ellos, es el estrangulamiento del meandro del Toro (río Xúquer) en el año 1783 (Ruiz et al., 2014) y la avulsión del río Albaida en 1785 (Cavanilles, 1795-97; Ruiz-Pérez, 1998a, 1998b). Pichard et al. (2014) detectaron una fase de alta frecuencia y magnitud de las inundaciones del Ródano que, además de cambios en la geomorfología litoral y submarina, también provocaron avulsiones en sus desembocaduras que coinciden cronológicamente con las del Golfo de València (durante el periodo 1771-1780 (Pichard et al., 2014)).

Además de las avulsiones, encontramos otros ejemplos de procesos puntuales que ocurrieron en el Este peninsular durante el mismo periodo de tiempo. Se trata de inundaciones singulares de extraordinaria magnitud y deslizamientos. Respecto a las primeras, sirvan como ejemplo de inundaciones catastróficas las del río Turia el 5 de noviembre de 1776 (Cavanilles, 1795-97; Font-Tullot, 1988; Alberola, 2014; Ruiz et al., 2014), la inundación del Xúquer-Albaida de 1779 (Ruiz-Pérez, 1998a, 1998b), la inundación del Turia en noviembre y diciembre de 1783 en València, la gran inundación del Xúquer en noviembre de 1783, la gran avenida del Ebro el 6 de noviembre de 1783 o la extraordinaria riada e inundación del Ebro en Tortosa el 8 de octubre de 1787 (Font-Tullot, 1988). También se registra una gran avenida en la rambla de la Viuda en 1783 (Machado et al., 2017).

En cuanto a los deslizamientos, a partir de las descripciones que encontramos en la documentación histórica podemos relacionar episodios de lluvia intensa (generalmente durante un tiempo prolongado) con movimientos de ladera. Para el mismo periodo que estamos tratando (siglo XVIII) se han registrado tres deslizamientos: el del Desierto de las Palmas en 1783 (en las sierras cercanas a Torreblanca), el deslizamiento de la Muntanya Assolada (anteriormente denominada Muntanya de la Font del Baladre) de Alzira en 1783 (AMA, Libro de Actas Municipales, año 1783; San Pedro (1784)), y el deslizamiento de un monte entre Castellonet – Alfahuir en el mismo año (Cavanilles, 1795-97).

Finalmente, cabe comentar que la avulsión del riu de les Coves en el siglo XVIII identificada en este trabajo abre frentes de investigación de gran interés paleoambiental. Nos referimos a un cambio de textura o de carga sedimentaria en el cauce del riu de les Coves. Al respecto, cabe mencionar que contamos tanto con información histórica (la cartografía de principios del siglo

XX) como datos tomados en campo (muestras actuales y de sondeo y dataciones) que sugieren que el cauce antiguo transportaba arenas y limo y que, en el frente marino, alimentaba una barrera de textura arenosa. Las dataciones con ^{14}C de la turba subyacente a estos depósitos arenosos (temporales marinos) en el sector central de la barrera aportan cronologías que corresponden al Mínimo Solar de Spörer (1420 – 1570) y principios de la PEH (665 cal BP y 503 cal BP, Carmona et al., 2020). Para el mismo periodo, Camuffo (1993) registran un aumento en la frecuencia de las tormentas marinas en el Mediterráneo Occidental. Después de la avulsión del siglo XVIII, el riu de les Coves (o Sant Miquel) registra un cambio en la textura de su carga sedimentaria, que pasa de arenas a las gravas y cantos rodados que encontramos en la actualidad en la barrera y en el cauce actual de la Punta de Capicorb. El cambio de textura que aquí se plantea abre un interesante tema de investigación paleoambiental que no se ha abordado. Al respecto, Machado et al. (2017) combinan datos *proxy* de paleoinundaciones, paleovegetación y geoquímicos que proporcionan una historia ambiental del clima y los usos del suelo, como una fase de deforestación y sobrepastoreo en la cuenca de la rambla de la Viuda (cercana a nuestro ámbito de estudio) que también ocurrió en el siglo XVIII.

Citamos también un ejemplo de proceso singular que tuvo lugar a finales de la PEH relacionado con la gran avenida del Xúquer de 1864. Gómez-Ortega et al. (1866) estudiaron, en detalle, la que fue denominada riada de San Carlos del 4 de noviembre de 1864 en la desembocadura del río Xúquer. En el momento previo a la avenida, el río discurría paralelo a la costa, por detrás de una barra de frente deltaico sobre la que se ubicaba la torre del Marenyet (construida en 1577). La crecida provocó la rotura de la barra de manera que la desembocadura se ubicó en una posición más avanzada hacia el mar, por delante de la barra. La morfología progradante de dichas barras deltaicas (desviadas hacia el sur por la deriva) es evidente también en las fotografías aéreas de la desembocadura del riu Xeraco.

8.2.5. Albuferas y cambios en el nivel freático

Aunque en este trabajo se presta especial atención a los procesos y cambios que tienen lugar en las barreras, resulta conveniente recordar que constituyen un elemento esencial en el sistema restinga-albufera (o barrera-laguna, *barrier-lagoon*) y, aunque no es nuestro objetivo central, no podemos obviar los cambios que ocurren en las lagunas que se forman detrás de la barrera debido a la estrecha relación que existe entre ambos ambientes. En las lagunas del Golfo de València el ascenso de niveles freáticos está relacionado con el aumento de la frecuencia de inundaciones durante la PEH.

El cierre de la última bocana natural de la albufera de Torreblanca coincide cronológicamente con el avance hacia la continentalización de los humedales en la segunda mitad del siglo XVII (Mateu et al., 1999). Estos cierres estarían relacionados con el aumento de casos de paludismo (o malaria) en poblaciones ubicadas cerca de los entornos de humedal mediterráneos (Cavanilles, 1795-97). La relación que existe entre estos cierres y el aumento de epidemias de malaria se debe a la continentalización de las lagunas, que se convierten en ambientes dulceacuícolas donde proliferan con éxito los mosquitos transmisores de la enfermedad.

En este trabajo hemos podido relacionar, cronológicamente, los registros de epidemias de paludismo con fechas de mayor frecuencia de inundaciones a través de la documentación histórica de la Laguna de Orpesa (AHN, Consejos, Leg. 22678, Expediente nº 2, años 1778-1786).

Existen cronologías de epidemias de paludismo que se relacionan con un aumento de inundaciones durante la PEH y el aumento del área inundada de los humedales costeros tal y como hemos podido comprobar, particularmente, a través de la documentación histórica tratada en este trabajo de la Laguna de Orpesa: Expediente nº2 (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, años 1778-86). Este expediente aporta cronologías de epidemias y describe los cambios que experimentaba la laguna a lo largo del año (expansión y/o contracción de la superficie ocupada por la Laguna de Orpesa en épocas de lluvias abundantes y/o periodos de sequía, respectivamente). Estas grandes epidemias podrían estar relacionadas con el ascenso del nivel freático de las lagunas o marjales como consecuencia de lluvias persistentes en sus cuencas.

A pesar de que durante la PEH las epidemias de paludismo (o malaria) de la villa de Orpesa eran conocidas en todo el Reino de Valencia, destaca el periodo 1760-1790 por registrar un aumento de su frecuencia (una epidemia de carácter grave cada 10 y/o 7 años). Destacan las de los años 1723, 1767, 1777 y 1784. La epidemia de 1767 afectó a toda la población de Orpesa salvo a una mujer, pero la de 1777-78 resultó ser más grave que la anterior por haber registrado más defunciones (AHN, Consejos, Expediente nº 2, Leg. 22678, años 1778-1786). En el año 1784 tuvo lugar otra epidemia que no sólo afectó a Orpesa, sino también a Puzol, Puig, La Creu, Massamagrell, Albuixec, Albalat, Foyos y Meliana (Cavanilles, 1795-97). Estas graves epidemias se inscriben en el contexto de la Anomalía u Oscilación de Maldá (1760 – 1800), que se caracterizó por ser un periodo aún más frío y lluvioso (Alberola-Romá y Pradells-Nadal, 2012; García-Torres, 2016; Giménez Font, 2008b). Sobre estas epidemias, conviene prestar atención a la del año 1784 que, aunque no causó tantas defunciones como la de 1777-78, demostró que ese año la villa de Orpesa no fue un foco aislado de infección, sino que se registraron graves epidemias al mismo tiempo en otras poblaciones tal y como apuntaba Cavanilles (1795-97). Esta información y los datos de inundaciones que tenemos para las mismas fechas sugieren que pudo darse, de manera generalizada, un fenómeno o episodio de lluvias persistentes entre 1783 y 1784.

El otoño de 1783 fue anormalmente húmedo y tormentoso en la cuenca del Xúquer, dejando un registro de 11 avenidas, periodos prolongados de lloviznas como las que duraron 70 días consecutivos (Peris-Albentosa, 2005, p. 77) o los temporales de lluvia en Alzira (breves pero intensos) que se dieron con mayor frecuencia durante los meses de marzo-abril-mayo de 1784 (Peris-Albentosa, 2005). En 1783 tuvieron lugar dos avenidas del Xúquer: el 6 de octubre y el 24 de noviembre. Coincidirían con grandes inundaciones durante el invierno de 1783-84 en la cuenca del Guadalquivir, las avenidas en la cuenca del Ebro del 6 de noviembre y en la Rioja de diciembre, la inundación del 12 de agosto de 1783 en Mataró (ríos catalanes), la inundación en la cuenca del Segura del 4 al 18 de octubre (Font-Tullot, 1988) y la avenida del 24 de noviembre del Turia en Valencia (Almela, 1957).

Cabe señalar que estos fenómenos de lluvias persistentes generalizadas podrían relacionarse con, además de la Anomalía u Oscilación de Maldá (1760 – 1800) tratada en apartados previos (Barriandos y Llasat, 2003; García-Torres, 2016; Giménez-Font, 2008b), la influencia de la

erupción del volcán islandés Laki (8 de junio de 1783 – 7 de febrero de 1784) que tuvo efectos sobre el clima del continente europeo en esas fechas.

8.3. MODELOS GEOMORFOLÓGICOS DE LOS DELTAS Y BARRERAS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO

Para la caracterización de los modelos geomorfológicos de las barreras que hemos estudiado en este trabajo, la información de apoyo de la evolución a escala temporal de los últimos milenios ha sido considerablemente útil. Pero esta información es muy desigual en cada caso.

En el caso de la barrera de la Albufera de València, contamos con información de multitud de sondeos realizados en el paleolago que permiten establecer las cronologías de las barreras asociadas (Ruiz, 2002; Ruiz y Carmona, 2005; Carmona y Ruiz, 1999, 2011, 2014; Santisteban et al., 2009; Marco-Barba et al., 2013; Carmona et al., 2016a; Ruiz & Carmona, 2017, 2019; López-Belzunce et al., 2017, 2020, 2022), entre los que destacan las dataciones analizadas por Ruiz y Carmona (2019) que aportan datos directos de la cronología de la barrera histórica.

Acerca del modelo geomorfológico y evolutivo de la barrera del Turia y la del Xúquer durante la PEH se corresponde con el propuesto por Roy et al. (1994), en particular, en lo referente a la formación de los cordones costeros de tipo progradante conectados con una desembocadura deltaica. En ambos casos, se forman gruesas barreras conectadas con las desembocaduras deltaicas de los ríos (Cooper, 1994; Roy et al., 1994) con procesos comparables con las de otros ríos mediterráneos analizados en esta discusión. Estas formas y procesos pueden mostrar semejanzas o presentar las pautas de modelos globales en sistemas de barrera-lagunas ampliamente descritos en la bibliografía internacional (Carter & Woodroffe, 1994; Roy et al., 1994; Grove & Rackham, 2001; FitzGerald et al., 2018). En costas como las del Golfo de València con un rango de marea micromareal los procesos están dominados por las olas y el suministro sedimentario de los ríos.

En la barrera del Xúquer, las dunas (*aeolian dune*, de 1.690 cal BP) estaban formadas en época histórica tal y como demuestra la parte superior del sondeo de Xeraco (García-Blázquez et al., 2008; Usera et al., 2017). El modelo del Xúquer y el riu Xeraco es muy específico. Respecto al Xúquer, Gómez-Ortega et al. (1866) explicaron y documentaron el proceso de rotura y progradación del frente deltaico durante (y después de) la avenida de 1864. En cuanto al riu Xeraco, se han identificado series de flechas progradantes desviadas por la corriente de deriva N-S, siguiendo el mismo patrón dinámico y morfológico que la desembocadura del Xúquer.

Por otro lado, en el sector norte del Golfo de València, la barrera de Cabanes-Torreblanca es un tipo de barrera que no muestra evidencias de tipologías progradantes durante la PEH. Dichas morfologías solo se observan en el abanico del riu de les Coves, donde se han desarrollado dos prominentes abanicos históricos (el de la Punta de Capicorb y el del paleocauce de 1790). Respecto a la barrera, se identifican procesos transgresivos acelerados debido a factores regionales o locales. En primer lugar, el suministro de sedimentos depende de crecidas en ríos de pequeñas cuencas efímeras (ramblas), de manera que el aporte de sedimentos es esporádico. No obstante, hay dos variables determinantes o muy relevantes que influyen en los procesos y evolución de esta barrera. Una de ellas es la subsidencia local de origen tectónico (evidente en

registros geoarqueológicos y en sondeos en la laguna y en el mar) (Flors, 2009; Ruiz y Carmona, 2009; Carmona et al., 2020), origen de una muy alta tasa relativa de aumento del nivel marino y, finalmente, la circunstancia de que la orientación de la costa sea similar a la dirección de los vientos de mayor energía (NE y ENE) que causan los temporales marinos, de manera que el balance de transporte longitudinal de sedimentos es muy remarcable (Pardo, 1991). Consecuentemente, no es una costa proclive a configurar playas extensivas ni dunas, al contrario de lo que ocurre en los sectores más meridionales de estudio como en la costa deltaica del río Turia. En la actualidad es una barrera con procesos transgresivos acelerados.

8.4. LA DESESTABILIZACIÓN

El fin de la PEH (alrededor de la segunda mitad del siglo XIX) supuso un cambio en las condiciones del clima que dio lugar a un cambio de tendencia en los procesos geomorfológicos de la costa. El dato más evidente es el ligero ascenso de las temperaturas medias que dio lugar al inicio del retroceso de los glaciares en zonas de montaña (Ladurie, 1991; Copons y Bordonau, 1994, 1997; Lampre, 1994; Chueca et al., 1998; Gómez-Ortiz et al., 1998; Serrano et al., 2002; Gómez-Ortiz y Plana-Castellví, 2004, 2006; González-Trueba, 2007).

Respecto al ascenso relativo del nivel del mar relacionado con el aumento de las temperaturas, Jevrejeva et al. (2014) aportan datos que incluyen el siglo XIX. Utilizaron registros de mareógrafos entre los años 1807 y 2009 para proporcionar una reconstrucción global mejorada del nivel del mar y analizar la evolución de la tendencia en los dos últimos siglos. La información que aportan muestra una tendencia negativa (mm/año) (descenso relativo del nivel marino) entre 1807 y 1850. A partir de 1850, con numerosas fluctuaciones, sus datos muestran una tendencia positiva (o ascenso relativo del nivel del mar). Cronológicamente, esta fecha coincide con las últimas décadas de la PEH, ya que en 1860 comenzó el retroceso de los glaciares alpinos (Ladurie, 1991) y a partir de 1880 los observatorios meteorológicos señalaban un incremento medio de la temperatura en torno a 0,4 y 0,6 °C que declaraba el final de la PEH (Alberola, 2014). Según Jevrejeva et al. (2014), dos componentes clave intervienen en la aceleración del ascenso del nivel del mar: el deshielo de los glaciares y la expansión térmica de los océanos.

Desde el punto de vista geomorfológico, las barreras son un ambiente directamente expuesto a los cambios del nivel del mar y los temporales marinos. Cuando la tasa de suministro de sedimentos es alta y/o el nivel del mar está descendiendo, se favorecen los procesos de acumulación sedimentaria y la barrera experimenta un ensanchamiento o progradación, es decir, avanza hacia el mar (Cowell & Kinsella, 2018; Moore et al., 2018). Por el contrario, el contexto climático actual de ascenso relativo del nivel del mar supone un cambio de tendencia en la mayoría de las barreras: experimentan un estrechamiento debido al retroceso de la línea de costa o transgresión marina. Habitualmente, ante un escenario como el actual, estos entornos tienden a construir dunas bajas, barreras estrechas y a migrar hacia el continente de manera rápida (Moore & Murray, 2018).

En el Golfo de València, además de los factores relacionados con el cambio de ciclo, un importante factor (determinante) para explicar la dinámica actual de estos ambientes, es la acción antrópica histórica. Sin intentar ser exhaustivos, un ejemplo es la implementación del regadío en las llanuras costeras de los ríos Turia y Xúquer desde la Edad Media, que produjo la

disminución paulatina de la tasa de agua y sedimentos que pudieran llegar a la costa. Por otro lado, los azudes, además de derivar caudal hacia los márgenes, a las dotaciones de riego, modifican las dinámicas naturales del río ya que actúan como represa de sedimentos. Esto aumenta la retención de materiales groseros aguas arriba e incisión y estrechamiento del cauce aguas abajo del azud (Ruiz, 2002). Estas infraestructuras medievales se componían de materiales con una resistencia moderada – y en ocasiones insuficiente – ante los picos de crecida de los cursos fluviales, de manera que han dejado un amplio registro de rotura y colapso de puentes, daños en azudes y molinos que se registra también en ramblas mediterráneas (Pardo-Nàcher, 2016, 2017; Machado et al., 2017). El desmoronamiento (o daños en los azudes) en el sistema fluvial generaba el vaciado y la remoción de los sedimentos retenidos.

Cabe citar el efecto de los embalses que retienen parte de los sedimentos fluviales que podrían llegar a la costa, y que supone un gran descenso en el suministro del sedimento que alimenta las barreras. También un tipo directo de intervención que disminuye la disponibilidad de sedimentos es la extracción de áridos en ramblas y ríos mediterráneos. Por lo que respecta a la intervención directa en el ambiente litoral, cabe comentar la destrucción de vastos campos de dunas que sirven de reservorios de arena de las playas. La destrucción de las dunas en muchas partes del litoral se ha producido recientemente con la urbanización (a partir de décadas 1960, 1970). No obstante, hay que matizar que en muchos sectores hay una fase previa de colonización agraria (a veces completa) de la barrera (es el caso de la barrera del Xúquer). Finalmente, la canalización de las desembocaduras fluviales y la construcción de puertos pesqueros, deportivos y comerciales y la introducción de elementos artificiales en la línea de costa (espigones y escolleras) generan cambios en el funcionamiento natural de la deriva que, consecuentemente, afectan a la transferencia longitudinal de sedimentos a lo largo de la costa.

