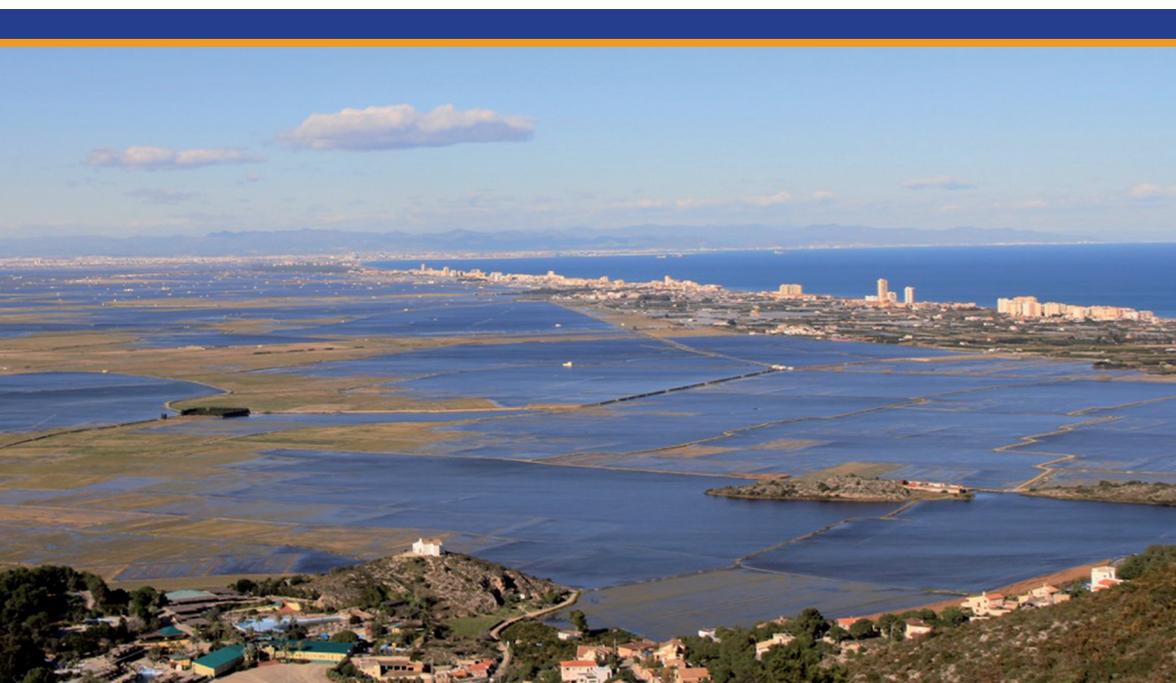


EL TERRITORIO VALENCIANO

TRANSFORMACIONES AMBIENTALES Y ANTRÓPICAS

JOAN F. MATEU BELLÉS
(COORD.)



XXXI JORNADAS DE CAMPO DE GEOGRAFÍA FÍSICA
VALENCIA, 30 DE MAYO - 3 DE JUNIO 2016



VNIVERSITAT ID VALÈNCIA

**EL TERRITORIO
VALENCIANO
TRANSFORMACIONES
AMBIENTALES Y ANTRÓPICAS**

JOAN F. MATEU BELLÉS
(COORD.)

XXXI JORNADAS DE CAMPO DE GEOGRAFÍA FÍSICA
VALENCIA, 30 DE MAYO - 3 DE JUNIO 2016



VNIVERSITAT ID VALÈNCIA
2016

COORDINACIÓN:
Joan F. Mateu Bellés

EDICIÓN:
M. J. López García

ORGANIZACIÓN DE LAS JORNADAS:
Departament de Geografia, Universitat
de València
Grupo de Geografía Física de la
Asociación de Geógrafos Españoles (AGE)

COLABORACIÓN INSTITUCIONAL:
Vicerectorat de Participació i Projecció
Territorial

MAQUETACIÓN:
Victoria Lorenzo Plumed
*Unitat de suport del Vicerectorat de
Participació i Projecció Territorial*

IMPRESIÓN: Guada Impressors, S.L.

ISBN: 978-84-9133-010-3

DEPÓSITO LEGAL: V-1118-2016

© de esta edición: Universitat de València, 2016.

© de los textos: los autores.

© de las imágenes: los propietarios.

© foto cubierta: Artemi Cerdà.

Índice

PRÓLOGO

V. M. Rosselló i Verger 7

I. LA GRAN TRANSFORMACIÓN DEL TERRITORIO VALENCIANO

J. F. Mateu Bellés 13

Cambios recientes en los usos del suelo y sus implicaciones ambientales
J. A. Pascual Aguilar y M. J. López García 17

Calentamiento reciente en el Golfo de Valencia. Hacia un adelanto de la estación estival
M. J. López García 21

Clima y cambio climático en la Comunidad Valenciana
M. J. Estrela Navarro, J. J. Miró Pérez y I. Gómez Doménech 25

La especificidad de la hidrología en ramblas mediterráneas
A. M. Camarasa-Belmonte 29

La hermandad entre erosión del suelo y agricultura no será para siempre
A. Cerdà Bolinches et al. 33