En conclusión, las intervenciones antrópicas han interrumpido la transferencia de los sedimentos fluviales hacia la costa y el transporte longitudinal de sedimentos costeros o deriva, dando lugar a un déficit sedimentario que, junto con el aumento de la tasa de ascenso relativo del nivel del mar, son variables determinantes en los procesos acelerados de erosión en frentes deltaicos, playas y dunas que se producen en la actualidad. Una evidencia de este proceso es que no hemos detectado en el litoral objeto de estudio espacios de acomodación similares a los detectados por Díaz-Cueva et al. (2018) en el litoral andaluz.

Como respuesta al ascenso relativo del nivel del mar, se comprueba que muchas barreras ya están experimentando un aumento en la tasa de migración tierra adentro (Rodríguez et al., 2018; Odezulu et al., 2018), una respuesta que posiblemente se generalice en el futuro (Ashton & Lorenzo-Trueba, 2018; Moore & Murray, 2018; FitzGerald et al., 2018). La migración hacia el continente puede darse de forma continua en casos puntuales, pero el desplazamiento más común como respuesta al ascenso del nivel del mar, se da con períodos de migración que alternan con períodos de relativa estabilidad (Murray & Moore, 2018). En algunos casos, las barreras no se adaptan a los cambios y se hunden, convirtiéndose en bancos subacuáticos (Odezulu et al., 2018).

En este trabajo, hemos obtenido resultados que caracterizan los procesos que tuvieron lugar después de la PEH y permiten entender el contexto de cambio de las barreras desde la tendencia a la progradación de épocas Medieval y Moderna hasta la situación de retroceso o transgresión marina actual. Cuando en el seguimiento diacrónico del proceso de desestabilización se han

podido incluir las evidencias morfológicas (de formas y procesos) de la PEH, se comprende la magnitud y se puede estimar el balance del cambio. Se proporciona un contexto geomorfológico amplio en el análisis del proceso de desestabilización. Hay que hacer hincapié en que son variables importantes los factores locales como la subsidencia y la orientación de la costa, esta última relacionada con la eficiencia de la deriva litoral. La elección de dos sectores de estudio de características morfológicas muy diferentes ha permitido profundizar en gran variedad de tipologías de barreras y de procesos ante un clima cambiante. Así, la evolución geomorfológica de las barreras no ha sido homogénea en todo el Golfo de València, sino que muestra diversidad de situaciones y procesos. A nivel general, en todas las barreras estudiadas se observa un retroceso generalizado de la costa. Se comprueba, también, que ese retroceso había comenzado antes de 1920-1945 en la restinga de la Albufera de València. Según el Plano del Término Municipal de València (1929-44) las series de dunas cartografiadas del cordón externo (PEH) no se acompañan (en el frente marino) de la amplia playa que posiblemente las alimentaba. El cambio de ciclo determina la desaparición de formaciones dunares de gran envergadura. Parte del antiguo ambiente dunar es hoy un ambiente marino.

En la barrera de la Albufera de València se aprecia un fuerte retroceso de la línea de costa en el periodo 1929-2018 y la desaparición de elementos constructivos del siglo XIX-XX bajo el mar. Las zonas en las que se ubicaron formaciones dunares de gran envergadura presentes en la cartografía del siglo XX (1929-1944) reciben el nombre genérico de “Montañar” (Montañar de la Virgen, Montañarot y Montañar de Recatí) y solían registrar cotas de 5-7-9 msnm. En la fotografía de 1956-57 estas formaciones han perdido entidad y en la fotografía de 2006 se localizan ya en ambiente marino. Por otro lado, en la década de 1970, y de manera directa, se produce el total arrasamiento de las dunas de la PEH. Este proceso se ha detectado a lo largo de la barrera y se ha ilustrado a partir de dos sectores que consideramos relevantes: al norte de la Gola del Pujol y el entorno del Cuartel de Carabineros (antigua torre Nova de las salinas).

Las dunas juegan un papel importante al determinar el efecto de las tormentas en las barreras. Su presencia/ausencia y su altura influyen en el impacto que pueden tener las tormentas sobre estos ambientes. Moore et al. (2018) destacan que la altura de estas dunas costeras (*foredune*) determinan el grado de conectividad entre las barreras arenosas y los humedales que se forman en el sector continental o posterior (*back-barrier*). Las dunas altas evitan que ocurra un desbordamiento (procesos de *overwash*) durante las tormentas, salvo aquellos episodios de alta magnitud o de carácter extraordinario que generen olas capaces de superar la barrera. Los ciclos de crecimiento y destrucción de dunas controlan cómo las barreras y sus ambientes evolucionan con el tiempo, especialmente en escalas de tiempo cortas, del orden de décadas (Moore et al., 2018; Houser et al., 2018; Ruggiero et al., 2018).

La construcción a finales del siglo XVIII del puerto de València ha alterado la dinámica natural de la barrera. Actualmente, el puerto es un obstáculo que afecta al transporte longitudinal de sedimentos, que sigue la dirección de la deriva N-S, dando lugar a procesos de acumulación al norte de la infraestructura y procesos de erosión a lo largo de la barrera al sur del puerto (Sanjaume y Pardo-Pascual, 2019). En las últimas décadas se han tomado medidas para resolver los problemas derivados de la erosión, entre las que destacan aportes artificiales de arenas a la playa y acciones de restauración dunar en la Devesa del Saler (Benavent et al., 2004; Sanjaume y Pardo-Pascual, 2011, 2019).

En la barrera del Xúquer no se han reconocido alineaciones de dunas costeras. La desembocadura está flanqueada por dos largos espigones en 1957 y la barrera está casi completamente cultivada en 1945. Es posible que los procesos de parcelación se adaptasen a morfologías previas, no obstante, se constata que los cultivos no llegan a destruir el cordón central de dunas, muy evidente en el MDT. Las dunas de la antigua Dehesa de Gandia son definitivamente arrasadas con posterioridad a la década de los años 1960. Ahora bien, al tiempo que se produce la urbanización de la franja costera (previamente cultivada) la línea de costa se ha convertido recientemente en un continuo de escolleras, espigones y rompeolas que han alterado la dinámica litoral. Se identifica un acusado proceso de erosión en la cara sur de múltiples obras de ingeniería, en particular los espigones. En las últimas décadas, esta barrera registra problemas erosivos severos que se han intentado resolver mediante aportes artificiales de arena. Estas medidas no son soluciones permanentes, ya que durante temporales costeros se producen pérdidas que reducen la anchura de la playa. Cabezas-Rabadán et al. (2019) desarrollan una importante herramienta que permite monitorizar de manera continua amplias zonas de la costa (playas del Brosquil en Cullera y playas de Tavernes de la Vallidigna). A partir de su modelo espacio-temporal, aportan datos que permiten comprender mejor el funcionamiento y respuesta de las playas y también realizar el seguimiento de actuaciones y eventos puntuales.

Particularmente, la barrera de Torreblanca muestra un retroceso generalizado de la línea de costa. También se observa retroceso del abanico deltaico, para el periodo 1945 – 2020. Durante ese periodo de tiempo se han sumergido infraestructuras del siglo XIX-XX bajo el agua, como es el Cuartel de Carabineros. La textura de la barrera del Prat de Cabanes-Torreblanca (principalmente cantos y gravas) no ha favorecido su puesta en cultivo. La barrera de 1945 y 1956-57 muestra continuas morfologías de procesos de *overwash* como son los abanicos de derrame (*washover fans*) lo que evidencia que antes de 1945 era una barrera en retroceso hacia el continente. Únicamente ha preservado depósitos de tormenta fechados en la PEH en el sector central. Por otro lado, es una barrera muy estrecha que sólo se ha urbanizado en sus extremos norte (urbanización de Torrenostra) y sur (Torre la Sal). La construcción de los espigones de Torrenostra ha acelerado los procesos transgresivos de la barrera al sur de dichas estructuras: el ambiente (completo) de la barrera de 1945 y 1956-57, es un ambiente marino en el año 2003. La turba del humedal aparece expuesta en la playa. El proceso se ha podido caracterizar desde 1945-1956-57 hasta el año 2021, cuyos fotogramas muestran los cambios derivados del paso del temporal Gloria en enero del mismo año.

El aumento de la tasa de ascenso relativo del nivel del mar (RSLR) y la disminución de las tasas de suministro de sedimentos por intervención antrópica, aumentan la vulnerabilidad de la barrera. Odezulu et al. (2018) indican que, globalmente, los sistemas de isla barrera evolucionarán hacia un banco subacuático en el futuro. Pensamos que esta evolución es la que se observa en esta barrera, donde el mar penetra más allá de la parte posterior de la barrera (*back-barrier*). Si bien el ascenso relativo del nivel del mar es un factor de erosión de estas morfologías, las tormentas por sí solas juegan un importante papel en la dinámica. El oleaje durante estos episodios tiene energía suficiente para arrastrar sedimentos desde la playa y los fondos marinos someros hacia la barrera, pudiendo incluso alcanzar posiciones más interiores (humedales costeros, bahías interiores y tierras continentales) (Houser et al., 2018; Moore et al., 2018; Odezulu et al., 2018; Mallinson et al., 2018; Rodríguez et al., 2018). Estos episodios

construyen barreras con disposición vertical a través del depósito de sedimentos por procesos de desbordamiento (*overwash*). Este proceso es evidente en la barrera del Prat de Cabanes-Torreblanca. A partir de 2003, los temporales han dejado huellas de barreras muy altas y con caída vertical hacia la línea de costa (identificadas en campo y en el MDT).

El pronosticado ascenso del nivel del mar, el déficit de sedimentos y las tormentas costeras potencialmente más intensas pueden llevar a la pérdida de los entornos de barrera. McNamara y Lazarus (2018) determinan que el patrón actual de uso del ámbito costero en regiones desarrolladas no es sostenible.

8.5. CONCLUSIONES

En el sector correspondiente al Mediterráneo Occidental, la atención que se ha dispensado a los procesos de crecimiento y fusión de los glaciares en los Alpes y en la Península Ibérica y los procesos geomorfológicos en deltas de la costa francesa e italiana durante la PEH ha sido muy notable, extendida en el tiempo y con variedad de resultados de índole interdisciplinar. También son destacables y muy numerosas las aportaciones sobre el clima durante la PEH resultado de la indagación en documentación histórica. Por el contrario, destacamos que son muy escasos los trabajos geomorfológicos orientados al análisis de las formas y los procesos en nuestro litoral mediterráneo. En este sentido, esta aportación constituye un avance en el tema o bien unos primeros resultados.

En el trabajo que presentamos concluimos que la cartografía y documentación histórica ha resultado útil en el enfoque geomorfológico, ya que reproduce a grandes rasgos (y a veces en detalle) morfologías y procesos de los ambientes de la PEH. Por otro lado, tal y como establecimos como hipótesis, morfologías históricas de la PEH (o al menos las formas residuales) se han podido identificar en las fotografías de la primera mitad de siglo XX. En los sectores en los que se identificaron y conservaron formas de la PEH, la superposición de MDT de alta precisión ha sido de gran utilidad en la caracterización geomorfológica.

De acuerdo con resultados de la investigación internacional, en nuestro ámbito de estudio la variable fundamental en los procesos costeros durante la PEH ha sido el notable aporte de sedimentos fluviales a la costa con (posiblemente) un relativo nivel del mar en ligero descenso. Los modelos se relacionan con la progradación en deltas y barreras, formación de alineaciones de dunas y procesos puntuales de avulsión de cauces y deslizamientos en laderas. Respecto a las manifestaciones hidrológicas, conviene matizar que más que los picos de alta frecuencia y magnitud de inundaciones son remarcables los efectos de las lluvias persistentes que ocasionan la subida de los niveles freáticos en llanos de inundación, humedales y lagunas.

No obstante, los aspectos de índole regional determinan en gran medida la diversidad de los modelos geomorfológicos identificados. Aportes sedimentarios esporádicos (ramblas), ascenso relativo del nivel del mar por subsidencia de origen tectónico y gran efectividad de la deriva (coincidencia de la orientación de la costa con la dirección de los temporales) determinan la escasa preservación de sedimentos en el litoral y la formación de barreras delgadas. Aportes continuos de sedimento fluvial a la costa (ríos perennes), fases del alta frecuencia y magnitud

de inundaciones y orientación de la costa proclive a la preservación de sedimento, determina la formación de gruesas barreras y cordones dunares.

La desestabilización y el cambio de tendencia está totalmente interrelacionada con la acción antrópica. Pero consideramos que es importante anotar desfases cronológicos en las respuestas de los sistemas analizados. En nuestro ámbito de estudio, las fases de alta frecuencia y magnitud de inundaciones se mantuvieron en el tiempo hasta pasados mediados del siglo XX. No obstante, la línea de costa estaba ya en retroceso, posiblemente debido al ascenso relativo del nivel del mar. El inicio del aumento de las temperaturas (el final de la PEH) se fija hacia 1860-70-80. Finalmente, los modelos que alertan del aumento de procesos de crecida e inundación concentrados espacialmente en el litoral y los cambios en las pautas de los temporales marinos, se han identificado en nuestro ámbito de estudio desde inicios del siglo XXI.

CAPÍTULO IX:

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOSTA, M. L., MATEU, J. F. y CARMONA, P. (2018). Cambios en desembocaduras fluviales durante la Pequeña Edad del Hielo. El caso del Riu de les Coves (Provincia de Castelló). En López, M. J., Carmona, P., Salom, J. y Albertos, J. M. (Eds.): *XVIII Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica*. Universitat de València, 306-316.
- ACOSTA, M. L. y CARMONA, P. (2021). La restinga de la Albufera. Análisis geomorfológico de las formaciones dunares del plano del término municipal de València (1929-1944). En Mateu Bellés, J. F. y Furió, A. (Eds.): *A Vicenç M. Rosselló, geògraf, als seus 90 anys*. Universitat de València, Servei de Publicacions, 263-282. ISBN 978-84-9133-428-6
- ALBARRACÍN, S., ALCÁNTARA, J., BARRANCO, A. et al. (2012). Seismic evidence for the preservation of several stacked Pleistocene coastal barrier/lagoon systems on the Gulf of Valencia continental shelf (western Mediterranean). *Geo-Marine Letters: An International Journal of Marine Geology*, 33 (2-3), 217-223.
- ALBEROLA-ROMÁ, A. y PRADELLS-NADAL, J. (2012). Sequía, inundaciones, fiebres y plagas en tierras aragonesas y catalanas (1780-1790). En Bernabé, D. y Alberola, A. (Eds.): *Magistro et amico. Diez estudios en Homenaje al profesor Enrique Giménez López*. Alicante, Publicaciones de la Universidad de Alicante, págs. 65-93.
- ALBEROLA-ROMÁ, A. (2014). *Los cambios climáticos. La Pequeña Edad del Hielo en España*. Ediciones Cátedra (Grupo Anaya, S. A.), Madrid, 341 pp.
- ALCÁNTARA, J., ALBARRACÍN, S., MONTOYA, I. et al. (2012). An indurated Pleistocene coastal barrier on the inner shelf of the Gulf of Valencia (western Mediterranean): Evidence for a prolonged relative sea-level stillstand. *Geo-Marine Letters: An International Journal of Marine Geology*, 33 (2-3), 209-216.
- ALMELA i VIVES, F. (1957). *Las riadas del Turia (1329-1949)*. Ayuntamiento de Valencia, València, 129 pp.
- AMOROSI, A. and MILLI, S. (2001). Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology*, 144 (3 – 4): 357-375.
- ANTHONY, E. J., MARRINER, N. and MORHANGE, Ch. (2014). Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000 years: From progradation to destruction phase?. *Earth-Science Reviews*, 139, 336–361.
- ARNAUD-FASSETTA, G. and PROVANSAL, M. (1999). High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586-1725 AD) in the Rhône Delta (Mediterranean France). Relationship to the catchment basin. In Garnier, J. and Mouchel, J. M. (Eds.): *Man and River Systems*. Hydrobiologia, vol. 410, 241-250.
- ARNAUD-FASSETA, G., CARCAUD, N., CASTANET, C. et al. (2010). Fluvial palaeoenvironments in archaeological context: Geographical position, methodological approach and global change hydrological risk issues. *Quaternary International*, 216 (1–2), 93–117.
- ASHTON, A. D. and LORENZO-TRUEBA, J. (2018). Morphodynamics of Barrier Response to Sea-Level Rise. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG. Cham. Switzerland, 277-304.

- ASTRADE, L., JACOB-ROUSSEAU, N. et ALLIGNOL, F. (2011). Les successions d'interactions entre climat, sociétés et paysages dans un contexte de changements: les moyennes montagnes du sud-est de la France à la sortie du Petit Âge Glaciaire. Dans Lambiel, C., Reynard, E. et Scapozza, C. (Eds.): *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone, p. 62-78.
- AUTOR ANÓNIMO (1729). *Plano de los términos del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna y de la Villa de Cullera*. ARV, Expediente nº 211, f. 38. Escribanías de Cámara, año 1729.
- AUTOR ANÓNIMO (1750). *Plano del lago de la Albufera, su sondeo y plasacion de los lugares inmediatos a ella...* [Document cartogràfic]. Escala [ca. 1:22.634]. Escala para el plano de 2200 tuesas [=17 cm]. 1 mapa: manuscrit, col.; 62 × 111 cm en full de 63 × 136,5 cm.
- AUTOR ANÓNIMO (Entre 1750 y 1775). *Plan demonstrativo que contiene las tres direcciones del Camino que va de la ciudad de Valencia à la de Denia*. Ardl. S.G.E. AG. T2fC3/119. Escala 1:73.500. Dimensiones 100 × 37 cm. Planimétrico en color con orografía.
- AUTOR ANÓNIMO (1811). *Croquis geográfico topográfico del Río Júcar desde Antella a la villa de Cullera, fet per I. «Estado mayor del 2... Exercito» devers 1811*. SGE 126. Escala aproximada de 4.000 vares = 75 mm. Dimensiones de 83 × 42 cm.
- BAPTISTA-ROMERO, J. (1761). *Plan Topográfico de la Albufera de Valencia de Joan Baptista Romero, agrimensor de la ciudad y profesor de matemáticas*. En Museo Naval de Madrid, XL VII-10, Escala aproximada 1:35.000, Dimensiones 54 × 39 cm.
- BARCELÓ, J., TENA, J. y TRAVER, G. (1790). *Plano de los límites o amojonamiento de Torreblanca y Alcalá de Xivert*. Escala no determinada, ARV, Escribanías de Cámara, año 1790, Exp. 82, f. 542.
- BARRIENDOS, M. and MARTÍN-VIDE, J. (1998). Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th – 19th centuries), *Climatic Change*, 38 (4), 473 – 491.
- BARRIENDOS, M. (2000). La climatología histórica en España. Primeros resultados y perspectivas de la investigación, En García Codrón, J. C. (Coord.): *La reconstrucción del clima de época preindustrial*. Santander, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, 17-56.
- BARRIENDOS, M. and LLASAT, M. C. (2003). The Case of the “Maldá” Anomaly in the Western Mediterranean Basin (AD 1760-1800): An Example of a Strong Climatic Variability. *Climatic Change*, 61 (1), 191-216. DOI: 10.1023/A:1026327613698
- BARRIENDOS, M. and SÁNCHEZ-RODRIGO, F. (2006). Study on historical flood events of Spanish rivers using documentary data. *Hydrological Sciences Journal*, 51 (5), 765-783.
- BELLOTTI, P., CAPUTO, C., DAVOLI, L. et al. (2004). Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology*, 61 (1 – 2): 71-90.
- BELZUNCE-LÓPEZ, M., BLÁZQUEZ, A. M., SÁNCHEZ-PALENCIA, Y., TORRES, T. and ORTIZ, J. E. (2022). Environmental evidence of Valencia lagoon coastal barrier stabilization from 8500 BP to Present. Climate and eustatic variations. *Science of The Total Environment*, 807 (Part 2): 151230. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.151230.

- BENAVENT, J. M., COLLADO, F., MARTÍ, R. M., MUÑOZ, A., QUINTANA, A., SÁNCHEZ, A. y VIZCAÍNO, A. (2004). *La restauración de las dunas litorales de la Devesa de l'Albufera de Valencia*. Valencia, Ajuntament de Valencia, 65 pp.
- BENITO, G., DÍEZ-HERRERO, A. and FERNÁNDEZ de VILLALTA, M. (2003). Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (central Spain) over the last millennium. *Climatic Change*, 58, 171-216.
- BENITO, G., MACKLIN, M.G., ZIELHOFER, Ch., JONES, A. and MACHADO, M. J. (2015). Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena*, 130, 13–33. DOI: 10.1016/j.catena.2014.11.014
- BLANCHEMANCHE, P. (2009). Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental: la source, le signal et l'interprétation. *Archéologie du Midi Médiéval*, 27(1), 225–235.
- BLASCO, M. (1798). *Plano del término municipal de Xeraco y sus límites con los términos vecinos de Tavernes de la Valldigna y Xeresa, con indicación de los mojones y otros detalles topográficos*. ARV, Escribanías de Cámara, año 1798, Exp. 9, f. 688.
- BLÁZQUEZ, A. M. and FERRER, C. (2012). Role of human actions on landscape changes since the Upper Holocene in the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Catena*, 97: 31-40.
- BLÁZQUEZ, A. M. and USERA, J. (2010). Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the coastal lagoon of Elx (Alicante, Spain). *Quaternary International*, 22 (1 – 2): 68-90.
- BODÍ i CONGRÓS, S. (1881). *El clima de la Ribera en el siglo XIX (Apreciaciones sobre Meteorología, o sea, exposición de teorías en el importante ramo de las ciencias físicas, deducidas de las observaciones atmosféricas, practicadas durante toda la vida de su autor)*. Ajuntament de Carcaixent, 1986, 342 pp.
- BOIRA-MAIQUES, J.V. (2007). *Las torres del litoral valenciano*. Generalitat Valenciana, Valencia, 256 pp.
- BORDONAU, J., SERRAT, D. y VILAPLANA, J. M. (1992). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En Cearreta, A. y Ugarte, F. M. (Eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Servicio Editorial Universidad del País Vasco, Bilbao, 303-312.
- BORJA, F., ZAZO, C., DABRIO, C. J., DÍAZ DEL OLMO, F., GOY, J. L. and LARIO, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *Holocene*, 9 (3), 333 – 339.
- BOSCH Y JULIÁ, M. (1866). *Memoria sobre la inundación del Júcar en 1864*. Ministerio de Fomento, Impresa de Real Orden, Madrid, Imprenta Nacional, 424 pp. y 3 planos plegables.
- BRADLEY, R. S. and JONES, P. D. (1992). *Climate since A. D. 1500*. Londres – Nueva York, Routledge. DOI: <https://doi.org/10.1002/qj.49711950912>
- BRAUDEL, F. (1993). *El Mediterráneo y el mundo mediterráneo en la época de Felipe II*. Fondo de Cultura Económica. Sección de Obras de Historia. Tomo Primero. Segunda edición en español, Tercera reimpresión, Madrid, España, 858 pp.

- BRÁZDIL, R., GLASER, R., PFISTER, C., DOBROVNLNÝ, P., ANTOINE, J. M., BARRIENDOS, M., CAMUFFO, D., DEUTSCH, M., ENZI, S., GUIDOBONI, E., KOTYZA, O. and RODRIGO, F. S. (1999). Flood Events of Selected European Rivers in the Sixteenth Century. *Climatic Change*, 43, 239-285.
- BRIFFA, K. R., JONES, P. D. et al., (1998). Influence of the volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, vol. 393, núm. 6.684, 450 – 445.
- BROCAL, R., LÓPEZ-GARCÍA, M. J. y PARDO-PASCUAL, J. E. (2005). Análisis de la evolución de la línea de costa en el litoral valenciano mediante SIG e imágenes de satélite. El sector Tavernes-Cullera (1956-1999). *Geomorfologia litoral i quaternari*, Universitat de València, 307-324.
- BROCHIER, J. E. (1983). Deux mille ans d'histoire du climat dans le Midi de la France: étude sédimentologique. *Annales (Économies, Sociétés, Civilisations)*, 38 (2), 425-438.
- BRUNETON, H., ARNAUD-FASSETA, G., PROVANSAL, M. et al. (2001). Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley (southern France). *Catena*, 45(4), 287–312.
- BUTZER, K. W., MIRALLES SEGURA, I. y MATEU BELLÉS, J. F. (1983). Las crecidas medievales del río Júcar según el registro geo-arqueológico de Alzira. Cuadernos de Geografía, (32-33), 311-332.
- CABEZAS-RABADÁN, C., PARDO-PASCUAL, J. E., PALOMAR-VÁZQUEZ, J. y FERNÁNDEZ-SARRÍA, A. (2019). Análisis y caracterización de cambios en playas valencianas mediante líneas de costa derivadas de Sentinel-2. X Jornadas de Geomorfología Litoral, 4-6 Sept., Castelldefels.
- CAMARASA, A. M. y SEGURA, F. (2001). Las crecidas en ramblas valencianas mediterráneas. *Estudios Geográficos*, LXII, (245), 649-674.
- CAMARASA-BELMONTE, A. M. and SORIANO, J. (2014). Empirical study of extreme rainfall intensity in a semi-arid environment at different time scale. *Journal of Arid Environments*, (100-101), 63-71. DOI: 10.1016/j.jaridenv.2013.10.008
- CAMPILLO, J. (2006). La formación del regadío y de las infraestructuras de riego en la Ribera del Xúquer durante la Edad Media y Moderna. En Hermosilla Pla, J. (Coord.): *Las riberas del Xúquer: paisajes y patrimonio valenciano*. Universitat de València, Departament de Geografia, Generalitat Valenciana, Direcció General de Patrimoni Cultural Valencià i Museus, 45-55.
- CAMUERA, J., JIMÉNEZ-MORENO, G., RAMOS-ROMÁN, M. J., GARCÍA-ALIX, A., TONEY, J. L., ANDERSON, R. S., JIMÉNEZ-ESPEJO, F., BRIGHT, J., WEBSTER, C., YANES, Y. and CARRIÓN, J. S. (2019). Vegetation and climate changes during the last two glacial-interglacial cycles in the western Mediterranean: A new long pollen record from Padul (southern Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews*, 205, 86-105.
- CAMUFFO, D. (1993). Analysis of the sea surges at Venice from A.D. 782 to 1990. *Theoretical and Applied Climatology*, 47 (1): 1 – 14. DOI: 10.1007/BF00868891

- CAMUFFO, D., SECCO, C., BRIMBLECOMBE, P. and MARTIN-VIDE, J. (2000). Sea storms in the Adriatic Sea and the western Mediterranean during the last millennium. *Climatic Change*, 46, 209 – 223.
- CAMUFFO, D., BERTOLIN, C., CRAIEVICH, A., SCHENAL, P. and GRANZIERO, R., (2014). The Little Ice Age in Italy from documentary proxies and early instrumental records. *Méditerrané*, 122, 17-30.
- CARMONA, P. (1990). *La Formació de la Plana al·luvial de València. Geomorfologia, hidrologia i geoarqueologia de l'espai litoral del Turia*. Alfons el Magnànim, Valencia, Spain, 175 pp.
- CARMONA, P. Y RUIZ, J. M. (1999). Evolución en el Holoceno reciente del delta del río Turia y la restinga de la Albufera de Valencia. En Rosselló, V. M. (Ed.): *Geoarqueologia i Quaternari Litoral*. Memorial María Pilar Fumanal. Universitat de València. Departament de Geografia, 321-330.
- CARMONA, P. and RUIZ, J. M. (2011). Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena*, 86 (3): 139-149.
- CARMONA, P. y RUIZ, J. M. (2014). Procesos geomorfológicos en llanos de inundación y lagos costeros mediterráneos. El cambio ambiental histórico en la Albufera de Valencia (España). *Cuaternario y Geomorfología*, 28 (3-4), 95-106.
- CARMONA-GONZÁLEZ, P., RUIZ PÉREZ, J. M. e IBÁÑEZ SOLAZ, M. (2014). Erosión costera y cambio ambiental en el humedal de Cabanes-Torreblanca (Castelló). Datos para una gestión sostenible. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 66, 161-180.
- CARMONA, P. y RUIZ, J. M. (2016). Registro geoarqueológico y cambio ambiental. La costa de Torre de la Sal y el humedal del Prat de Cabanes. En Mateu, J. F. (Coord.): *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*. XXXI Jornadas de Campo de Geografía Física, Departament de Geografia, Universitat de València, 107 – 110.
- CARMONA, P., RUIZ-PÉREZ, J. M., BLÁZQUEZ, A. M., LÓPEZ-BELZUNCE, M., RIERA, S. and ORENCO, H. (2016a). Environmental evolution and mid-late Holocene climate events in the Valencia lagoon (Mediterranean coast of Spain). *The Holocene*, 1-16. DOI: 10.1177/0959683616645940.
- CARMONA-GONZÁLEZ, P., RUIZ PÉREZ, J. M. y MATEU BELLÉS, J. F. (2016b). El cañón del Júcar. En Mateu, J. F. (Coord.): *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*. XXXI Jornadas de Campo de Geografía Física, Departament de Geografia, Universitat de València, 73-76.
- CARMONA, P., RUIZ-PÉREZ, J. M. and PÉREZ-CUEVA, A. (2017). Geomorphology of a Mediterranean barrier lagoon system. Subsidence, climate change and human action (Castelló, eastern Spain). En Gomes, A., Gonçalves, C., André, L., Bicho, N. and Boski, T. (Eds.): *Livro de resumos IX reunião del Cuaternario Ibérico*. Universidade do Algarve, 19-23. Outubro de 2017 at Faro, Portugal, 73-76.
- CARMONA, P., RUIZ, J. M. PÉREZ-CUEVA, A. and ACOSTA, M. L. (2020). Accelerated transgressive processes in a Mediterranean coastal barrier: Subsidence, anthropic action and geomorphological changes since the Little Ice Age. *Quaternary International*, 554, 150 – 163.

- CARTER, R. W. G. (1988). Coastal environments: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. *AC Press*, 617 pp.
- CARTER, R. W. G., FORBES, D. L., JENNINGS, S. C., ORFORD, J. D., SHAW, J. and TAYLOR, R. B. (1989). Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, 88 (3-4), 221 – 242.
- CARTER, R. W. G. and ORFORD, J. D. (1993). The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: a short and long-term perspective. *Journal of Coastal Research*, 15, 158 – 179.
- CARTER, R. W. G. and WOODROFFE, C. D. (Eds.) (1994). *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, 517 pp.
- CASANOVA, T. y BAUTISTA-ROMERO, J. (1784). Plano que expresa el terreno de que trata el expediente y demás cosas notables. AHN, Sección Nobleza, Casa de Osuna. Caja de planos número 18, documento 1.
- CASANOVA-LABRADOR, V. (1778). Planta y perfil de la Laguna de Orpesa. AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2602, años 1778-86.
- CASANOVA-LABRADOR, V. (1778). Plano de la Laguna y vertientes de Orpesa. AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2603, años 1778-86.
- CAVANILLES, A. J. (1795-97). *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Imprenta Real, Madrid, 2 vols.
- CAVANILLES, A. J. (1795-97). Mapa del Reino de Valencia. En Cavanilles, A. J. (1795-97): *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Imprenta Real, Madrid, 2 vols.
- CEARRETA, A., BENITO, X., IBÁÑEZ, C., TROBAJO, R. and GIOSAN, L. (2016). Holocene palaeoenvironmental evolution of the Ebro Delta (Western Mediterranean Sea): evidence for an early construction based on the benthic foraminiferal record. *Holocene*, 26 (9), 1-19.
- CHUECA-CÍA, J. y JULIÁN ANDRÉS, A. (1996). Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo. Macizo de la Maladeta. En Pérez Alberti, A. et al., (Eds.): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, 171-182.
- CHUECA-CÍA, J., PEÑA-MONNÉ, J. L., LAMPRE-VITALLER, F., GARCÍA-RUIZ, J. M. y MARTÍ-BONO, C. (1988). *Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 104 pp.
- CHUECA-CÍA, J., PEÑA-MONNÉ, J. L., LAMPRE-VITALLER, F. y JULIÁN-ANDRÉS, A. (1998). La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central y Meridional. Inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos. En Gómez Ortiz, A., Pérez Alberti, A. (Eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 329-348.
- CHUECA-CÍA, J., JULIÁN-ANDRÉS, A., SAZ-SÁNCHEZ, M. A., CREUS-NOVAU, J. y LÓPEZ-MORENO, I. (2003). El glaciar de la Maladeta (Pirineo central español): análisis de su evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y de su relación con factores climáticos. *Cuaternario y Geomorfología*, 17 (3-4), 41-55.

- COOPER, J. A. G. (1994). Lagoons and microtidal coasts. In Carter, R. W. G. and Woodroffe, C. D. (Eds.): *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, 219-265.
- COPONS, R. y BORDONAU, J. (1994). La Pequeña Edad de Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Ésera, Pirineos Centrales). En C. Martí Bono y J. M. García Ruiz (Eds.): *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Logroño, Geofoma Ediciones, 111-124.
- COPONS, R. y BORDONAU, J. (1997). El registro glacial correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo en la Península Ibérica. En Ibáñez, J. J., Valero, B. L. y Machado, C. (Eds.): *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Logroño, Ediciones Geofoma, 295-310.
- COWELL, P. J. and KINSELA, M. A. (2018). Shoreface Controls on Barrier Evolution and Shoreline Change. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 243-275.
- CREUS, J. (1991). Tendencia secular de la temperatura de mayo en el Pirineo Oriental. *Notes de Geografia Física*, (20-21), 41-49.
- CRUZ-OROZCO, J. & SEGURA, J. M. (1996a). Dipòsits de neu al País Valencià, *L'Estel revista del Centre Excursionista de Castelló*, 15, 6-9.
- CRUZ-OROZCO, J. & SEGURA MARTÍ, J. M. (1996b): *El comercio de la nieve. Red de pozos de nieve en las tierras valencianas*. Conselleria de Cultura, Educació i Ciència, Direcció General de Patrimoni Artístic, Valencia, 244 pp.
- DABRIO-GONZÁLEZ, C. J. (1985). Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros. En V. GABALDÓN (Ed.): *Ciclo de seminarios de sedimentología*. Madrid, Ministerio de Industria y Energía, División de Geología del IGME, 131-191.
- DELFIN, F. G., NEWHALL, Ch. G., MARTÍNEZ, M. L., SALONGA, N. D. et al., (1997). Geological, 14C and historical evidence for a 17th century eruption of Parker Volcano, Mindanao, Philippines. *Journal of the Geological Society of Philippines*, vol. LII, núm. 1, 25 – 42.
- DEZILEAU, L., SABATIER, P., BLANCHEMANCHE, B. J. et al. (2011). Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(1-2), 289-297.
- DEZILEAU, L., PÉREZ-RUZAFÁ, A., BLANCHEMANCHE, P., DEGEAI, J. P., RAJI, O., MARTINEZ, P., MARCOS, C. and VON GRAFENSTEIN, U. (2016). Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past*, 12, 1389-1400.
- DÍAZ-CUEVA, M. P.; PRIETO-CAMPOS, A.; OJEDA-ZÚJAR, J. y FERNÁNDEZ-DÍAZ, M. (2018). Bases de datos espaciales y geovisualización web para el estudio de tasas de erosión a medio-largo plazo y el espacio de acomodación en el litoral de Andalucía. En López, M. J., Carmona, P., Salom, J. y Albertos, J. M. (Eds): *XVIII Congreso Nacional de Tecnologías de la información Geográfica*. Universitat de València, 234-243.
- DOLEZ, L., SALEL, T., BRUNETON, H., COLPO, G., DEVILLERS, B., LEFÈVRE, D., MULLERB, S. D. and SÁNCHEZ, C. (2015). Holocene palaeoenvironments of the Bages-Sigean lagoon (France). *Geobios*, 48, 297-308.