II. SERRA D'ESPADÀ Y VALLE DEL PALÀNCIA

Coord: *F. Segura Beltrán* 39

Sociedad y ecología en Aín (1700-2000)
K. W. Butzer, E. K. Butzer y J. F. Mateu 43

El alcornocal antropizado de la Serra d'Espadà
N. La Roca Cervigón, I. Villanova Maño y J. F. Mateu Bellés 47

El transfondo climático en las neveras de la Sierra de Espadán
J. F. Mateu Bellés y N. La Roca Cervigón 51

Cambios morfológicos recientes en el cauce del río Palancia: regeneración fluvial en contextos de déficit sedimentario
C. Sanchis Ibor y F. Segura Beltrán 55

Acción antrópica, inundaciones e incisión fluvial en el abanico aluvial del Palancia
F. Segura Beltrán y C. Sanchis Ibor 59

III. VALLE DE AYORA Y CAÑÓN DEL JÚCAR

Coord.: *A. J. Pérez Cueva* 65

Galerías drenantes en el entorno de la Sierra del Mugarón
A. Pérez Cueva y M. Antequera Fernández 69

El cañón del Júcar
P. Carmona González, J. M. Ruiz Pérez y J. F. Mateu Bellés 73

Régimen hídrico del río Júcar
J. F. Mateu Bellés, J. M. Ruiz Pérez y P. Carmona González 77

Primeros saltos hidroeléctricos en el cañón del Júcar <i>J. F. Mateu Bellés</i>	81
El paso de Cañón del Júcar a Ribera del Xúquer <i>J. F. Mateu Bellés y J. M. Ruiz Pérez</i>	85
IV. FOSAS TECTÓNICAS DEL MAESTRAT Y LITORAL ENTRE LA SERRA D'IRTA Y ORPESA	
Coord.: A. Calvo Cases	91
Evolución morfotectónica pliocuaternaria y formación del relieve en el Maestrat: una síntesis <i>A.J. Pérez Cueva, A. Calvo Cases y J.L. Simón Gómez</i>	95
Evolución pleistocena de la Albufera de Torreblanca o Prat de Cabanes <i>F. Segura Beltrán, E. Sanjaume Saumell y J. E. Pardo-Pascual</i>	99
La restinga recesiva de la albufera de Torreblanca (Castelló) <i>E. Sanjaume Saumell, F. Segura Beltrán y J. E. Pardo-Pascual</i>	103
Registro geoarqueológico y cambio ambiental. La costa de Torre de la Sal y el humedal del Prat de Cabanes <i>P. Carmona González y J. M. Ruiz Pérez</i>	107
El Prat de Cabanes-Torreblanca: cierre de la última bocana natural <i>J.F. Mateu Bellés</i>	111
V. L'ALBUFERA DE VALÈNCIA Y EL ESPACIO INTERDELTAICO TÚRIA-XÚQUER	
Coord.: C. Sanchis Ibor	117
La génesis de l'Albufera de València <i>V. M. Rosselló Verger y C. Sanchis Ibor</i>	121
El llano costero del río Turia <i>P. Carmona González y J. M. Ruiz Pérez</i>	125
Los dos cauces del Turia en Valencia <i>I. Portugués Mollá</i>	129
El llano costero del río Júcar <i>J. M. Ruiz Pérez, P. Carmona González y J. F. Mateu Bellés</i>	133
Acción antrópica y cambio ambiental histórico en l'Albufera de València <i>C. Sanchis Ibor</i>	137
La eutrofización de l'Albufera de València y su impacto en la vegetación palustre <i>C. Sanchis Ibor, J. M. Benavent Olmos y J. E. Pardo-Pascual</i>	141
Evolución de las dunas de La Devesa del Saler <i>E. Sanjaume Saumell y J.E. Pardo-Pascual</i>	145
Las comunidades vegetales de la Devesa de l'Albufera de València <i>C. Sanchis Ibor y A. Vizcaíno Matarredona</i>	149

PRÓLOGO

Vicenç M. Rosselló i Verger¹

Es para mí un riesgo y, sin duda, un motivo de orgullo prologar un volumen de 28 contribuciones consagradas a la geografía física del País Valenciano que inciden en las transformaciones territoriales y antrópicas. La geografía integral, que siempre he defendido y practicado, no se concibe sin la presencia humana y el hombre es uno de sus principales actores, cada día más influyente, sobre todo comparado con la tecnología de los antepasados del paleolítico o de las edades media y moderna.

Por convicción y, en cierto modo, por suplencia hubo que ponderar en los años 1970 desde el Departamento, el papel universitario de la geografía física y la primera tesis doctoral española de tal disciplina fue dirigida desde Valencia y presentada en Murcia el año 1972. Cuando en 1978 se instituyó la especialidad de Geografía en la facultad de la Universitat de València, se instaló en ella un pionero Laboratorio de Geomorfología y Palinología.

Antes de la llegada a la cátedra –después, Departamento de Geografía– del profesor Antonio López Gómez (1955), el País Valenciano era una *terra incognita* de la que los manuales geográficos guardaban un respetuoso silencio. Más de medio siglo después, sin falsas modestias, despunta en determinadas especialidades, como puede verse en los capítulos del presente libro. *Cuadernos de Geografía*, revista nacida el 1964, está a punto de publicar el número 100. Generaciones de geógrafos salidos de las aulas valencianas ejercen en institutos y universidades, en administraciones locales e incluso en profesión libre.