- DUPRÉ, M., PÉREZ-OBÍOL, R. y ROURE, J. M. (1994). Análisis polínico del sondeo TU de la turbera de Torreblanca (Castellón, España). En Dupré-Ollivier, M., Burgaz-Moreno, M. E., Mateu-Andrés, I. y Güemes, J. (Coord.): *Actas del X Simposio de Palinología*. Valencia, 165 – 174.
- EDOUARD, E., CORONA, C., THOMAS, A., GUIBAL, F. et DENELLE, N. (2009). Le Petit Âge Glaciaire dans les cernes de croissance des arbres des Alpes françaises. Approche dendrochronologique. *Archéologie du Midi Médiéval*, 27, 169-177.
- EJARQUE, A., MIRAS, Y., RIERA, S., PALET, J.M. and ORENGO, H.A. (2010). Testing microregional variability in the Holocene shaping of high mountain cultural landscapes: a palaeoenvironmental case-study in the eastern Pyrenees. *Journal of Archaeological Science*, 37, 1468-14.
- ENGUÍDANOS, L. (1795-1797). Vista de Oropesa. En Cavanilles, A. J. (1795-97): *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Imprenta Real, Madrid, Libro I, p. 48.
- ENGUÍDANOS, L. (1795-1797). Vista tomada de la cumbre del Monduber. En Cavanilles, A. J. (1795-97): *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Imprenta Real, Madrid, Libro segundo, pág. 219.
- ESCOLANO, G. (1610-1611). *Década primera de la Historia de Valencia*. València, 10 libros.
- ESPEJO, J. (1831). *Plano de una parte de la Costa de Valencia, desde el Grao hasta el Cabo de Cullera comprendiendo la Albufera*. Museo Naval, XLVII-3, Dimensiones 34 × 19 cm.
- ESTRANY, J., RUIZ-PÉREZ, M., MUTZNER, R., FORTESA, J., NACHER-RODRIGUEZ, B., TOMAS-BURGUERA, M., GARCÍA-COMENDADOR, J., PEÑA, X., CALVO-CASES, A. and VALLES-MORANT, J. (2020). Hydrogeomorphological analysis and modelling for a comprehensive understanding of flash-flood damage processes: the 9 October 2018 event in northeastern Mallorca. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20, 2195-2220.
- ESTRELA-NAVARRO, M. J., MIRÓ, J. J., PASTOR, F. y MILLÁN, M. (2004). Precipitaciones por frentes atlánticos en la Comunidad Valenciana: cambios y tendencias en las últimas décadas. *Acta de las Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española*, 28, (Ejemplar dedicado a: XXXVIII Jornadas Científicas de la AME y el 5º Encuentro Hispano-Luso de Meteorología), 8 pp.
- ESTRELA-NAVARRO, M. J., MIRÓ PÉREZ, J. J. y GÓMEZ-DOMÉNECH, I. (2016). Clima y Cambio Climático en la Comunidad Valenciana. En Mateu, J. F. (Coord.): *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*. XXXI Jornadas de Campo de Geografía Física, Departament de Geografia, Universitat de València, 25-28.
- EXCELENTÍSIMO SEÑOR PRÍNCIPE de la PAZ (1805). Plano Topográfico de la Albufera de Valencia. En Archivo Cartográfico de Estudios Geográficos del Centro Geográfico del Ejército — Ubicación: AR — Signatura: Ar. G-T.3-C.1-192 — Código de barras: 2210258. Escala [ca. 1:40000], Pitipie de una legua Valenciana [= 13,7 cm].
- FAGAN, B. M. (2008). *La Pequeña Edad de Hielo. Cómo afectó el clima a la historia de Europa, 1300 – 1850*. Barcelona, Gedisa, 344 pp.

- FERNÁNDEZ, A. (1990). El yacimiento submarino de Torre de la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). Nuevas aportaciones. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, 13, 229 – 248.
- FERRER, C. and BLÁZQUEZ, A. M. (2012). The evolution of the Albufereta lagoon (western Mediterranean): Climate cycles and sea level changes. *Journal of Coastal Research*, 28 (6): 1617-1626.
- FITZGERALD, D. M., HEIN, C. J., HUGHES, Z., KULP, M., GEORGIU, I. and MINER, M. (2008). Runaway Barrier Island Transgression Concept: Global Case Studies. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 3-56.
- FLORS, E. (Coord.) (2009). Torre la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). *Evolución del paisaje antrópico desde la Prehistoria hasta el Medioevo*. Monografies de Prehistoria y Arqueología Castellonenses, Servicio de Investigaciones Arqueológicas y Prehistóricas - Servicio de Publicaciones Diputación de Castellón, 606 pp.
- FONT-TULLOT, I. (1988). *Historia del clima en España. Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 300 pp.
- FONTANA, J. M. (1978). *Historia del clima en el litoral mediterráneo: Reino de Valencia más Provincia de Murcia*. Inédito, Jávea, 206 pp.
- FORBES, D. L., TAYLOR, R. B., ORFORD, J. D., CARTER, R. W. G., and SHAW, J. (1991). Gravel-barrier migration and overstepping. *Marine Geology*, 97, 305 – 313.
- FORBES, D. L., ORFORD, J. D., CARTER, R. W. G., SHAW, J. and JENNINGS, S. C. (1995). Morphodynamic evolution, self-organisation and instability of coarse-clastic barriers in paraglacial coast. *Marine Geology*, 126, 63 – 85.
- GABINETE DE APLICACIONES NUCLEARES A LAS OBRAS PÚBLICAS (1971): Determinación de la edad mediante medida del contenido de Carbono-14, en muestras de conchas procedentes de los litorales de Huelva y Valencia. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (inédito).
- GARCÍA, J. M., BORDONAU, J., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y VILAPLANA, J. M. (1992). *Mapa Geomorfológico de Benasque (MTN 180) (Huesca, Lleida)*. Geoforma ediciones, Logroño, 39 pp. + 1 mapa (1/50.000)
- GARCÍA-BLÁZQUEZ, A.M., GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C., USERA, J., YLL, R., LUQUE, L., CABERO, A. & BARDAJI, T. (2008). Cold-warm spells peaking the last ~100 ka at Xeraco lagoon (Western mediterranean, Spain). *Fifth IGCP 495 Meeting, Quaternary Land-Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses*, Faro, 49-50.
- GARCÍA-TORRES, A. (2016). Sequía, crisis y malas cosechas en tierras meridionales valencianas durante la anomalía u oscilación Maldá (1760-1800). *El Futuro del Pasado*, 7, 323-351. <http://dx.doi.org/10.14516/fdp.2016.007.001.012>.
- GARNIER, E., (2009). Les sociétés méditerranéennes à l'épreuve du climat 1500-1850. *Sud-Ouest Européen*, 32, 21-33.

- GIL-OLCINA, A. y RICO-AMORÓS, A. M. (2007). El problema del agua en la Comunidad Valenciana. *Fundación Agua y Progreso de la Comunidad Valenciana*, 240 pp. ISBN: 978-84-611-5317-6.
- GIMÉNEZ-FONT, P. (2006). *Ordenación del territorio y transformaciones paisajísticas en el setecientos valenciano*. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante.
- GIMÉNEZ-FONT, P. (2008a). *Las Transformaciones del paisaje valenciano en el siglo XVIII: una perspectiva geográfica*. Diputación de Valencia, Institució Alfons el Magnànim, 460 pp.
- GIMÉNEZ-FONT, P. (2008b). La epidemia de malaria de 1783-1786: notas sobre la influencia de anomalías climáticas y cambios de usos del suelo en la salud humana. *Investigaciones Geográficas (España)*, ISSN 0213-4691, ISSN-e 1989-9890, Nº 46, págs. 141-158.
- GIMÉNEZ-FONT, P. (2015). El último pozo de nieve de la sierra de Aitana: ¿un posible indicador del fin de la pequeña edad del hielo?. *Mètode: Revista de difusió de la Investigació*, nº84, 10-15.
- GLASER, R., RIEMANN, R., SCHONBEIN, J. et al. (2010). The variability of European floods since AD 1500. *Climatic Change*, 101, 235–256.
- GÓMEZ-ORTEGA, J., CHURRUCA, E. y LIZARRAGA, F. (1866). *Estudio de las inundaciones del Júcar de 1864*. Confederación Hidrográfica del Júcar (editado en 1988), 282 pp.
- GÓMEZ-ORTEGA, J., CHURRUCA, E. y LIZARRAGA, F. (1866). Plano de la desembocadura del Júcar. Escala 1:10.000. En Gómez-Ortega et al. (1866): *Estudio de las inundaciones del Júcar de 1864*. Confederación Hidrográfica del Júcar (editado en 1988), 282 pp.
- GÓMEZ-ORTIZ, A., SALVADOR-FRANCH, F., SCHULTE, L. y GARCÍA-NAVARRO, A. (1998). *Itinerarios geomorfológicos por Andalucía Oriental. Trabajo de campo de la V Reunión Nacional de Geomorfología*. Servei de Gestió i Evolució del Paisatge, Vicerectorat de Recerca, Universitat de Barcelona, Barcelona, 97 pp.
- GÓMEZ-ORTIZ, A. y PLANA-CASTELLVÍ, J. A. (2004). El paisaje glacial de Sierra Nevada a través de los escritos de época (siglos XVII y XIX). Contribución al conocimiento geográfico español. *Investigaciones Geográficas*, 34, 71-98.
- GÓMEZ-ORTIZ, A. y PLANA-CASTELLVÍ, J. A. (2006). La Pequeña Edad del Hielo (Little Ice Age), en Sierra Nevada a través de los escritos de época (siglos XVIII y XIX) en su relación con el progreso de la Geografía Física y Geomorfología española. *Boletín de la AGE*, núm. 42, 71-98.
- GONZÁLEZ-MARTÍN, J. A., FIDALGO-HIJANO, C. y PRIETO-JIMÉNEZ, I. (2013). La “Pequeña Edad del Hielo” en la Península Ibérica. Estado de la cuestión. En Martínez Millán, J., Camarero Bullón, C. y Luzzi Traficante, M. (Coords.): *La Corte de los Borbones: crisis del modelo cortesano*, vol. I, Madrid, Polifemo, 237-282.
- GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J., MARTÍN-MORENO, R. y SERRANO, E. (2005). El glaciario de la Pequeña Edad del Hielo en las Montañas Ibéricas. Síntesis y estado actual de conocimiento. *Cuaternario y Geomorfología*, 21 (1-2), 57-86.
- GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J. (2007). *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa. Análisis y reconstrucción del avance glacial histórico (s. XIX)*. Fundación Marcelino Botín, Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 186 pp.

- GOSLIN, J. and CLEMMENSEN, L. B. (2017). Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Review*, 174, 80 – 119.
- GOY-GOY, J. L., ZAZO-CARDEÑA, C., RÍOS-ARAGÜES, L. M., BELTRÁN CABRERA, F. J. y ZAPATERO-RODRÍGUEZ, M. A. (IGME) (1982). Memoria del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), (Hoja 770) [E 1:50.000], 30 pp.
- GOY, J. L., REY, J., DÍAZ, V. y ZAZO, C. (1987). Relación entre las unidades cuaternarias del litoral y de la plataforma interna-media de Valencia (España): implicaciones paleogeográficas. *Geología ambiental y ordenación del territorio*, Comunicaciones, vol. II, 1369-1381.
- GRIBBIN, J. and LAMB, H. H. (1979). Climatic change in historical times. In Gribbin, J. (Ed.): *Climatic changes*. Cambridge, Cambridge University Press.
- GRINSTED, A., MOORE, J. C. and JEVREJEVA, S. (2010). Reconstructing Sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Climate Dynamics*, 34 (4), 461-472.
- GRINSTED, A., MOORE, J. C. and JEVREJEVA, S. (2013). Projected Atlantic hurricane surge threat from rising temperatures. *Environmental Sciences*, 110 (14), 5369-5373. doi: <https://doi.org/10.1073/pnas.1209980110>
- GROVE, A. T. (2001). The 'Little Ice Age' and its geomorphological consequences in Mediterranean Europe. *Climatic Change*, 48(1), 121–136.
- GROVE, A. T. and RAKHAM, O. (2001). *The Nature of Mediterranean Europe: An Ecological History*. Yale University Press, 384 pp.
- GUILLEM, P. M., MARTÍNEZ-VALLE, R., PÉREZ-JORDA, G., PÉRE-MILIÁN, R. i FERNÁNDEZ, J. (2005). El Prat de Cabanes (Cabanes, Castelló). Un jaciment prehistòric del III mil·lenni (a.C.). En Sanjaume, E. i Mateu, J. F. (Eds.): *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a V. M^a. Rosselló*. Universitat de València, 195 – 202.
- HOUBEN, P., HOINKIS, R., SANTISTEBAN, J. I., SALAT, C. and MEDIAVILLA, R. (2011). Combining allostratigraphic and lithostratigraphic perspectives to compile subregional records of fluvial responsiveness: the case of the sustainably entrenching Palancia River watershed (Mediterranean coast, NE Spain). *Geomorphology*, 129 (3-4), 342-360.
- HOUSER, C., BARRINEAU, P., HAMMOND, B., SAARI, B., RENTSCHLER, E., TRIMBLE, S., WERNETTE, P., WEYMER, B. and YOUNG, S. (2018). Role of the Fore-dune in Controlling Barrier Island Response to Sea Level Rise. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 175-207.
- IBÁÑEZ, J. y LARRAMENDI, J. (1805). *Plano Topográfico perteneciente al Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz*. Servicio Geográfico del Ejército, 192, Escala aproximada 1/13.550. Escala gráfica de 1/2 llegua = 205 mm. Dimensiones de 147 × 72 cm.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO Y ESTADÍSTICO (1910). *Planos geométricos por términos municipales mandados formar por la ley de 27 de Marzo de 1900*. Provincia de Castellón, Término municipal de Cabanes (E 1:25.000) [Trabajos topográficos (Minutas)].
- INSTITUTO GEOGRÁFICO Y ESTADÍSTICO (1910). *Planos geométricos por términos municipales mandados formar por la ley de 27 de Marzo de 1900*. Provincia de Castellón, Término municipal de Torreblanca (E 1:25.000) [Trabajos topográficos (Minutas)].

- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P. M. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. doi: 10.1017/CBO9781107415324
- ITURAT, J. (1989). Noticias sobre las defensas y ataques a Alcalá. *Boletín del Centro de Estudios del Maestrazgo*, 27, 63-84.
- JACOB-ROUSSEAU, N. et ASTRADE, L. (2014). Phénomènes torrentiels et transferts sédimentaires autor du massif du Tanargue, de l'âge du fer au Petit Âge Glace (PAG) (Cévennes vivaraises, France). *Méditerranée*, 122, 81-97.
- JAUBERT de PASSÁ (1820). *Mapa de la huerta de Valencia y de los principales riegos de los ríos Guadalaviar y Xucar*. En Jaubert de Passa, & Fiol, J. (1844): *Canales de riego de Cataluña y Reino de Valencia: Leyes y costumbres que los rigen. Reglamento y ordenanzas de sus principales acequias*. Real Sociedad Económica de Amigos del País de Valencia, Valencia, Imp. de Benito Monfort, 2 volúmenes.
- JEVREJEVA, S., MOORE, J. C. and GRINSTED, A. (2012). Sea level projections to AD2500 with a new generation of climate change scenarios. *Global and Planetary Change*, 80, 14–20.
- JEVREJEVA, S., MOORE, J. C., GRINSTED, A., MATTHEWS, A. P. and SPADA, G. (2014). Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. *Global and Planetary Change*, 113, 11-22.
- KING, C. A. M. (1972). *Beaches and Coasts*. 2nd ed., London, Arnold, 570 pp.
- KNUTSON, T. R., MCBRIDE, J. L., CHAN, J., EMANUEL, K., HOLLAND, G., LANDSEA, C., HELD, I., KOSSIN, J. P., SRIVASTAVA, A. K. and SUGI, M. (2010). Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, 3, 157-163.
- LAMB, H. H. (1971). Volcanic activity and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 10 (2-3), 203-230.
- LAMB, H. H. (1977). *Climate: Present, Past and Future*. Volume II: Climatic History and the future, London and New York: Methuen, 835 pp.
- LAMB, H. H. (1988). Volcanoes and climate: an updated assessment. In Lamb H. H. (Ed.): *Weather, climate and human affairs*. London, Routledge, 301 – 328.
- LE ROY LADURIE, E. (1991). *Historia del clima desde el año mil, Sección de Obras de Historia*. Fondo de Cultura Económica, México, Primera edición en español en 1991. Traducción de Carlos López Beltrán (Tomo I, capítulos I a IV de este libro), Traducción de José Barrales Valladares (Tomo II, capítulos V a VII de este libro), 522 pp.
- LE ROY LADURIE, E. (2007). *Abrégé d'histoire du climat du Moyen Âge à nos jours*. París, Fayard, 176 pp.
- LAMPRE-VITALLER, F. (1994). La línea de equilibrio glacial y los suelos helados en el Macizo de la Maladeta (Pirineo Aragonés): Evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y situación actual. En Martí Bono, C. y García Ruíz, J. M. (Eds.): *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geofoma Ediciones, Logroño, 125-142.

- LLANSOL, F. (1797). Topografía Médica General de la Ribera del Júcar y particular de la Villa de Alzira. Archivo de la Real Academia de Medicina de Barcelona, Legajos 51 a 58. En Riera Palmero, J. y Granda Juesas, J. (1988, transcrito): *Epidemias y paludismo en la Ribera del Júcar (una topografía médica del siglo XVIII)*, Universidad de Valladolid.
- LLASAT, M.C., RIGO, T. and BARRIENDOS, M. (2005). Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records. *Journal of Hydrology*, 313, 32-47.
- LLOPIS, A. y PERDIGÓN, L. (2010). *Cartografía histórica de València (1608-1944)*. Universitat Politècnica de València, 127 pp.
- LÓPEZ, T. (1786). *Mapa geográfico del Gobierno de San Mateo o el Maestrado Viejo, perteneciente a la Orden de Montesa del año 1786 de Tomás López*. Escala [ca. 1:224.100]. 7 Leguas de 20 al grado, llamadas de marina; cada una contiene 6.626 varas castellanas. Biblioteca Digital de la Real Academia de la Historia.
- LÓPEZ-BELZUNCE, M., BLÁZQUEZ, A. M., CARMONA, P. and RUIZ, J. M. (2017). Foraminifera assemblages in coastal palaeoenvironments in the Valencia lagoon. Em Gomes, A., Gonçalves, C., Lino, A., Bicho, N. e Boski, T. (Eds.): *Mudanças em sistemas ambientais e sua expressão temporal*. IX Reunião do Quaternário Ibérico, Faro, 161-164.
- LÓPEZ-BELZUNCE, M., BLÁZQUEZ-MORILLA, A. M., CARMONA, P. and RUIZ, J. M. (2020). Multi proxy analysis for reconstructing the late Holocene evolution of a Mediterranean Coastal Lagoon: Environmental variables within foraminiferal assemblages. *Catena*, 187, 104333. DOI: 10.1016/j.catena.2019.104333
- LÓPEZ-BELZUNCE, M., BLÁZQUEZ, A. M., SÁNCHEZ-PALENCIA, Y., TORRES, T. and ORTIZ, J. E. (2022). Environmental evidence of Valencia lagoon coastal barrier stabilization from 8500 BP to Present. Climate and eustatic variations. *Science of The Total Environment*, vol. 807, Part 2, 151230. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2021.151230
- LÓPEZ-BLANCO, C., ANDREWS, J., DENNIS, P., MIRACLE, M. R. and VICENTE, E. (2016). North Atlantic Oscillation recorded in carbonate $\delta^{18}\text{O}$ signature from Lagunillo del Tejo (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 882-889.
- LUTERBACHER, J., DIETRICH, D., XOPLAKI, E., GROSJEAN, M. and WANNER, H. (2004): European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends and Extremes Since 1500. *Science*, vol. 303 (5663), 1499-1503.
- MACHADO, M. J., MEDIALDEA, A., CALLE, M., RICO, M. T., SHÁNCHEZ-MOYA, Y., SOPEÑA, A. and BENITO, G. (2017). Floods, droughts and people: historical palaeohydrology and landscape resilience of a Mediterranean rambla (Castellón, NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 171, 182-198. DOI: 10.1016/j.quascirev.2017.07.014
- MALDONADO, A. Y ZAMARREÑO, I. (1983). Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. En Castellví, P. (Ed.): *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental, E.O.P.C.: Seminario Científico*. Cádiz, 15-52.
- MALLINSON, D., CULVER, S., LEOURI, E., MITRA, S., MULLIGAN, R. and RIGGS, S. (2018). Barrier island and estuary co-evolution in response to Holocene climate and sea-level change: pamlico sound and the outer banks barrier islands, North Carolina, USA. In Moore, L. J.

- and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 91-120.
- MARCO-BARBA, J., HOLMES, J. A., MESQUITA-JOANES, F. and MIRACLE, M. R. (2013). The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios*, 46, 409-421.
- MARGALEF, R. Y HERRERA, J. (1961). El nivel del mar en Castellón. *Investigaciones Pesqueras*, 19, 55-63.
- MARTÍ-BONO, C. E., SERRAT, D. y GONZÁLEZ, C. (1978). *Los fenómenos glaciares en la vertiente meridional de los Pirineos*. Actas del V Coloquio de Geografía, Granada, 67-74.
- MARTÍN-VIDE, J. and BARRIENDOS, M. (1995). The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction: a case study from Catalonia (Spain). *Climatic Change*, vol. 30, Issue 2, 201-221.
- MARTÍN-VIDE, J. y BARRIENDOS, M. (1997). Los riesgos meteorológicos en Barcelona a través de los registros históricos (ss. XIV-XIX). Primeros resultados sobre su comportamiento climático plurisecular. En Martín-Vide, J. (Coord.): *Avances en climatología histórica en España*, 23-46. ISBN: 84-281-0905-2.
- MARTÍNEZ de PISÓN, E. y ARENILLAS, M. (1988). Los glaciares actuales del Pirineo español, *La nieve en el Pirineo español*, Madrid, M.O.P.U., 29-98.
- MARTÍNEZ de PISÓN, E. y ALONSO OTERO, F. (1992). Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas españolas. En Homenaje a Félix Ugarte, *Cuadernos de Sección*, Historia, 20 Eusko Ikaskuntza, 109-201.
- MARTÍNEZ de PISÓN, E., NAVARRO, I., MARTÍNEZ, R., CANTARINO, I., PEDRERO, A. y ARENILLAS, M. (1995). Observaciones morfológicas sobre la evolución de los glaciares del Pirineo español entre 1982-1993. En *La nieve en las Cordilleras Españolas*. Programa ERHIN, año 1992/93, MOPTMA-DGOH, Madrid, 253-262.
- MARTÍNEZ de PISÓN, E. y SERRANO-CAÑADAS, E. (1998). Morfología glaciar del Valle de Tena (Pirineo Aragonés). En Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A. (Eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 239-262.
- MATEO-GARCÍA, M. y GÓMEZ-ORTIZ, A. (1998). El glaciario histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el valle del Mandriu (Andorra). En *Investigaciones recientes de la geomorfología española*. Aportaciones a la V Reunión Nacional de Geomorfología Granada, 397-406.
- MATEO-GARCÍA, M. y GÓMEZ-ORTIZ, A. (2000). Oscilaciones climáticas en el Holoceno histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el Valle del Mandriu (Andorra). En Peña Monné, J. L., Sánchez Fabre, M. y Lozano Tena, M. V. (Eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. IV Reunión IPA, Albarracín, España, 81-96.
- MATEU, J. F. (1977). El factor antrópico en la transformación del Prat d'Albalat dels Ànecs. V *Coloquio de Geografía*, Granada, Universidad de Granada, 193 – 199.
- MATEU, J. F. (1982). *El norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Universitat de València, Sección de Geografía, 286 pp.

- MATEU, J. F., ROBLES-CUENCA, F. y ACUÑA-HERNÁNDEZ, J. D. (1985). Paleogeografía litoral del Golfo de Valencia durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos. *Geomorfología litoral y cuaternaria: homenaje a Juan Cuerda*, Universitat de València, 77-102. ISBN: 84-370-0262-1
- MATEU-BELLÉS, J. F., SANCHIS-IBOR, C. & FERRI i RAMÍREZ, M. (1999). El golf de València durant els segles XVI i XVII. Canvis ambientals. En Rosselló, V. M. (Ed.): *Geoaqueologia i Quaternari Litoral*. Memorial María Pilar Fumanal. Universitat de València. Departament de Geografia, 367-374.
- MATEU, J. F., CARMONA, P. y RUIZ, J. M. (2007). *Las llanuras costeras de la Confederación Hidrográfica del Júcar: los ambientes geomorfológicos de las desembocaduras fluviales*. Informe para la Confederación Hidrográfica del Júcar, Valencia, 39 pp + gráficos.
- MATEU, J. F. (2016). El Prat de Cabanes-Torreblanca: cierre de la última bocana natural. En Mateu, J. F. (Coord.): *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*. XXXI Jornadas de Campo de Geografía Física, Departament de Geografia, Universitat de València, 111 – 114.
- MATEU-BELLÉS, J. F. y La ROCA-CERVIGÓN, N. (2016). El trasfondo climático de las neveras de la Sierra de Espadán. En Mateu, J. F. (Coord.): *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*. XXXI Jornadas de Campo de Geografía Física, Departament de Geografia, Universitat de València, 51-54.
- McNAMARA, D. E. and LAZARUS, E. D. (2018). Barrier islands as coupled human-landscape systems. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 363-383.
- MEDIATO, J. F. y SANTISTEBAN, J. I. (2006). Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero*, (Núm. Monográfico Especial), 117: 519-524.
- MELIÓ, V. (1991). *La "junta de murs i valls": historia de las obras públicas en la Valencia del antiguo régimen, siglos XIV-XVIII*. Volumen 4 de Sèrie Minor, Generalitat Valenciana, Consell Valencià de Cultura, 102 pp.
- MENÉNDEZ, J. y FLORSCHÜTZ, F. (1961a). Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Estudios Geológicos*, 17, 83 – 99.
- MENÉNDEZ, J. y FLORSCHÜTZ, F. (1961b). La concordancia entre la composición de la vegetación durante la segunda mitad del Holoceno en la costa de Levante (Castellón de la Plana) y en la costa W de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 59, 97 – 100.
- MÉTAILLIÉ, J. P. (1987). The degradation of the Pyrenees in the nineteenth century: an erosion crisis. In Gardiner V. (Ed): *Proceedings of the first international conference on geomorphology*. Manchester, September 1985, Chichester, Wiley, Part II, 533-544.
- MIRAMONT, C., JORDA, M. et PICHARD, G. (1998). Evolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne: l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie Physique et Quaternaire*, 52(3), 381–392.

- MOORE, L. J. and MURRAY, A. B. (2018). *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 407 pp. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-68086-6>
- MOORE, L. J., GOLDSTEIN, E. B., VINENT, O.D., WALTERS, D., KIRWAN, M., REBECCA, L., MURRAY, A. B. and RUGGIERO, P. (2018). The Role of Ecomorphodynamic Feedbacks and Landscape Couplings in Influencing the Response of Barriers to Changing Climate. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 305-336.
- MORELLÓN, M., PÉREZ-SANZ, A., CORELLA, J. P., BÜNTGEN, U., CATALÁN, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J., LÓPEZ-SÁEZ, J. A., MORENO, A., PLA, S., SAZ-SÁNCHEZ, M. Á., SCUSSOLINI, P., SERRANO, E., STEINHILBER, F., STEFANOVA, V., VEGAS-VILARRÚBIA, T. and VALERO-GARCÉS, B. (2012). A multi-proxy perspective on millenium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past*, 8 (5), 683-700.
- MORENO, A., PÉREZ, A., FRIGOLA, J., NIETO-MORENO, V., RODRIGO-GÁMIZ, M., MARTRAT, B., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORELLÓN, M., MARTÍN-PUERTAS, C., CORELLA, J. P., BELMONTE, Á., SANCHO, C., CACHO, I., HERRERA, G., CANALS, M., GRIMALT, J. O., JIMÉNEZ-ESPEJO, F., MARTÍNEZ-RUIZ, F., ..., VALERO-GARCÉS, B. L. (2012). The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews*, Volume 43, 16-32.
- MURRAY, A. B. and MOORE, L. J. (2018). Geometric Constraints on Long-Term Barrier Migration: From Simple to Surprising. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 211-241.
- OBIS-SALINAS, J. A., TORRES-PEREZHIDALGO, T., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J. U., FERNÁNDEZ-LUANCO, M. C., MORENO-CASTRO, E., MARTÍNEZ-DÍAZ, C., GRANADOS-GRANADOS, L., SCHROEDER, R. PAN-ARANA, T. y MANSILLA, H., (IGME) (1973). Memoria del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), (Hoja 616) [E 1:50.000], 20 pp.
- ODEZULU, C. I., LORENZO-TRUEBA, J., WALLACE, D. J. and ANDERSON, J. B. (2018). Follets Island: A Case of Unprecedented Change and Transition from Rollover to Subaqueous Shoals. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 147-174.
- OLIVA, M., LÓPEZ-BUSTINS, J. A., BARRIENDOS, M., MUEDRA, C. y MARTÍN-VIDE, J. (2006). Reconstrucción histórica de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) e inundaciones en el Levante peninsular (1500 – 2000). En Cuadrat Prats, J. M., Saz, M. A., Vicente Serrano, S. M., Lanjeri, S., Arrillaga, M., González Hidalgo, J. C. (Eds.): *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), 241-250.
- OLIVA, M. y GÓMEZ-ORTIZ, A. (2010). *Efectividad de los procesos periglaciares en Sierra Nevada durante el Holoceno*. VI Seminario Latinoamericano de Geografía Física, II Seminario iberoamericano de Geografía Física, Universidade de Coimbra, 10 pp.
- OLIVA, M. (2011). Evolución ambiental cuaternaria del paisaje de Sierra Nevada: estado de la cuestión. *Cuaternario y Geomorfología*: Revista de la Sociedad Española de

Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Vol. 25, Nº. 1-2, 21-44. ISSN: 0214-1744

- OLIVA, M., RUIZ-FERNÁNDEZ, J., BARRIENDOS, M., BENITO, G., CUADRAT, J. M., DOMÍNGUEZ-CASTRO, F., GARCÍA-RUIZ, J. M., GIRALT, S., GÓMEZ-ORTIZ, A., HERNÁNDEZ, A., LÓPEZ-COSTAS, O., LÓPEZ-MORENO, J. I., LÓPEZ-SÁEZ, J. A., MARTÍNEZ-CORTIZAS, A., MORENO, A., PROHOM, M., SAZ, M. A., SERRANO, E., TEJEDOR, E., TRIGO, R., VALERO-GARCÉS, B. and VICENTE-SERRANO, S. M. (2018). The Little Ice Age in Iberian Mountains. *Earth-Science Reviews*, 177, 175-208.
- ORFORD, J. D., CARTER, R. W. G., JENNINGS, S. C. and HINTON, A. C. (1995a). Processes and timescales by which a coastal gravel-dominated barrier responds geomorphologically to sea-level rise: story head barrier, Nova Scotia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 21 – 37.
- ORFORD, J. D., CARTER, R. W. G., MCKENNA, J. and JENNINGS, S. C. (1995b). The relationship between the rate of mesoscale sea-level rise and the rate of retreat of swash-aligned gravel-dominated barriers. *Marine Geology*, 124, 177 – 186.
- PARDO de FIGUEROA, RIUDAVETS y TUDURY, J., GALVÁN, C., y SERRA, F. (1934). *Mar Mediterráneo, Costa Oriental de España. Hoja XI, Desde Moncófar hasta Alcocebre [Document cartogràfic] / según los trabajos hechos en 1878 por la Comisión Hidrográfica al mando del capitán de fragata D. Rafael Pardo de Figueroa; J. Riudevets y Tudury delineó; C. Galván la gº; F. Serra gº la letra* [Map]. Dirección de Hidrografía.
- PARDO-NÀCHER, C. (2017). Los efectos de la adversidad climática y sanitaria sobre la agricultura y la sociedad castellonense del siglo XVIII. *Revista de Historia Moderna*, Anales de la Universidad de Alicante, nº 35, 410-438. DOI: 10.14198/RHM2017.35.12.
- PARDO-PASCUAL, J. E. (1991). *La erosión antrópica en el litoral valenciano*. Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transport, Generalitat Valenciana, 240 pp.
- PARDO-PASCUAL, J. E. and SANJAUME, E. (2019). Beaches in Valencian Coast. In Morales, J. A. (ed.): *The Spanish Coastal systems. Dynamic Processes, Sediments and Management*, Springer, 209-236.
- PEÑA-MONNÉ, J. L., SAMPIETRO-VATTUONE, M. M., LONGARES-ALADRÉN, L. A., PÉREZ-LAMBÁN, F. SÁNCHEZ-FABRE, M., ALCOLEA-GRACIA, M. VALLÉS, L., ECHEVERRÍA-ARNEDO, M. T. and BARAZA, C. (2018). Holocene alluvial sequence in the Val de Zaragoza (Los Monegros) in the palaeoenvironmental context of the Ebro basin (NE Spain). *Cuadernos de investigación geográfica*, 44 (1), 321-348.
- PÉREZ-CUEVA, A. J. y CALVO-CASES, A. (1986). La distribución de las Ramblas en el País Valenciano: una aproximación cuantitativa. *Saitabi*, XXXVI, 397-410.
- PÉREZ-CUEVA, A. J. y SIMÓN, J. L. (1993). Cambios en el trazado de la red fluvial producidos por la tectónica cuaternaria en el sistema de fosas del Maestrat. *El Cuaternario de España y Portugal*, 2, ITGE-AEQUA, Madrid, 707 – 715.
- PÉREZ-CUEVA, A. J. (2015). Las condiciones térmicas del territorio: recursos y limitaciones. En Hermsilla Pla, J. e Irazo García, E. (Coord.): *Atlas de los recursos territoriales valencianos*, 20-21. ISBN: 978-84-370-9733-6.

- PÉREZ-CUEVA, A. J., CALVO-CASES, A. y SIMÓN-GÓMEZ, J. L. (2016). Evolución morfotectónica pliocuaternaria y formación del relieve en el Maestrat: una síntesis. En Mateu, J. F. (Coord.): *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*. XXXI Jornadas de Campo de Geografía Física, Departament de Geografia, Universitat de València, 95 – 98.
- PÉREZ-MATEOS, J. y ALONSO-PASCUAL, J. J. (1957). Los arenales costeros del Levante español. Las playas de Valencia. Estudio mineralógico de sus materiales. *Anales de Edafología y Fisiología Vegetal*, Tomo 16, 467-490 pp.
- PERIS-ALBENTOSA, T. (2005): Las inundaciones del Xúquer (siglos XV-XIX), un exponente relevante de la cuestión hidráulica en tierras valencianas, *Revista de Historia Moderna*, 23, 75-108.
- PETIT-BREUILH SEPÚLVEDA, M. E. (2004a). *Desastres naturales y ocupación del territorio y en Hispanoamérica*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, Huelva, 341 pp. ISBN: 8496373312.
- PETIT-BREUILH SEPÚLVEDA, M. E. (2004b). *La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX)*. Publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote, Lanzarote, 400 pp. ISBN: 978-84-95938-32-9.
- PFISTER, Ch. (1992). Monthly temperature and precipitations in central Europe from 1525 to the present. A methodology for quantifying man-made evidence on weather and climate. In Bradley, R. S. & Jones, P.D. (Eds.): *Climate since A. D. 1500*. Routledge, London – New York, 118-142.
- PICHARD, G. (1995). Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. *Méditerranée*, (3–4), 105–116.
- PICHARD, G. et ROUCAUTE, É. (2009). Une déclinaison régionale du Petit Âge Glaciaire. Apport des archives historiques en Provence. *Archéologie du Midi Médiéval*, 27, 237-247.
- PICHARD, G. et ROUCAUTE É. (2014). Pluies et crues en bas Rhône et caractérisation du Petit Âge de Glace (PAG). *Méditerranée*, 122, 31-42.
- PICHARD, G., PROVANSAL, M. et SABATIER, F. (2014). Les embouchures du Rhône: L'apport de la cartographie à l'étude de leur évolution géomorphologique au cours du Petit Âge Glaciaire (PAG). *Méditerranée*, 122, 43-59.
- PRANZINI, E. (2001). Updrift river mouth migration on cusped deltas: two examples from the coast of Tuscany Italy. *Geomorphology*, 38, 125-132.
- PROVANSAL, M., BERGER, J. F., BRAVARD, J. P., SALVADOR, P. G., ARNAUD-FASSETTA, G., BRUNETON, H. et VÉROT-BOURRÉLY, A. (1999). Le regime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Âge. *Gallia*, 56, 13-32.
- QUEREDA, J. (1985). Clima e hidrología. La provincia de Castellón de la Plana. Tierras y gente. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Castellón.
- RASO-NADA, J. M. (1994). Variabilitat de les precipitacions anuals a la Comunitat Valenciana. En Pérez Cueva, A. (Dir.): *Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana*. Dir. Gral. D'Urbanisme i Ordenació del Territori, Generalitat Valenciana, Col·lecció Territori, 4.