Las transformaciones del territorio valenciano, vistas por geógrafos físicos de distintas generaciones, son presentadas en cinco grandes apartados o capítulos. El primero se refiere a los cambios recientes y ambientales. La sospecha de mutaciones climáticas que barruntaba el profesor López Gómez en los lejanos 1960' a propósito del cultivo de caña de azúcar en La Safor o del aumento del nivel marino, son confirmados por la actividad antrópica sobre suelos cultivados o incultos, por el régimen cada vez más espasmódico de la ramblas mediterráneas,

¹ *Departament de Geografia, Universitat de València, vicent.rossello@uv.es.*

por un posible avance de la estación estival o por un cambio climático o “global” preconizado por diversos paradigmas. No olvidemos que nuestro primer geógrafo y padre de la escuela valenciana fue adelantado en la docencia e investigación de la climatología a la que dedicaba, por lo menos, un trimestre entero en la asignatura de Geografía general.

Los siguientes apartados se refieren a zonas concretas del País Valenciano, particularmente estudiadas, empezando por la Serra d’Espadà y el valle del Palancia. Aquí no puedo menos de evocar la fraterna amistad del profesor Karl W. Butzer –del que tantas cosas aprendimos– en sus reiteradas campañas desde Aín, ejerciendo de geomorfólogo, arqueólogo, antropólogo (y su esposa, de archivista y paleógrafa), tratando de interpretar el paisaje humano de los moriscos o de los combatientes de la guerra civil. Las neveras de la sierra tienen una lectura climática en la pequeña edad del hielo. Los alcornocales, que constituyen una rareza en el contexto valenciano, tienen su razón de ser en los suelos ácidos silíceos y en una explotación tradicional. El abanico fluvial del río que, para entendernos, llamamos –impropiamente, desde luego– Palancia, ha sido objeto de un concienzudo examen hidrológico y sedimentario en un cuadro geomorfológico en que la acción antrópica no ha sido ajena.

El protagonista del apartado siguiente es el Valle de Ayora y el cañón del Júcar-Xúquer (en este caso, uno de los pocos hidrónimos genuinos), nuestro gran río domesticado y aprovechado *ad unguem*. Su impresionante cañón, por el que eran conducidas las maderas, fue objetivo de estudios pioneros, ahora interpretados desde el punto de vista geomorfológico. Es revisado su régimen hídrico, rico en aforos históricos. Los saltos hidráulicos donde se prodigó la técnica ingenieril –con sus éxitos y fracasos bien notorios– consiguieron rendimientos energéticos indiscutibles, llevados al extremo en el sistema de recarga de Cortes de Pallás. Por otra parte, no puede olvidarse que el río alimenta y condiciona el regadío de la Ribera del Xúquer, auténtico modelo de explotación del recurso hídrico, donde se acumulan sucesivas etapas culturales. La decantada inundación del octubre de 1982 justificó una demostración de la iniciativa de los geógrafos valencianos que consiguieron a las pocas semanas un vuelo de reconocimiento que permitió un estudio colectivo ejemplar, publicado el año siguiente y reeditado, a propósito de la rotura del embalse de Tous y la subsiguiente “pantanada”.

El capítulo cuarto se dedica, primero a la evolución pliocuaternaria y a la formación del relieve en el Maestrat. A continuación se aborda el litoral comprendido entre la Serra d'Irta y Orpesa, investigado desde diversas ópticas. Por un lado, la restinga regresiva de la albufera de Torreblanca o Prat de Cabanes es estudiada a partir de los silos ibéricos ahora combatidos por el oleaje, mientras otros autores analizan su registro geoarqueológico en relación al cambio ambiental. El Prat residual de Cabanes y Torreblanca, descrito minuciosamente el 1795 por el protogeógrafo Antoni J. Cabanilles, ha sufrido el mayor atentado ecológico de los últimos años, llamado Marina d'Or. Era un espacio húmedo, antropizado por lo menos desde la edad moderna cuya última bocana natural se desvió en el siglo XVIII.

El interdelta de los ríos Xúquer y Turia donde se encuentra l'Albufera de València constituyen el objeto del último apartado. Se empieza por la llanura costera cuaternaria construida por el Guadalaviar o Turia –como decían los viejos manuales– en una perenne dicotomía fluvial-marina. Se dedican sendos trabajos al desvío del Turia a su paso por Valencia y a la evolución y artificialización de las dunas de la restinga de la Devesa donde los afloramientos pleistocenos son escasos. L'Albufera por excelencia, lejos de ser un espacio natural intacto, como se ha reivindicado desde el ángulo proteccionista –laudable, sin duda–, es más bien un *constructo* antrópico, empezando por unas salinas medievales bien documentadas y la sujeción a los ciclos agrícolas del regadío y el arrozal/pesquerías y sus sucesivas reglamentaciones. Los afanes para desecar l'Albufera en nombre de la salubridad o el lucro no son demasiado antiguos; mantenerla como espacio natural exige grandes esfuerzos hídricos... y la eutrofización de sus aguas ha modificado su vegetación y fauna, aparte de la contaminación de fondos por el vertido de aguas residuales de fábricas y viviendas.

Sin menoscabar otros trabajos, me permito destacar una mayoría que giran alrededor del agua fluvial y marina. La interferencia de las cuatro esferas que se da en el entorno fluvial y costero –atmósfera, litosfera, biosfera e hidrosfera– es el bocado más sabroso de la investigación geográfica. Si le añadimos la perspectiva evolutiva de los procesos, puede llegar al extremo de la exquisitez. Tal vez sea esta la razón y el marchamo de la agrupación en que *confluimos* –otro término acuático– muchos de los autores. Esta es una ligera panorámica de sus trabajos actuales y el anuncio de otros futuros de una sección de los geógrafos valencianos, vista por un viejo profesor.

CAPITULO I

LA GRAN TRANSFORMACIÓN DEL TERRITORIO VALENCIANO

La gran transformación del territorio valenciano

J. F. Mateu Bellés¹

Hace casi cien años, Juan Dantín Cereceda (1923) escribió la primera síntesis moderna sobre *Geografía de la región levantina*, un texto bien informado, estructurado y dirigido a un público selecto y culto. En el apartado de Geografía física, nada se indica sobre cambios ambientales o transformaciones antrópicas porque tales cuestiones no figuraban en la agenda académica de su época. Esta constatación permite centrar el argumento de las XXXI Jornadas de Campo del Grupo de Geografía Física de la Asociación de Geógrafos Españoles (AGE).

1. EL CAMBIO EN LOS SISTEMAS COMPLEJOS

Durante muchas décadas del siglo XX, la Geografía física consideró preferentemente los rasgos permanentes y más representativos del medio natural a escala local o regional. Los trabajos ponían el énfasis en los valores medios del clima para caracterizar una región, en el régimen natural de los ríos, o en las grandes unidades de los relieves estructurales, etc. A menudo la Geografía física era un mero escenario casi inmutable en los estudios de Geografía humana. En los medios naturales se reconocían fases de modelado y formas heredadas, se establecían cronologías relativas de terrazas y de glacis, mientras se confeccionaban valiosas cartografías temáticas. Este cuadro, falto de muchos matices y de reconocimiento de valiosas aportaciones, fue trastocado por la Teoría General de Sistemas al privilegiar las interrelaciones entre elementos y subsistemas y enfatizar el cambio como parte de la dinámica de los sistemas complejos. Desde los años sesenta (algo después en España), la Geografía física identificó el cambio, la alteración, la transformación de los procesos como líneas argumentales en la interpretación del sistema natural, del que forman parte destacada las sociedades humanas. En esta trayectoria más reciente, la Geografía física no ha ido sola, aunque podían haberse aprovechado mejor todas las sinergias geográficas para la gestión de los problemas ambientales y territoriales.

Los recientes estudios del cambio y de las transformaciones ambientales y antrópicas hubieran sido más lentos sin las aportaciones de las nuevas tecnologías, la monitorización de parcelas experimentales, la difusión de imágenes de satélite, las observaciones en tiempo real, las nuevas redes de registro urbano o de alta montaña, etc. El cambio sistémico es un eje de investigación cada vez más atendido por los geógrafos físicos; también las administraciones son activas en la promoción de programas de investigación sobre el cambio global.

2. EL PROTAGONISMO HUMANO EN EL CAMBIO AMBIENTAL

La capacidad de los humanos para alterar los paisajes y medios naturales es muy antigua. El uso del fuego por los grupos de cazadores y recolectores alteró a escala local o regional sistemas naturales primigenios; los primeros agricultores

¹ *Departament de Geografia, Universitat de València, juan.mateu@uv.es.*

difundieron especies domésticas, manejaron la ignicultura, implantaron regadíos, etc. Con posterioridad su rol en la transformación de la faz de la tierra siguió reforzándose con el número de habitantes y la diversificación de sus actividades. Por su parte, las sociedades industriales, muy dependientes de las energías fósiles, han intensificado su papel transformador de la naturaleza a causa de su rápido crecimiento demográfico, con alteraciones de las escalas espaciales, las tasas y los tiempos del cambio ambiental. Nuestra especie ha pasado de ser un elemento más de la cadena de transformaciones energéticas que va del sol a las plantas, y de éstas a los animales, a controlar muchos procesos naturales mediante el uso de energía externa o exosomática. Los humanos hemos alcanzado y ocupado la cúspide de la pirámide trófica y somos los principales agentes de la transformación de la biosfera. Con razón se habla del *antropoceno* para designar esta nueva etapa, sin precedentes, de la historia de la Tierra.

La posición humana en esta metamorfosis ha variado a lo largo del tiempo. Durante milenios actuaron sobre la epidermis de la Tierra, a escala local y regional (mutación de los bosques por tierras agrícolas, extensión del regadío, bonificación de humedales, sellados urbanos del suelo, etc.). Pero en el último siglo, las acciones antrópicas están alterando además flujos fundamentales que sostienen la vida en el único planeta habitado conocido. La consideración de las interferencias antrópicas en los ciclos biogeoquímicos es cada vez más necesaria para entender los tipos específicos de las transformaciones ambientales y la condición global de la biosfera (Kates *et al.*, 1990).