- REY, J., FERNÁNDEZ, L. M., y BLÁZQUEZ, A. M. (1999). Identificación de las unidades morfosedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: el rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. En Rosselló, V. M. (Ed.): *Geoarqueología i Quaternari Litoral*. Memorial María Pilar Fumanal. Universitat de València. Departament de Geografia, 403 – 419.
- RIBELLES, J. (Entre 1760 y 1780). Plano topográfico de la villa de Oropesa y sus inmediaciones con la planta geométrica del Castillo y Torre del Rey en escala mayor. En Archivo de planos del Servicio Geográfico del Ejército. Región Valenciana: provincias de Castellón y Valencia, p. 77. Dimensiones 23 × 45 cm.
- ROCA-TRAVER, F. A. (1988). *Noticias históricas de Torreblanca*. Ayuntamiento de Torreblanca, Castellón, 335 pp.
- RODRIGO, F. S. (2007). The Andalusian Climate Through Historical Records, 25-41. En Sousa, A., García-Barrón, L., Jurado, V. (Eds.): *El cambio climático en Andalucía: Evolución y consecuencias medioambientales*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, 330 pp. ISBN: 978-84-96 776-40-1.
- RODRIGUEZ, A. B., YU, W. and THEUERKAUF, E. J. (2018). Abrupt Increase in Washover Deposition Along a Transgressive Barrier Island During the Late Nineteenth Century Acceleration in Sea-Level Rise. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 121-145.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1969). *El litoral valencià*. I: El medi físic i humà, València, L'Estel, 171 pp.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1972). Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *SAITABI*, 22, 129-147. ISSN: 0210-9980
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1979). Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 25, 111-126.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1987). Les salines de L'Albufera: Un enigma històric i una hipòtesi geogràfica. *Cuadernos de Geografía*, 42, 113-132.
- ROSSELLÓ, V. M. (1993). Albuferas mediterráneas. *Cuadernos de Geografía*, 53, 35-64.
- ROSSELLÓ, V. M. (1995). *L'Albufera de València* (Sèrie II·lustrada 11). Barcelona: Publicacions de l'Abadía de Montserrat, 190 pp.
- ROY, P. S., COWELL, P. J., FERLAND, M. A. and THOM, B. G. (1994). Wave-dominated coasts. In Carter, R. W. G. and Woodroffe, C. D. (Eds.): *Coastal Evolution*. Cambridge University Press, 121-186.
- RUGGIERO, P., HACKER, S., SEABLOOM, E. and ZARNETSKE, P. (2018). The Role of Vegetation in Determining Dune Morphology, Exposure to Sea-Level Rise, and Storm-Induced Coastal Hazards: A U.S. Pacific Northwest Perspective. In Moore, L. J. and Murray, A. B. (Eds.): *Barrier Dynamics and Response to Changing Climate*. Springer International Publishing AG, Cham, Switzerland, 337-361.

- RUIZ-PÉREZ, J. M. (1998a): La avulsión del río Albaida en la llanura de inundación del Júcar (Valencia). En GÓMEZ ORTIZ, A. y SALVADOR FRANCH, F. (Eds.): *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. Barcelona, 273-282. ISBN: 84-87779-33-6
- RUIZ-PÉREZ, J. M. (1998b): La desembocadura del Albaida (siglos XVIII-XX): Una metamorfosis fluvial en la Ribera del Xúquer, *Cuadernos de Geografía*, 63, 39-65.
- RUIZ, J. M. y CARMONA, P. (1999). La desembocadura del Guadalaviar en época medieval: Progradación deltaica y avulsión. En Rosselló, V. M. (Ed.): *Geoarqueología i Quaternari Litoral*. Memorial María Pilar Fumanal. Universitat de València. Departament de Geografia, 245-256.
- RUIZ, J. M. (2002). *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Tesis Doctoral, Departamento de Geografía, Universitat de València, 201 pp + gráficos.
- RUIZ, J. M. y CARMONA, P. (2005). La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de Valencia. Separata de *Geomorfología Litoral i Quaternari*, Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger, Universitat de València, 399-418.
- RUIZ, J. M., CARMONA, P. y MATEU, J. F. (2006). El marco físico del regadío de la Ribera. En Hermosilla, J. (Dir.): *Las Riberas del Xúquer: paisaje y patrimonio*. Agua, territorio y cultura del regadío en la Ribera, Confederación Hidrográfica del Xúquer, València, 22-44.
- RUIZ, J. M. y CARMONA, P. (2009). Geomorfología y cambios ambientales desde el Holoceno Medio en el litoral de Torre la Sal (Castelló). Litoral mediterráneo de la Península Ibérica. En Flors, E. (Coord./Eds.): *Torre la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). Evolución del paisaje antrópico desde la Prehistoria hasta el Medioevo*. Monografies de Prehistoria y Arqueología Castellonenses, Servicio de Investigaciones Arqueológicas y Prehistóricas - Servicio de Publicaciones Diputación de Castellón, 21 – 38.
- RUIZ, J.M., CARMONA, P. and PÉREZ-CUEVA, A. (2014). Flood frequency and seasonality of the Jucar and Turia Mediterranean Rivers during the “Little Ice Age”. *Méditerranée*, 122: 121–130.
- RUIZ, J. M. and CARMONA, P. (2014). Turia river delta and coastal barrier-lagoon of Valencia (Mediterranean coast of Spain): Geomorphological processes and global climate fluctuations since Iberian-Roman times. *Quaternary Science Reviews*, 219, 84-101.
- RUIZ, J. M. and CARMONA, P. (2017). Coastal evolution at the northern margin of Valencia lagoon related to channel changes of the Turia River delta since the iberoroman epoch. En Gomes, A. Gonçalves, C., Lino, A., Bicho, N. e Boski, T. (Eds.): *Mudanças em sistemas ambientais e sua expressão temporal*. IX Reunião do Quaternário Ibérico, Faro, 79-83.
- RUIZ, J. M. and CARMONA, P. (2019). Turia river delta and coastal barrier-lagoon of Valencia (Mediterranean coast of Spain): Geomorphological processes and global climate fluctuations since Iberian-Roman times. *Quaternary Science Reviews*, (219), 84-101. DOI: 10.1016/j.quascirev.2019.07.005
- SABATIER, P., DEZILEAU, L., CONDOMINES, M. et al. (2008). Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Herauld, South France). *Marine Geology*, 251(3–4), 224–232.

- SAN PEDRO, B. (1784): Descripción del hundimiento i cortaduras del monte del Baladre, Territorio de Alcira, acaecido en el Noviembre de 1783, con motivo de las excesivas lluvias del Otoño, Valencia, Oficina de Benito Monfort, 8 pp.
- SANCHIS, C. (1998a). *Evolució històrica del regadiu i canvi ambiental en l'espai hidrològic de l'Albufera de València*. Tesis Doctoral. Facultat de Geografia i Història, Universitat de València (inédito).
- SANCHIS-IBOR, C. (1998b). *De la gola a les goles. Canvi ambiental secular a l'Albufera de València*. Premio Fundación Bancaixa: Iniciativas sobre el medio ambiente, Mar y Litoral, Modalidad Investigadora, València, 141 pp.
- SANCHIS, C. (2001). *Regadiu i canvi ambiental a la Albufera de València*. Publicacions de la Universitat de València, Departament de Geografia, Centre Valencià d'Estudis del Reg, 332 pp.
- SANJAUME, E. (1974). El cordón litoral de la Albufera de Valencia. Estudio sedimentológico. *Cuadernos de Geografía*, 14, 61-96.
- SANJAUME, E. (1984). *Las costas valencianas: sedimentología y aspectos de morfología litoral*. Tesis doctoral. Facultat de Geografia i Història, Universitat de València (inédito).
- SANJAUME, E. (1985). *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. Valencia, Universitat de València, 505 pp.
- SANJAUME-SAUMELL, E. y SEGURA-BELTRÁN, F. (1986). Análisis morfológico y sedimentológico de la llanura aluvial entre Orpesa y la Ribera de Cabanes. *Cuadernos de Geografía*, 38, 29–60.
- SANJAUME, E., SEGURA, F. y PARDO, J. E. (1990). Procesos y formas en una restinga en retroceso: el caso de la albufera de Torreblanca. *I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 375 – 384.
- SANJAUME, E., SEGURA, F., LÓPEZ, M. J. y PARDO, J. (1992). Tasas de sedimentación en L'Albufera de València. *Cuadernos de Geografía*, 51, 63-81.
- SANJAUME, E. y PARDO-PASCUAL, J. E. (2011). Las dunas de la Devesa del Saler. En Sanjaume, E. y Gracia, F. J. (Eds.): *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 263-284.
- SANJAUME, E., PARDO-PASCUAL, J. E. and SEGURA-BELTRAN, F. (2019). Mediterranean Coastal Lagoons. In Morales, J. A. (Ed.): *The Spanish Coastal systems. Dynamic Processes, Sediments and Management*. Springer, 237-267.
- SANTISTEBAN, C., MARCO-BARBA, J. y MIRACLE, M. R. (2009). La evolución Holocena de la Albufera de Valencia. *Geogaceta*, 46, 99-102.
- SCHMOCKER-FACKEL, P. and NAEF, F. (2010). Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 1581–1594.
- SCHOVE, D. J. (1949). Comunicación en "Post-Glacial Climatic Change", Q. J. R. M. S., pp. 175-179 y 181.
- SEGURA-BELTRÁN, F. (1990). *Las Ramblas Valencianas. Algunos aspectos de hidrología, geomorfología y sedimentología*. Departamento de Geografía, Universidad de Valencia, 229 pp.

- SEGURA, F., SANJAUME, E. y PARDO, J. E. (1995). Evolución cuaternaria de las albuferas del sector septentrional del Golfo de Valencia. En Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) (Coord.): *El Cuaternario del País Valenciano*. Valencia, 139 – 154.
- SEGURA-BELTRÁN, F., PARDO-PASCUAL, J. E. y SANJAUME-SAUMELL, E. (1997). Evolución Cuaternaria de la Albufera de Torreblanca. *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (1-2), 3-18.
- SEGURA, F., PARDO, J. E., SANJAUME, E. i RIQUELME, J. (2005). Canvis del nivell del mar en l'evolució del Prat de Cabanes. En Sanjaume, E. y MATEU, J. (Eds.): *Geomorfologia litoral i Quaternari*. Homenatge a V. M^a Rosselló i Verger, Universitat de València, 455-469.
- SEGURA-BELTRÁN, F. and SANCHIS-IBOR, C. (2013). Assessment of channel changes in a Mediterranean ephemeral stream since the early twentieth century. The Rambla de Cervera, eastern Spain. *Geomorphology*, 201, 199 – 214.
- SEGURA-BELTRÁN, F., SANJAUME-SAUMELL, E. y PARDO-PASCUAL, J. E. (2016). Evolución pleistocena de la Albufera de Torreblanca o Prat de Cabanes. En Mateu, J. F. (Coord.): *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*, XXXI Jornadas de Campo de Geografía Física, Departament de Geografia, Universitat de València, 99 – 102.
- SEGURA-BELTRAN, F. and PARDO-PASCUAL, J. E. (2019). Fan Deltas and Floodplains in Valencian Coastal Plains. In Morales, J. A. (Ed.): *The Spanish Coastal systems. Dynamic Processes, Sediments and Management*. Springer, 489-516.
- SERRANO-CAÑADAS, E. y MARTÍNEZ de PISÓN, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciaria en el Pirineo aragonés oriental. En Martí Bono, C. y García Ruíz, J. M. (Eds.): *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, Zaragoza, 33-64.
- SERRANO-CAÑADAS, E. (1996): Líneas de equilibrio glaciaria, glaciares rocosos y paleoambiente postglaciario en la alta montaña pirenaica (Macizo de Panticosa, Pirineo Aragonés). En Pérez Alberti, A., Martini, P., Chesworth, W. y Martínez Cortizas, A. (Eds.): *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Ediciones Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 157-170.
- SERRANO-CAÑADAS, E. y AGUDO, C. (1998). Glaciares rocosos activos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. En Gómez Ortiz et al., (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Universidad de Barcelona, Barcelona, 133-154.
- SERRANO-CAÑADAS, E., AGUDO, C., DELALOYÉ, R. and GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J. (2001). Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norway Journal of Geography*, 55, 245-252.
- SERRANO-CAÑADAS, E., AGUDO, C. y GONZÁLEZ-TRUEBA, J. J. (2002). La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares en el Macizo de Posets (Pirineo Aragonés). *Cuaternario y Geomorfología*, 16 (1-4), 111-126.
- SILVA, S. L. De and ZIELINSKI, G. A. (1998). Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Perú. *Nature*, vol. 393 (6.684), 455 – 458.
- SIMEONI, U. and CORBAU, C. (2009). A review of the Delta Po evolution (Italy) related to climatic changes and human impacts. *Geomorphology*, 107, 64-71.
- SIMÓN, J. L., PÉREZ-CUEVA, A. y CALVO, A. (1983). Morfogénesis y Neotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Provincia de Castellón). *Estudios Geológicos*, 39, 167 – 177.

- STANLEY, D. J. and WARNE, A. G. (1994). Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, 265, 228-231.
- STEWART, I. and MORHANGE, C. (2009). Coastal geomorphology and sea-level change. In Woodward, J. C. (Ed.): *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford, Oxford University Press (October), 385-414.
- TEIXIDOR, M. J. (2000). Una obra emblemática de la Fàbrica Nova del Riu: El Pont de la Mar (1592-1596). *Cuadernos de Geografía*, (67-68), 147-166.
- THORDARSON, Th. and SELF, S. (2003). Atmospheric and environmental effects of the 1783-1784 Laki eruption: a review and reassessment. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 108. DOI: 10.1029/2001JD002042
- THORNDYCRAFT, V. R. and BENITO, G. (2006). The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews*, 25, 223-234.
- TORRES-FAUS, F. (1996). *Les divisions administratives historiques i l'ordenació del territori del País Valencià*. Tesis Doctoral, Universitat de València, 3 volúmenes.
- TROUET, V., ESPER, J., GRAHAM, N. E., BAKER, A., SCOURSE, J. D. and FRANK, D. C. (2009). Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, vol. 324 (5923), 78-80.
- TROUET, V., SCOURSE, J. D. and RAIBLE, C. C. (2012). North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last millenium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, (84-85), 48-55. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.10.003>
- USERA, J., ALBEROLA, C., GARCÍA-FORNER, A. y GUILLEM, J. (1996). Proceso de colonización y evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón). *Coloq. Paleontol.*, 48, 147 – 159.
- USERA, J., BLÁZQUEZ, A. M., GUILLEM, J. and ALBEROLA, C. (2002). Biochronological and paleoenvironmental interest of foraminifera lived in restricted environments: application to the study of the western Mediterranean Holocene. *Quaternary International*, 93 – 94, 139 – 147.
- USERA, J., GUILLEM, J., ALBEROLA, C. and GARCÍA, I. (2017). Benthic foraminifera and environmental changes in the Quaternary of the western Mediterranean coast: the core of Xeraco, Valencia, Spain. *Spanish Journal of Palaeontology*, 32 (1), 79-94.
- VACCHI, M., GHILARDI, M., MELIS, R. T., SPADA, G., GIAIME, M., MARRINER, N., LORSCHIED, T., MORHANGE, C., BURJACHS, F. and ROVERE, A. (2018). New relative sea-level insights into the isostatic history of the Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 201, 396-408.
- VAN den WYNGAERDE, A. (1563). *Vista de la Albufera de Valencia*. En Bildarchiv d. Österreichische Nationalbibliothek, Cod. Min., 41, fol. 15.
- VAN GEEL, B., VAN DER PLICHT, J., KILIAN, M. R., KLAVER, E. R., KOUWENBERG, J. H. M., RESSEN, H., REYNAUD-FARRERA, I. and WATERBOLK, H. T. (1998). The sharp rise of $\delta^{14}\text{C}$ at ca. 800

cal. BC. Possible causes related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 40, 335-350.

VIÑALS, M.J. (1991). *Evolución geomorfológica de la Marjal de Oliva-Pego (Valencia)*. Tesis Doctoral, Departamento de Geografía, Universitat de València.

VRIES, J. De (1981). Measuring the impact of climate on History: the search for appropriate methodologies. In R. I. Rotberg and Th. K. Rabb (Eds.): *Climate and History: Studies in Interdisciplinary History*. Princeton, Princeton University Press, 20 – 50.

XOPLAKI, E., LUTERBACHER, J., PAETH, H., DIETRICH, D., STEINER, N., GROSJEAN, M. and WANNER, H. (2005). European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophysical Research Letters*, 32 (15), 4 pp.