Aunque el cambio es parte de la dinámica de los sistemas complejos, la velocidad de las actuales exigencias humanas sobre el sistema natural contrasta con la natural lentitud de la evolución biológica y supone un riesgo ante su capacidad de resiliencia. Por lo general el tiempo acelerado de la sociedad contemporánea no suele ir acompasado con el tiempo lento de la naturaleza, razón por la cual la humanidad modificadora de la naturaleza se enfrenta a problemas de contaminación y de gestión de residuos. Mientras en los primeros asentamientos, prácticamente se reciclaban todos los residuos, en las ciudades y conurbanizaciones modernas, los residuos urbanos, los gases de efecto invernadero y otros desechos no se incorporan tan fácilmente al medio y se concentran, lo cual provoca contaminación y genera necesidades de transporte para enviarlos lejos (Margalef, 2005).

3. LA DUALIDAD AMBIENTAL VALENCIANA: LITORAL *VERSUS* INTERIOR

De las numerosas dualidades culturales, físicas e históricas que caracterizan el País Valenciano, no es la menos notable la dicotomía llano-montaña, que se imbrica con la de litoral-interior. Sobre esta división se cruza otra entre el ámbito ibérico del norte y del centro y el sistema bético meridional (Rosselló, 1995). Esta estructura física dual también lo es ambiental, y los valencianos, lejos de atenuarla, la han exacerbado en el último medio siglo con el uso masivo de energías fósiles que posibilita el transporte y la aglomeración litoral. Aunque no es posible un diagnóstico exhaustivo, solo se enumera uno de los más importantes: la inversión de la topología del paisaje.

Margalef (2005) denomina acelerada inversión de la topología del paisaje al proceso de urbanización creciente de la biosfera, como ocurre en el territorio valenciano a

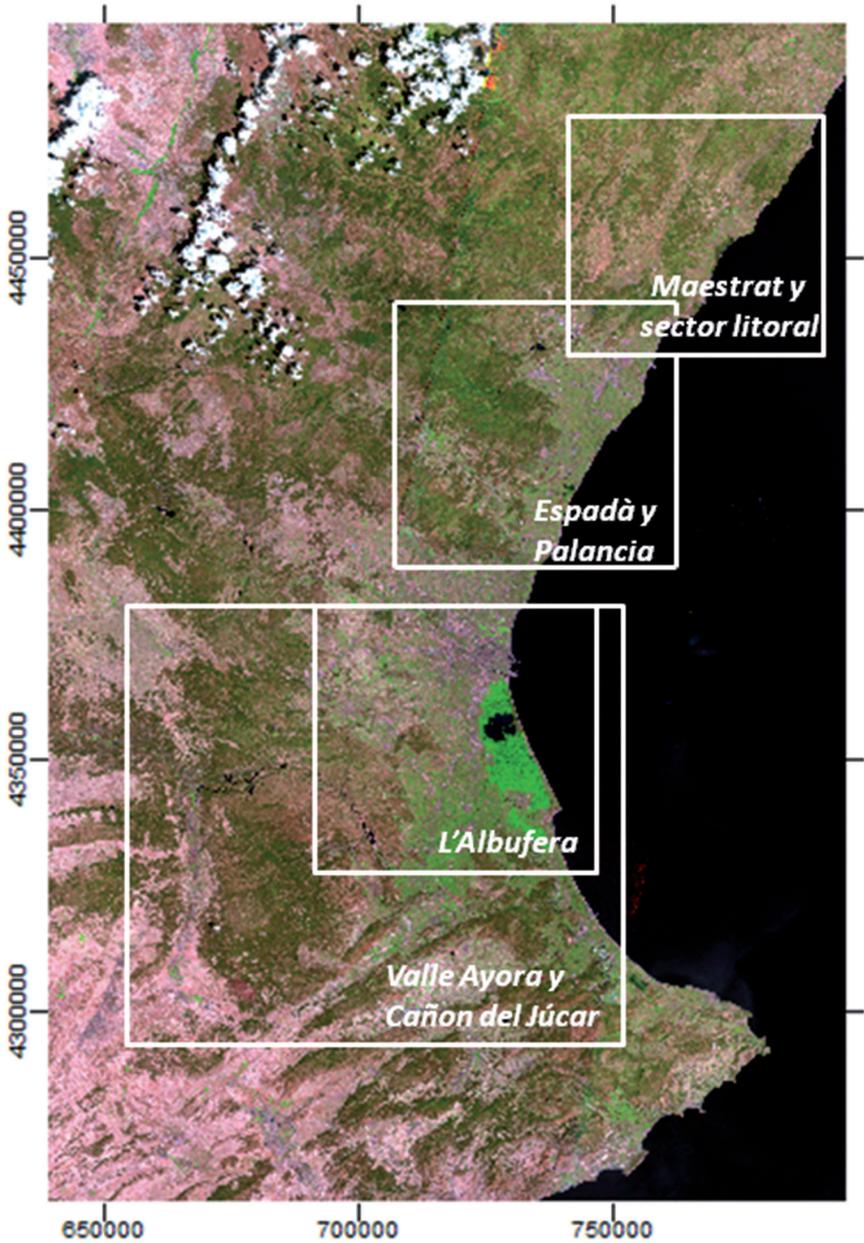


Figura 1. Localización de los itinerarios.
 Imagen Landsat 5, TM, CC345, composición 1 junio y 26 de julio de 2001.
 Fuente: USGS Earth Explorer. Elaboración: M. J. López García.

lo largo del siglo XX y especialmente desde su segunda mitad. Hasta entonces la topología del espacio humanizado se componía de aldeas y ciudades, rodeadas cada una por el espacio agrícola, dispersas sobre un espacio natural casi primigenio, y unidas por unas pocas vías de comunicación poco transitadas. Ahora extensas áreas del territorio valenciano, especialmente la franja litoral y los principales corredores viarios, se hallan muy humanizados y entrelazados por vías rápidas de comunicación muy frecuentadas por vehículos motorizados. Estamos asistiendo a una inversión de la topología de la naturaleza humanizada: las áreas urbanas se hallan más conectadas entre sí, el tejido urbano predomina más compacto y continuo, mientras solo quedan retazos aislados del sistema natural que pasan a la categoría de residuales. En este escenario dual, las transformaciones ambientales son de distinto signo y también el rol de los humanos; ambas cuestiones serán consideradas en los cuatro itinerarios de las Jornadas de campo.

4. LAS XXXI JORNADAS DE CAMPO DE GEOGRAFÍA FÍSICA: LOS ITINERARIOS

Entre el 30 de mayo y el 3 de junio de 2016, se desarrollarán en Valencia las Jornadas de Campo del Grupo de Geografía Física de la AGE, organizadas por el Área de Geografía Física de la Universitat de València. Las Jornadas pretenden continuar una fructífera experiencia de aprendizaje geográfico. Como continuación del recorrido por tierras hispánicas, hemos preparado cuatro itinerarios (Serra d'Espadà y Valle del Palància, Valle de Ayora y cañón del Júcar, fosas del Maestrat y litoral entre la Serra d'Irta y Orpesa, y la Albufera de Valencia en el espacio interdeltáico de los ríos Túria y Xúquer (Fig.1) para mostrar y debatir *in situ* las transformaciones ambientales y antrópicas del territorio valenciano.

Este libro-guía de campo se sustenta en investigaciones desarrolladas por los integrantes del Área de Geografía Física de Valencia. En la programación no ha sido posible incluir otros itinerarios alternativos e incluso alguno monográfico. Los autores nos sentimos continuadores del libro editado con motivo de las XXI Jornadas de campo organizadas por nuestros compañeros de la Universidad hermana de Alicante (Giménez *et al.*, 2006). Finalmente este libro-guía es un reconocimiento a la meritoria labor del profesor V.M. Rosselló en el campo de la Geografía física y su fructífera trayectoria en la Universitat de València.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Dantín, J. (1923): Geografía de la región levantina. En: Tormo, E. (Ed.), *Guía Levante (Provincias valencianas y murcias)*, Calpe, Madrid, LXI-CIX.
- Giménez, P. *et al.* (2006): *Geografía y Medio Ambiente*, Universidad de Alicante, Alicante, 237 p.
- Kates, R. *et al.* (1990): The Great Transformation. En: Turner II, B.L. *et al.* (Ed.), *The Earth as Transformed by Human Action. Global and Regional Change in the Biosphere over the past 300 years*, Cambridge University Press, Cambridge, 1-15.
- Marfalef, R. (2005): Acelerada inversión de la topología de los sistemas epicontinentales humanizados. En: Naredo, E. y Gutiérrez, L. (Ed.), *La incidencia de la especie humana sobre la faz de la tierra*, Universidad de Granada, Granada, 217-222.

Cambios recientes en los usos del suelo y sus implicaciones ambientales

J. A. Pascual Aguilar¹ y M. J. López García¹

Los usos del suelo, y su materialización en distintas cubiertas superficiales, constituyen la plasmación espacial más evidente de la acción humana sobre el territorio. El desarrollo económico y el intenso proceso urbanizador experimentado en el litoral mediterráneo desde los años 60 del siglo pasado ha dado lugar a importantes transformaciones que afectan tanto a las cabeceras de las cuencas como a llanos de inundación y espacios litorales (marjales, restingas) donde se asienta en mayor grado la población actual. Los principales cambios constatados en la Comunidad Valenciana son el abandono de los cultivos de secano tradicionales (viñedo, algarrobo, olivos...), la introducción de nuevos regadíos (fundamentalmente cítricos), y el incremento de superficie impermeabilizada por la expansión urbana, el fenómeno de segunda residencia, las zonas industriales y la ampliación de las comunicaciones. El abandono de los cultivos de secano ha conducido, especialmente en las zonas abancaladas de los piedemonte, a incrementar el fenómeno denominado “matorralización” (Uríos, 2004) ya que los campos abandonados son colonizados por las especies mediterráneas típicas del sotobosque incrementándose la superficie forestal en su estadio inicial. Los incendios forestales que repetidamente afectan a extensas superficies de bosque mediterráneo contribuyen a reducir las masas forestales densas pero incrementan, cuando se inicia un proceso de regeneración, las zonas de matorral.