CAPÍTULO X:

ANEXO DE FIGURAS Y TABLAS

CAPÍTULO X: ANEXO DE FIGURAS Y TABLAS

10.1. LISTADO DE CARTOGRAFÍA HISTÓRICA

CAPÍTULO IV: LA RESTINGA DE LA DEVESA DEL SALER Y LA ALBUFERA DE VALÈNCIA

- *Vista de la Albufera de Valencia* de Anton Van den Wyngaerde, 1563. Bildarchiv d. Österreichische Nationalbibliothek, Cod. Min, 41, fol. 15.
- “Mapa de la huerta de Valencia y de los principales riegos de los ríos Guadalaviar y Xucar”. Por Jaubert de Passá (1820).
- *Plan Topográfico de la Albufera de Valencia* de Joan Baptista Romero, agrimensor de la ciudad y profesor de matemáticas. Museo Naval de Madrid, XL VII-10. Año 1761. Escala aproximada 1:35.000. Dimensiones 54 × 39 cm.
- *Plano Topográfico de la Albufera de Valencia del Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz* (1805). Archivo Cartográfico de Estudios Geográficos del Centro Geográfico del Ejército — Ubicación: AR — Signatura: Ar. G-T.3-C.1-192 — Código de barras: 2210258. Escala [ca. 1:40000], Pitipie de una legua Valenciana [= 13,7 cm].
- *Plano Topográfico perteneciente al Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz*, de José Ibáñez y Josep Larramendi (1805). Servicio Geográfico del Ejército, 192, Escala aproximada 1/13.550. Escala gráfica de 1/2 llegua = 205 mm. Dimensiones de 147 × 72 cm.
- *Plano de una parte de la Costa de Valencia, desde el Grao hasta el Cabo de Cullera comprendiendo la Albufera* (J. Espejo, 1831). Museo Naval, XLVII-3, Dimensiones 34 × 19 cm.
- *Plano del lago de la Albufera, su sondeo y plasación de los lugares inmediatos a ella...* [Document cartogràfic]. (1750). Escala [ca. 1:22.634]. Escala para el plano de 2200 tuesas [=17 cm]. 1 mapa: manuscrit, col.; 62 x 111 cm en full de 63 × 136,5 cm.
- “Carta Náutica desde el Cabo de Cullera hasta el Grau de Valencia, comprendiendo la Albufera”, levantada en 1877 por Rafael Pardo Figueroa y editada por la Dirección de Hidrografía de Madrid en 1880.

CAPÍTULO V: LA RESTINGA DEL RÍO XÚQUER AL SUR DE CULLERA

- *Plano de los términos del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna y de la Villa de Cullera*. ARV, Expediente nº 211, f. 38. Escribanías de Cámara, año 1729.
- “Plan demostrativo que contiene las tres direcciones del Camino que va de la ciudad de Valencia à la de Denia”. Entre 1750 y 1775. Ardl. S.G.E. AG. T2fC3/119. Escala 1:73.500. Dimensiones 100 x 37 cm. Planimétrico en color con orografía.
- “Plano que expresa el terreno que trata el expediente y demás cosas notables” (año 1784). AHN, Sección Nobleza, Casa de Osuna. Caja de planos número 18, documento 1.
- “Plano del término municipal de Xeraco y sus límites con los términos vecinos de Tavernes de la Valldigna y Xeresa, con indicación de los mojones y otros detalles topográficos”. ARV, Escribanías de Cámara, año 1798, Exp. 9, f. 688.
- “Vista tomada de la cumbre del Monduber” de López Enguádanos (Cavanilles, 1795-97, Libro segundo, pág. 219).
- *Croquis geográfico topográfico del Río Júcar desde Antella a la villa de Cullera*, fet per I. «Estado mayor del 2... Exercito» devers 1811. SGE 126. Escala aproximada de 4.000 vares = 75 mm. Dimensiones de 83 x 42 cm.
- “Plano de la desembocadura del Júcar” (Gómez-Ortega et al., 1866). Escala 1:10.000
- Carta Náutica de Cullera. Plano de la rada de Cullera. H. 294A [Material cartográfico]. Levantado en 1877 por la Comisión hidrográfica al mando del capitán de fragata D. Rafael Pardo de Figueroa. Madrid. Escala 1:10.000

CAPÍTULO VI: LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA

- *Mapa geográfico del Gobierno de San Mateo o el Maestrado Viejo*, perteneciente a la Orden de Montesa del año 1786 de Tomás López. Escala [ca. 1:224.100]. 7 Leguas de 20 al grado, llamadas de marina; cada una contiene 6.626 varas castellanas. (Biblioteca Digital de la Real Academia de la Historia).
- *Mapa en el que se manifiesta la costa marítima de los reinos de Valencia y Murcia*, año 1788. (Autor anónimo, consultado en Cartoteca de la Universitat de València).
- *Mapa del Reino de Valencia* (Cavanilles, 1795-97).
- *Plano de los límites o amojonamiento de Torreblanca y Alcalá de Xivert, levantado por los peritos Joan Barceló, José de Tena y Guillem Traver* (ARV, Mapas y Planos, núm. 305, Escala no determinada, Escribanías de Cámara, año 1790, Exp. 82, f. 542).
- Mar Mediterráneo, Costa Oriental de España. Hoja XI, Desde Moncófar hasta Alcocebre [Document cartogràfic] / según los trabajos hechos en 1878 por la Comisión Hidrográfica al mando del capitán de fragata D. Rafael Pardo de Figueroa; J. Riudevets y Tudury delineó; C. Galván la gº; F. Serra gº la letra [Map]. Dirección de Hidrografía.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO Y ESTADÍSTICO (1910). *Planos geométricos por términos municipales mandados formar por la ley de 27 de Marzo de 1900*. Provincia de Castellón, Término municipal de Cabanes (E 1:25.000) [Trabajos topográficos (Minutas)].
- INSTITUTO GEOGRÁFICO Y ESTADÍSTICO (1910). *Planos geométricos por términos municipales mandados formar por la ley de 27 de Marzo de 1900*. Provincia de Castellón, Término municipal de Torreblanca (E 1:25.000) [Trabajos topográficos (Minutas)].

CAPÍTULO VII: LA RESTINGA DE LA LAGUNA DE ORPESA

- *Plano Topográfico de la Villa de Orpesa y sus inmediaciones con la planta geométrica del Castillo y Torre del Rey en escala mayor* (entre 1760 y 1780). Archivo de planos del Servicio Geográfico del Ejército. Región Valenciana: provincias de Castellón y Valencia, p. 77. Dimensiones 23 × 45 cm.
- *Vista de Orpesa* (López Enguïdanos en Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 48).
- *Plano de la Laguna y vertientes de Orpesa*. (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2603, años 1778-86).
- *Planta y perfil de la Laguna de Orpesa*. (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2602, años 1778-86).

10.2. LISTADO DE FIGURAS

PARTE I: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS. ÁREA DE ESTUDIO. MATERIAL Y METODOLOGÍA

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Figura 1. Localización de puntos concretos de análisis de la PEH en el Mediterráneo Occidental. Trabajos citados en la bibliografía. (MDT, Servicio WMS: image.discomap.eea.europa.eu).

Figura 2. Localización de puntos concretos de análisis de la PEH en el Golfo de València correspondientes a la bibliografía. (MDT, Servicio WMS: image.discomap.eea.europa.eu).

PARTE II: RESULTADOS

CAPÍTULO IV: LA RESTINGA DE LA DEVESA DEL SALER Y LA ALBUFERA DE VALÈNCIA

Figura 3. Geomorfología de la llanura aluvial Júcar-Turia. El área lagunar, la flecha del Palmar y las matas de la Albufera han sido digitalizadas de la Carta Náutica de 1877. (Ruiz y Carmona, 2005. Reproducido con autorización).

Figura 4. Mapa geomorfológico del sector septentrional de la barrera-laguna litoral de Valencia y la llanura deltaica del río Turia. Señalados en color rojo los sondeos de Ruiz y Carmona (2019) y en negro los estudiados en trabajos

previos por los mismos autores. (Ruiz & Carmona, 2019. Reproducido con autorización). Se ha diferenciado mediante color azul oscuro la barrera más antigua, de la histórica en color azul claro, separadas por la depresión interdunar.

Figura 5. Vista de la Albufera de Valencia de Anton Van den Wyngaerde, 1563. (Bildarchiv d. Öst. Nationalbibliothek, Cod. Min, 41, fol. 15. Reproducido con autorización).

Figura 6. “Mapa de la huerta de Valencia y de los principales riegos de los ríos Guadalaviar y Xucar”. Por Jaubert de Passá (1820).

Figura 7. Plan Topográfico de la Albufera de Valencia de Joan Baptista Romero, agrimensor de la ciudad y profesor de matemáticas. (Museo Naval de Madrid, XL VII-10, 54 x 39 cm). Año 1761. Escala aproximada 1:35.000.

Figura 8. Plano Topográfico de la Albufera de Valencia del Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz (1805). Archivo Cartográfico de Estudios Geográficos del Centro Geográfico del Ejército — Ubicación: AR — Signatura: Ar. G-T.3-C.1-192 — Código de barras: 2210258. Escala [ca. 1:40000], Pitipie de una legua Valenciana [= 13,7 cm].

Figura 9. Plano Topográfico perteneciente al Excelentísimo Señor Príncipe de la Paz, de José Ibáñez y Josep Larramendi (1805).

Figura 10. Plano de una parte de la Costa de Valencia, desde el Grao hasta el Cabo de Cullera comprendiendo la Albufera (J. Espejo, 1831).

Figura 11. Plano del lago de la Albufera, su sondeo y plasación de los lugares inmediatos a ella... [Document cartogràfic]. (1750). Escala [ca. 1:22.634]. Escala para el plano de 2200 tuesas [=17 cm]. 1 mapa: manuscrit, col.; 62 x 111 cm en full de 63 x 136,5 cm.

Figura 12. Esquema geomorfológico del sistema restinga-albufera (barrera-laguna) de la “Carta Náutica desde el Cabo de Cullera hasta el Grau de Valencia, comprendiendo la Albufera”, levantada en 1877 por Rafael Pardo Figueroa y editada por la Dirección de Hidrografía de Madrid en 1880. Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Torre Nueva; (2) Rincón de la Olla; (3) Acequia del rincón de la Olla; (4) Acequia Nueva; (5) Acequiota; (6) El Palmar; (7) Isla del Palmar; (8) Fuente; (9) Cruz del Moro; (10) Casa del Rey.

Figura 13. Verificación de georreferenciación de la Carta Náutica (1877). a) Carta Náutica superpuesta sobre fotografía aérea (1956); b) Puntos de referencia sobre fotografía aérea de 1956 (Serie B, CNIG); c) Puntos de referencia sobre Carta Náutica (Pardo-Figueroa, 1877).

Figura 14. Espacio ocupado por la Devesa y dunas de un mismo tramo en fotografía aérea de 1956 (fig. 11b) y Carta Náutica de 1877 (fig. 11c). a) Superposición de la Carta Náutica (transparencia 40%) sobre fotografía aérea de 1956.

Figura 15. Detalle de la Carta Náutica (Pardo-Figueroa, 1877) con esquema geomorfológico simple que comprende el pedúnculo del Palmar, la restinga desde hasta el Perelló y la Albufera de València. Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Torre Nueva; (2) Rincón de la Olla; (3) Acequia del rincón de la Olla; (4) Acequia Nueva; (5) Acequiota; (6) El Palmar; (7) Isla del Palmar; (8) Fuente.

Figura 16. Límites perimetrales de la Albufera de València en el año 1877 (línea discontinua azul) y en 1945 (línea discontinua roja) sobre fotografías aéreas del vuelo americano de 1945-46 (Serie A, CNIG) superpuesta a la Carta Náutica (Figueroa, 1877). El trazado curvado hacia el mar de la flecha del Palmar queda bien representado en la Carta Náutica (fig. 12) y en la fotografía aérea de 1945 (la presente imagen, fig. 16). Nótese que los topónimos se han mantenido con la nomenclatura original de la Carta Náutica (1877) como, por ejemplo: (2) Rincón de la Olla, en lugar de Racó de l’Olla. La isla del Palmar (7) también es conocida como isla de l’Estell.

Figura 17. Delimitación de El Palmar (previamente identificada sobre la fotografía aérea de 1945) y la Llonga sobre imagen de Sentinel-2 (Programa Copernicus, ICV). Se han posicionado, de manera aproximada, los Estanques de Vchana y Redondo que aparecen en el plano de la figura 11.

Figura 18. Expansión de la superficie cultivada sobre formaciones dunares (en verde) durante el período 1877 – 1945. Sector A (secuencia superior) y Sector B (secuencia inferior) utilizando como base la Carta Náutica (figuras a) y c)) y las fotos aéreas de 1945 (figuras b)).

Figura 19. Expansión de la superficie cultivada sobre formaciones dunares (en verde) durante el período 1877 – 1945. Sector C: Gola del Rey – Canal de Sueca utilizando como base la Carta Náutica (figuras a) y c)) y las fotografías aéreas de 1945 (figura b).

Figura 20. Edificios dunares a partir del Plano del Término Municipal de Valencia (1929 – 1944) (Llopis y Perdigón, 2010) siguiendo criterios propios de asignación de color y rangos de cota de interés para distinguir depresiones de

cordón de dunas. Sobre ortofoto del vuelo americano de 1956-57 (serie B, CNIG). La leyenda contiene la simbología de las figuras correspondientes a cada sector. Se mantiene la toponimia del Plano del Término Municipal de València (1929-44).

Figura 21a. Sector Pinedo-Saler. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Montañarot; (2) Montañar de la Virgen; (3) Santuario de la Virgen; (4) Cuartel de Carabineros; (5) Huertos del Cuartel de Carabineros; (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (11) Puerto; (22) Noria; (23) Horno; (24) Noria; (25) Depósito de agua; (26) Pozo del Saler; (27) Huerto; (28) Era enladrillada; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

Figura 21b. Sector Pinedo-Saler. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (1) Montañarot; (2) Montañar de la Virgen; (3) Santuario de la Virgen; (4) Cuartel de Carabineros; (5) Huertos del Cuartel de Carabineros; (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (11) Puerto; (22) Noria; (23) Horno; (24) Noria; (25) Depósito de agua; (26) Pozo del Saler; (27) Huerto; (28) Era enladrillada; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

Figura 22a. Sector Saler-gola del Pujol. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

Figura 22b. Sector Saler-gola del Pujol. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (6) Termas (Restaurante); (7) Casa Forestal; (29) Umbráculo; (30) Explanada para coches.

Figura 23a. El entorno de la gola del Pujol. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (8) Montañar; (9) Cuartel de Carabineros; (13) "Casa" de Carabineros; (14) Casa Forestal; (15) Embarcadero; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros. En el sector representado en esta figura se identifican dos cuarteles de Carabineros (9), pero solo uno ha sido utilizado como elemento de referencia: el que se localiza en la posición más meridional de la figura y que actualmente es el Casal d'Esplai, antigua Torre Nueva de las Salinas.

Figura 23b. El entorno de la gola del Pujol. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (8) Montañar; (9) Cuartel de Carabineros; (13) "Casa" de Carabineros; (14) Casa Forestal; (15) Embarcadero; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros. En el sector representado en esta figura se identifican dos cuarteles de Carabineros (9), pero solo uno ha sido utilizado como elemento de referencia: el que se localiza en la posición más meridional de la figura y que actualmente es el Casal d'Esplai, antigua Torre Nueva de las Salinas.

Figura 24a. Sector de Cuartel de Carabineros-gola del Perellonet. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (9) Cuartel de Carabineros; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros; (16) Casa de la Torre de las Salinas; (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (17) Barracas; (19) Barracas; (33) Noria; (34) Pozo.

Figura 24b. Sector de Cuartel de Carabineros-gola del Perellonet. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (9) Cuartel de Carabineros; (32) Casa en ruinas; (10) Huertos del Cuartel de Carabineros; (16) Casa de la Torre de las Salinas; (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (17) Barracas; (19) Barracas; (33) Noria; (34) Pozo.

Figura 25a. Sector entre las golas del Perellonet y del Perelló. La imagen corresponde a las dunas, caminos y elementos de referencia presentes en el plano de 1929-44. Los topónimos identificados son los siguientes: (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (18) Barraca; (19) Barraca; (20) Barraca; (21) Montañar Recatí; (33) Noria; (34) Pozo; (36) Duna fósil (Rosselló, 1979).

Figura 25b. Sector entre las golas del Perellonet y del Perelló. La imagen tiene como base la ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN). Los topónimos identificados son los siguientes: (35) Motor de Alcatí; (12) "Barrica" de Carabineros; (18) Barraca; (19) Barraca; (20) Barraca; (21) Montañar Recatí; (33) Noria; (34) Pozo; (36) Duna fósil (Rosselló, 1979).

Figura 26. Esquema geomorfológico (incompleto) que representa exclusivamente de forma provisional la progradación de las barreras de la desembocadura del río Turia. El signo interrogante (?) localiza la posible posición del pedúnculo adosado a la barrera de la Isla del Tesoro o el Recatí que representan Joan Baptista Romero (1761) y Jaubert de Passá (1820). J. Espejo (1831) representa el Recatí, pero con escasa o menos precisión que los autores anteriormente citados. (Ortofotografía del vuelo americano de 1956-57, IGN y cartografía de dunas basada en el Plano del Término Municipal de València de Llopis y Perdígón (2010)).

Figura 27. Norte de la Gola del Pujol. Secuencia entre 1956 y 1970-80 a partir de las fotografías aéreas del vuelo americano (serie B, CNIG) y el vuelo interministerial (CNIG), respectivamente.

Figura 28. Entorno del Cuartel de Carabineros. Secuencia entre 1956 y 1970-80 a partir de las fotografías aéreas del vuelo americano (serie B, CNIG) y el vuelo interministerial (CNIG), respectivamente.

Figura 29. Polígonos en los que se estudian en detalle los cambios. (Base: fotografía aérea del vuelo americano de 1956-57 (Serie B), CNIG).

Figura 30. Localización del Sector 4: Termas (Restaurante) y Casa Forestal. La leyenda contiene la simbología de todas las figuras. Detalle del rectángulo de comprobación con área retrocedida en el período 1877-2018 contenida entre sus líneas de costa correspondientes. Los topónimos identificados son (6) Termas (Restaurante), (7) Casa Forestal, (27) Huerto, (28) Era enladrillada, (29) Umbráculo y (30) Explanada para coches. Sobre ortofoto del vuelo americano del año 1956-57 (Serie B, IGN).

Figura 31. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 1 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

Figura 32. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 2 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

Figura 33. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 3 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

Figura 34. Secuencia de las diferentes posiciones de la línea de costa en el sector 4 para el período 1877 - 2018. Como base en cada imagen se ha utilizado: a) Carta Náutica (1877); b) Plano Topográfico (1929-44); Fotografía Aérea del Vuelo Americano de 1956-57 (Serie B, IGN); d) Ortofotografía del año 2006 (IGN); e) Ortofotografía del año 2018 (IGN).

CAPÍTULO V: LA RESTINGA DEL RÍO XÚQUER AL SUR DE CULLERA

Figura 35. Sondeo XE02 completo de García-Blázquez (2008) (izquierda, figura a) y detalle del segmento utilizado para la descripción de la evolución holocena del entorno de Xeraco (derecha, figura b).