Desde el ámbito de la Geografía, diversos estudios han descrito las transformaciones de nuestro territorio, siendo pioneros los trabajos de López Gómez (1957) y Rosselló y Courtot (1976) sobre espacios litorales. La disponibilidad de fotografías aéreas y el desarrollo de la teledetección y los Sistemas de Información Geográfica han dado lugar a numerosos trabajos que cartografían y cuantifican la magnitud de estos cambios tanto a escala local (Domingo y López García, 2004; Pascual Aguilar, 2006; Alemany y López García, 2015, entre otros) como regional (Pascual Aguilar, 2004). La disponibilidad reciente de la cartografía 1/25.000 del Proyecto SIOSE facilita e incrementa estos análisis (Zornoza, 2012).

1. PRINCIPALES TRANSFORMACIONES

Los cambios analizados en el entorno metropolitano de Valencia desde mediados del siglo pasado se ajustan al modelo conceptual simple de sustitución y cambio de usos representado en la Figura 1A (Pascual Aguilar, 2004): los usos en crecimiento expresan los procesos de intensificación agrícola (expansión de los cítricos que han desplazado a cultivos tradicionales tanto de secano como de regadío) y el incremento de superficies urbanas (continuas y discontinuas), zonas industriales, comerciales y nuevas vías de comunicación; los usos en retroceso representan el abandono del secano tradicional y las huertas; los usos considerados estables engloban las superficies de bosque (Fig. 1B). Aunque este modelo se identifica en otros espacios pre-litorales de la Comunidad

¹ *Departament de Geografia, Universitat, juan.a.pascual@uv.es, maria.j.lopez@uv.es*

Valenciana, como es el caso de la Vall d'Uixó (Pascual Aguilar, 2006) o la plana de Castellón (Domingo y López García, 2004), el patrón adopta matices en otras zonas. Así, la dinámica de cambios de usos en las cuencas del Barranc de Carraixet (Fig. 1C) y la Rambla de Poyo (Fig. 1D) ubicadas al norte y sur del Área Metropolitana de Valencia (AMV) respectivamente, presenta variaciones relacionadas con factores topográficos y fundamentalmente con las características rurales de los espacios de cabecera.

En los últimos años, cobran protagonismo los análisis del proceso urbanizador en los entornos metropolitanos a costa de los regadíos tradicionales, así como la expansión urbana en espacios litorales y pre-litorales (Pascual Aguilar *et al.* 2004 y 2005; Zornoza, 2012, entre otros) ya que constituye un proceso identificado a lo largo de la franja litoral especialmente visible y de gran impacto. Los estudios indican que la tendencia hacia la artificialización del medio lejos de detenerse se ha incrementado recientemente. Un estudio de la urbanización en el AMV a partir de imágenes Landsat (1984-2014) muestra que la tasa de crecimiento en el período 2000-2014 es superior respecto a décadas anteriores. Existe un gran desequilibrio entre la evolución demográfica y el incremento de las zonas urbanizadas ya que para un incremento de la población del 20%, se registra un aumento del 60% en la superficie artificializada (Fernández y López García, 2015), solo explicable en relación con procesos especulativos ligados a la burbuja inmobiliaria.

2. IMPLICACIONES MEDIOAMBIENTALES

Las consecuencias medioambientales derivadas de los cambios de usos y cubiertas superficiales abarcan aspectos muy diversos dependiendo de la naturaleza del cambio y de la escala (local, regional e incluso global) de análisis, y han sido atendidas por profesionales más allá de la geografía.

La expansión urbana genera impactos entre los que destacan la pérdida de terrenos agrícolas tradicionales (huerta) y de vegetación natural (marjales, restingas), la degradación de la calidad del aire y del agua, la modificación del clima urbano, y el proceso denominado “sellado antropogénico” que provoca la impermeabilización del suelo y afecta a la producción de escorrentía y al riesgo de inundación. En los últimos años, han surgido estudios que atienden al impacto (directo y/o indirecto) de las cubiertas artificiales en la degradación de los suelos y en la conectividad hidrológica entre unidades ambientales (paisajes). Se entiende que la pérdida de calidad de los suelos por sellado es causa directa de degradación ambiental y la introducción de agentes nocivos (por medio del transporte de contaminantes realizado por las aguas superficiales) en unidades paisajísticas vecinas es consecuencia indirecta de la dinámica propia de las zonas urbanas sobre las agrícolas y las naturales (Pascual *et al.*, 2015). Estos trabajos intentan comprender la relación entre los cambios de usos del suelo y las propiedades ecológicas inherentes a algunas cubiertas del suelo por medio de la aplicación de modelos explicativos (cadenas de Markov, por ejemplo) y análisis basados en la ecología del paisaje (Peña, 2007).

La urbanización intensa de los espacios litorales, ligada al turismo y al fenómeno de segunda residencia, ha conducido a la alteración de los espacios húmedos, como se puede observar en la Figura 2, un ejemplo entre muchos, localizado en la Marjalera de la Plana de Castellón.