Figura 36. Plano de los términos del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna y de la Villa de Cullera. (ARV, Expediente nº 211, f. 38. Escribanías de Cámara, año 1729).

Figura 37. "Plan demostrativo que contiene las tres direcciones del Camino que va de la ciudad de Valencia à la de Denia". Entre 1750 y 1775. Ardl. S.G.E. AG. T2fC3/119. 100 x 37 cm. 1:73.500. Planimétrico en color con orografía.

Figura 38. "Plano que expresa el terreno que trata el expediente y demás cosas notables" (AHN, Sección Nobleza, año 1784, Casa de Osuna. Caja de planos número 18, documento 1).

Figura 39. "Plano del término municipal de Xeraco y sus límites con los términos vecinos de Tavernes de la Valldigna y Xeresa, con indicación de los mojones y otros detalles topográficos" (ARV, Escribanías de Cámara, año 1798, Exp. 9, f. 688.).

Figura 40. "Vista tomada de la cumbre del Monduber" de López Enguïdanos (Cavanilles, 1795-97, Libro segundo, pág. 219).

Figura 41. Croquis geográfico topográfico del Río Júcar desde Antella a la villa de Cullera, fet per I. «Estado mayor del 2... Exercito» devers 1811. SGE 126. Localizado con un rectángulo de color negro y borde discontinuo el recorrido del río Corbera, que nacía de un afloramiento kárstico a la altura de la villa del mismo nombre y desembocaba en el mar por el actual L'Estany de Cullera.

Figura 42. Detalle del "Croquis geográfico topográfico del Río Júcar desde Antella a la villa de Cullera" de 1811, en el que se observa el recorrido completo del Río Corbera.

Figura 43. "Plano de la desembocadura del Júcar" (Gómez-Ortega et al., 1866). Escala 1:10.000

Figura 44. Carta Náutica de Cullera. Plano de la rada de Cullera. H. 294A [Material cartográfico]. Levantado en 1877 por la Comisión hidrográfica al mando del capitán de fragata D. Rafael Pardo de Figueroa. Madrid. Escala 1:10.000

Figura 45. Plano de 1866 (Gómez-Ortega et al., 1866) georreferenciado sobre fotografía aérea del vuelo americano de 1956-57 (ICV). En azul, se ilustra el recorrido del Júcar en el año 1956. En naranja, los paleocauces identificados tanto en la cresta aluvial (meandros abandonados) como el antiguo cauce y antigua desembocadura del Júcar anterior a la avenida de 1864.

Figura 46. Comparación entre la desembocadura del Júcar inmediatamente después de la avenida de 1864 (inferior) y su estado en 1879 (superior) a partir de la Carta Náutica (CNIG). En ambos planos, se ha señalado con el número 1 la gola más septentrional formada en 1864 y la gola sur, que constituye la desembocadura actual con el número 2. En el plano (inferior) "Plano de la desembocadura del Júcar" (Gómez-Ortega et al., 1866) también se ha indicado la desembocadura antigua, con la letra "X". En el plano (superior) "Carta Náutica" se ha señalado con una "F" la flecha que poco a poco va cerrando la gola norte siguiendo la deriva litoral N-S.

Figura 47. Modelo Digital del Terreno (MDT) elaborado a partir de datos LIDAR. (ICV). El cuadro con borde discontinuo negro al sur de la Torre de Alfandech es una referencia para localizar la figura 48.

Figura 48. Detalle de uno de los conjuntos de dunas interiores que alcanzan los 6 m de altitud (figura superior, a). Localización del cordón central en la fotografía de 1956 (inferior, b). Este sector se localiza mediante un cuadro de borde discontinuo negro en la figura 47.

Figura 49a. MDT del ramo de la barrera comprendido entre la desembocadura del riu Xeraco y el norte del barranc de Beniopa.

Figura 49b. Antiguos cauces del riu Xeraco y un campo de dunas con orientación transversal a la barrera. (Fotografía aérea del vuelo americano de 1945, serie A, CNIG). Tras las dunas, se observa un punto rojo. No se trata de una torre, sino del punto que aparece por defecto correspondiente al fotograma. Las torres siempre vienen acompañadas de su nombre, como puede verse en este caso Torre de Xeraco (en una de las orillas del riu).

Figura 50. Detalle de la desembocadura del Xeraco. Se distingue la zona deprimida correspondiente a antiguos cauces (cota 0-1 msnm), cordón litoral con doble alineación de dunas (3-4 msnm) separada por una depresión interdunar (1,5 msnm) y un cordón al sur de los antiguos cauces, frente al marjal (máximo superior a 4,5 msnm) (figura superior, a). Localización de los antiguos cauces del Xeraco en la fotografía de 1945 (inferior, b).

Figura 51. Detalle del único tramo del cordón de dunas (antigua Dehesa de Gandia) que se registra actualmente en el MDT (figura superior, a) y su localización sobre la fotografía aérea de 1945 (figura inferior, b). Se distingue la zona deprimida correspondiente a antiguos cauces (cota 0-1 msnm), el cordón litoral con doble alineación de dunas (3-4 msnm) separada por una depresión interdunar (1,5 msnm) y restos de un cordón al sur de los antiguos cauces, frente al marjal (máximo superior a 4,5 msnm) (figura superior, a).

Figura 52. Localización de los cinco perfiles transversales a la barrera sobre MDT.

Figura 53. Perfil transversal de la Torre del Marenyet. Los contactos entre unidades y sus anchuras en superficie son supuestos.

Figura 54. Perfil transversal del Molló de Santa María. Los contactos entre unidades y sus anchuras en superficie son supuestos.

Figura 55. Perfil transversal de la Torre de Alfandech. Los contactos entre unidades y sus anchuras en superficie son supuestos.

Figura 56. Perfil transversal de la Torre de Xeraco. Los contactos entre unidades y sus anchuras en superficie son supuestos.

Figura 57. Perfil transversal en el entorno de la antigua Dehesa de Gandía. Los contactos entre unidades y sus anchuras en superficie son supuestos.

Figura 58. Número de avenidas anuales del Júcar registradas en Libros de Actas del Archivo Municipal de Alzira para el período 1700 - 1900.

Figura 59. Secuencia del sector 1: Desembocadura del río Xúquer. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo de color rojo que se puede ver sobre los cultivos en la fotografía de 1977 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Interministerial.

Figura 60. Secuencia del sector 2: Sur de la desembocadura del río Xúquer. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo de color rojo que se puede ver sobre el mar en la fotografía de 1985 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Nacional.

Figura 61. Secuencia del sector 3: L'Estany de Cullera. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo rojo que se puede ver en las fotografías de 1945 y 1977 aparece por defecto y corresponde al fotograma de los vuelos Americano (serie A) y el Interministerial.

Figura 62. Secuencia del sector 4a: Desembocadura del riu Xeraco. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo rojo que se puede ver en los cultivos en la fotografía de 1977 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Interministerial. No debe confundirse con la simbología utilizada para señalar la Torre de Xeraco (leyenda), que aparece en todas las imágenes.

Figura 63. Secuencia del sector 4b: Antigua Dehesa de Gandia. Años 1945-46, 1956-57, 1977, 1985 y 2021 (CNIG, ICV). El círculo rojo que se puede ver en las fotografías de 1977 y 1985 aparece por defecto y corresponde al fotograma del Vuelo Interministerial y el Vuelo Nacional.

CAPÍTULO VI: LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA

Figura 64. Izquierda: marco tectónico (modificada de Simón et al., 1983). Derecha: el área de estudio (tomado de Carmona et al., 2020).

Figura 65. Mapa geográfico del Gobierno de San Mateo o el Maestrado Viejo, perteneciente a la Orden de Montesa del año 1786 de Tomás López. Escala [ca. 1:224.100]. 7 Leguas de 20 al grado, llamadas de marina; cada una contiene 6.626 varas castellanas. (Biblioteca Digital de la Real Academia de la Historia).

Figura 66. Mapa en el que se manifiesta la costa marítima de los reinos de Valencia y Murcia, año 1788. (Autor anónimo, consultado en Cartoteca de la Universitat de València).

Figura 67. Detalle del Mapa del Reino de Valencia (Cavanilles, 1795-97).

Figura 68. Detalle del plano de 1790. Se distingue la Torre de Capicorb (P), la Ermita de San Antonio (O), la Casa de la Villa de Alcalá (N), los Almacenes de Alcalá (M), la divisoria que pretende Alcalá (V) y la divisoria que pretende Torreblanca (X), el cauce moderno (J) y el antiguo (K), lagunas (L) y el Estanque dicho de Vidal. (ARV, Mapas y Planos, núm. 305, *Plano de los límites o amojonamiento de Torreblanca y Alcalá de Xivert, levantado por los peritos Joan Barceló, José de Tena y Guillem Traver*, Escala no determinada, Escribanías de Cámara, año 1790, Exp. 82, f. 542).

Figura 69. Mar Mediterráneo, Costa Oriental de España. Hoja XI, Desde Moncófar hasta Alcocebre [Document cartogràfic] / según los trabajos hechos en 1878 por la Comisión Hidrográfica al mando del capitán de fragata D. Rafael Pardo de Figueroa; J. Riudevets y Tudury delineó; C. Galván la gº; F. Serra gº la letra [Map]. Dirección de Hidrografía.

Figura 70. MDT (LIDAR, 1 m resolución, IDEV, 2021) con 35% de transparencia sobre ortofotos del año 1956-57 (CNIG) La línea de costa del MDT se ha representado en color blanco (línea de trazo discontinuo) y la del año 1956 en color rojo (línea de trazo continuo).

Figura 71. Trazado de los cauces "antiguo" y "actual" del riu de les Coves, según la terminología del Expediente nº82 de Escribanías de Cámara del año 1790 (ARV) (Acosta et al., 2018).

Figura 72. Localización de los paleocauces y el cauce principal actual a partir del MDT (IDEV) con 15 % de transparencia sobre ortofoto del año 1956-57 (CNIG).

Figura 73. Perfil transversal a los tres cauces del cono aluvial del riu de les Coves. Paleocauce del norte, cauce central o actual y paleocauce del sur o cauce antiguo (previo a 1790).

Figura 74. Fotografía desde avioneta de la zona de desembocadura y cauce actual del Riu de les Coves (flechas en negro). Se señala el recorrido del cauce antiguo (flechas en amarillo) y elementos comunes de referencia con el Expediente (nº 82) de 1790: 1) Almacenes de Alcalá, 2) Ermita de San Antonio y 3) Torre de Capicorb. (Fotografía del año 2000 cedida por el Dr. Adolfo Calvo Cases).

Figura 75. Detalle de la minuta de 1910 que representa el delta arenoso del cauce antiguo (anterior a 1790) aquí representado como el último tramo de la divisoria entre Alcalá de Xivert y Torreblanca. El mojón 20 coincidiría con su desembocadura. Pertenece a la colección de trabajos topográficos "Planos geométricos por términos municipales mandados formar por la ley de 27 de Marzo de 1900". Provincia de Castellón, Término municipal de Torreblanca, E 1:25.000 (Instituto Geográfico y Estadístico, 1910 (Disponible en CNIG)).

Figura 76. Características morfológicas evolutivas del sector central de la barrera entre 1945 y 2009. (Carmona et al., 2020). Crestas progradantes de 1977 (amarillo), 1988 (verde) y 1996-7 (rojo). La cresta de tipo transgresivo (*overwash*) de 2003-9 (morado) erosiona las formaciones previas de 1996-7.

Figura 77. Perfil transversal en el sector central de la barrera y su estratigrafía.

Figura 78. Fotografías tomadas en campo del amplio sector central arenoso y crestas de grava (Izquierda y derecha (arriba); Derecha e izquierda (debajo)). Derecha e izquierda (abajo): Líquenes de tipo crustáceo sobre gravas.

Figura 79. Toma de muestras M3 y M4 en una sección de la prominencia deltaica del paleocauce anterior al año 1790.

Figura 80. Toma de muestras de distintos niveles al SPLAY 3.

Figura 81. Localización de los puntos donde se tomaron muestras y se practicaron los sondeos tratados en este trabajo (M1 – M5 y SPLAY3). Se incluye el esquema del sondeo arenoso SPLAY 3.

Figura 82. Imágenes obtenidas a partir del Instrumento “3 unidades microscopio estereoscópico”, marca Leica, modelo EZ4 ocul10x y el programa *Leica Application Suite*.

Figura 83. Secuencia del retroceso gradual de la línea de costa del cono aluvial del riu de les Coves entre los años 1956 y 2021. La línea de costa en 1956 se representa en rojo (arriba, ortofoto de 1956, CNIG) y la del año 2021 a partir de una línea de trazo discontinuo de color blanco (abajo, ortofoto de 2021, IDEV).

Figura 84. Secuencia del retroceso de la costa al sur de los espigones de Torrenostra entre los años 1956 y 2021. La línea de costa en 1956 se representa en rojo (arriba, ortofoto de 1956, CNIG) y la del año 2021 a partir de una línea de trazo discontinuo de color blanco (abajo, ortofoto de 2021, IDEV).

Figura 85. Procesos transgresivos de barrera entre 1945 y 2019 (izqda.) de Carmona et al. (2020) y avances de los *washover fans* sobre el humedal tras el temporal Gloria (enero 2020, dcha.) (ortofoto 2018, CNIG; ortofoto 2021, IDEV).

Figura 86. Evolución de procesos de *rollover* al norte de la Sèquia Vella (secuencias 1996 - 2019 de Carmona et al., 2020). Línea de costa de 1956 en rojo (continua), *washover fans* en celeste, camino de referencia en rosa (en la secuencia 1996 - 2019 es negro) y *splay* arenoso de referencia representado con línea roja discontinua (en la secuencia 1996-2019 es en verde). (Ortofoto de 2021, IDEV).

Figura 87. Fotografías de restos de turba tomadas en la playa al sur de los espigones de Torrenostra.

Figura 88. Ejemplo del proceso transgresivo de la barrera que afecta a los restos Quarter Vell (secuencia de 1945-2019 de Carmona et al., 2020). Abajo ortofoto de 2021 (IDEV), en la que se señala el camino de referencia (en rosa), la línea de costa de 1956 (línea gruesa roja) y los restos del Quarter Vell (línea delgada roja).

Figura 89. Ubicación del Quarter Vell de Carabineros en este detalle de la minuta de 1910. Se observa que en aquella fecha un camino discurría por delante en el sector de la playa. Pertenece a la colección de trabajos topográficos “Planos geométricos por términos municipales mandados formar por la ley de 27 de Marzo de 1900”. Provincia de Castellón, Término municipal de Cabanes, E 1:25.000 (Instituto Geográfico y Estadístico, 1910 (Disponible en CNIG)).

Figura 90. Foto a los restos del Quarter Vell realizada en 2017, desde el norte.

CAPÍTULO VII: LA RESTINGA DE LA LAGUNA DE ORPESA

Figura 91. Localización del área de estudio (Orpesa) al sur del Prat de Cabanes-Torreblanca. (Carmona et al., 2014, reproducido con autorización).

Figura 92. Plano Topográfico de la Villa de Orpesa y sus inmediaciones con la planta geométrica del Castillo y Torre del Rey en escala mayor (entre 1760 y 1780). Archivo de planos del Servicio Geográfico del Ejército. Región Valenciana: provincias de Castellón y Valencia, p. 77. Dimensiones 23 x 45 cm.

Figura 93. Vista de Orpesa (López Enguñados en Cavanilles, 1795-97, Libro I, p. 48).

Figura 94. Plano de la Laguna y vertientes de Orpesa. (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2603, años 1778-86).

Figura 95. Planta y perfil de la Laguna de Orpesa. (AHN, Consejos, Leg. 22678, Exp. 2, MPD 2602, años 1778-86).

Figura 96. Plano de la laguna y vertientes de Orpesa del año 1779 sobre el que se han destacado elementos y formas relevantes en este trabajo. Puntos de referencia comunes con fotografías aéreas (1945 y 1956): 1) La laguna de Orpesa; 2) La barrera (o restinga); 3) La Torre del Rey; 4) Tosal de Morro de Gos; 5) Castillo y Villa de Orpesa.

Figura 97. Fotografías aéreas del vuelo americano del año 1945 (serie A) sobre la que se han identificado elementos y formas relevantes en este trabajo. Puntos de referencia comunes con plano de 1779 y fotografías aéreas (1956): 1) La laguna de Orpesa; 2) La barrera (o restinga); 3) La Torre del Rey; 4) Tosal de Morro de Gos; 5) Castillo y Villa de Orpesa.

Figura 98. Fotografías aéreas del vuelo americano del año 1956 (serie B) sobre la que se han identificado elementos y formas relevantes en este trabajo. Puntos de referencia comunes con plano de 1779 y fotografías aéreas (1945): 1) La laguna de Orpesa; 2) La barrera (o restinga); 3) La Torre del Rey; 4) Tosal de Morro de Gos; 5) Castillo y Villa de Orpesa.

10.3. LISTADO DE TABLAS

PARTE I: INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS, ÁREA DE ESTUDIO Y MATERIAL Y METODOLOGÍA

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Tabla 1. Cuadro resumen de procesos, acontecimientos y manifestaciones generales de la PEH durante el periodo 1600-1850. Los acontecimientos históricos (4) se detallan en el texto.

PARTE II: RESULTADOS

CAPÍTULO IV: LA RESTINGA DE LA DEVESA DEL SALER Y LA ALBUFERA DE VALÈNCIA

Tabla 2. Datos aproximados de superficie perdida de formaciones dunares durante el período 1877 – 1945 en el tramo comprendido entre El Perellonet y el Canal de Sueca.

Tabla 3. Área retrocedida en cada sector de estudio para diferentes períodos (1877 - 2018). Queremos remarcar que es posible que la línea de costa de la Carta Náutica puede no ser fiable.

CAPÍTULO V: LA RESTINGA DEL RÍO XÚQUER AL SUR DE CULLERA

Tabla 4. Datos de anchura media de la barrera (m) y cotas de marjales (msnm) de los cinco perfiles transversales a la barrera que se han trazado en este trabajo.

CAPÍTULO VI: LA RESTINGA DE LA ALBUFERA DEL PRAT DE CABANES-TORREBLANCA

Tabla 5. Resultados de las dataciones mediante 14C.

Tabla 6. Resultados del análisis de muestras en el laboratorio de Geomorfología (Facultat de Geografia i Història, UV).