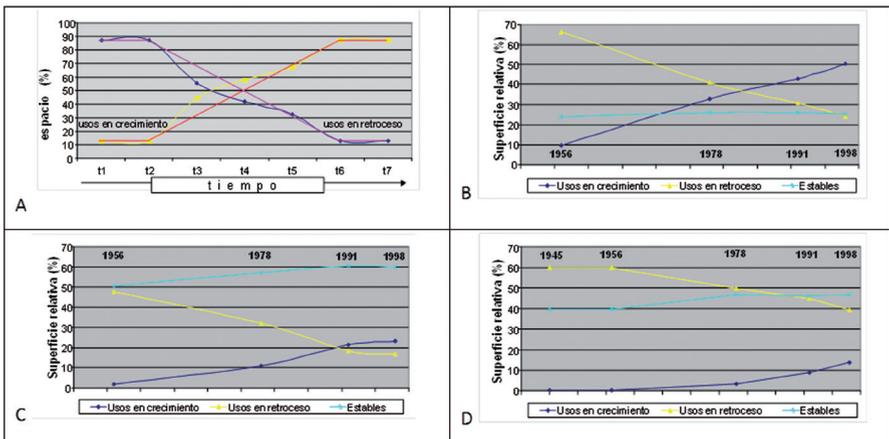


Figura 1. Modelos de cambio de usos del suelo: (A) Modelo teórico de sustitución y cambio, (B) Entorno metropolitano de Valencia, cuencas del Barranc de Carraixet (C) y de la Rambla del Poyo (D).



Figura 2. Detalle de la Marjaleria de la Plana de Castellón (1956-2012). Se observa la proliferación de una urbanización dispersa sobre los antiguos campos de cultivo.

Por otra parte, la variabilidad espacial en los cambios de usos de suelo en cuencas de drenaje (Carraixet y Poyo) provoca cambios (incremento o descenso) en la producción de escorrentía dependiendo de los sectores de la cuenca, que pueden quedar compensados para su conjunto. En la cuenca de Carraixet, en el período 1956-1998, se constató una tendencia al incremento de la producción de escorrentía (el umbral de escorrentía pasa de 74 a 68 mm) relacionado por un lado con la degradación de las zonas boscosas de la cabecera de la cuenca, y por otro con el incremento del suelo urbanizado en la parte baja (Lopéz García *et al.*, 2007).

Finalmente, otros aspectos, también relevantes, como los cambios antrópicos en la línea de costa (Sanjaume *et al.*, 200; Pardo, 1991) y las alteraciones provocadas por los incendios forestales no se han tratado aquí. Los incendios, si bien constituyen un fenómeno de riesgo, provocan cambios significativos en las coberturas forestales con notables implicaciones mediambientales.

3. BIBLIOGRAFÍA

- Alemaný, M. y López García, M.J. (2015): Crecimiento urbano y transformaciones agrícolas en el área metropolitana de Valencia. El caso de Torrent (1956-2011). En: De la Riva *et al.* (Eds.) *Análisis espacial y representación geográfica: innovación y aplicación*, pp. 1911-1920.
- Domingo, C. y López García, M.J. (2004): Castelló de la Plana, 1950-2000: La transformació d'un paisatge. En: *Historia, clima y paisaje. Estudios geográficos en memoria del profesor Antonio López Gómez*. PUV, Valencia, 457-468.
- Fernández, L. y López García, M.J. (2015): Expansión urbana del Área Metropolitana de Valencia en el periodo 1984-2011 a partir de imágenes Landsat TM y ETM+. *Revista de Teledetección*, 44, 1-14.
- López García, M.J., Camarasa, A.M. y Mateu, J. (2007): Cambios en los usos del suelo y producción de escorrentía en ramblas mediterráneas: Carraixet y Poyo (1956-1998). *Boletín de la AGE*, 44, 69-94.
- López Gómez, A. (1957): Evolución agraria de la Plana de Castellón. *Estudios Geográficos*, 67-68, 309-360.
- Pardo, J. (1991): *La erosión antrópica en el litoral valenciano*, Consellería de Obras Públicas, Urbanismo y Transporte, Valencia, 240 p.
- Pascual Aguilar, J.A. (2004): Dinámica reciente de usos del suelo en el continuo metropolitano de Valencia (1956-1998). *Cuadernos de Geografía*, 76, 183-202.
- Pascual Aguilar, J.A. (2006): Estudio de la dinámica de las cubiertas superficiales a escala municipal utilizando SIG vectoriales. La Vall d'Uxó (Castellón). En: Camacho *et al.* (Eds.) *El acceso a la información espacial y las nuevas tecnologías geográficas*, Granada, Universidad de Granada, 1135-1146.
- Pascual Aguilar, J.A., Añó, C. y Sánchez, J. (2004): Dinámica reciente de sellado artificial del suelo en espacios fluvio-litorales mediterráneos. El entorno metropolitano de Valencia. En: Conesa, C. *et al.* (Eds.) *Medio ambiente, recursos y riesgos naturales: análisis mediante tecnología SIG y teledetección*, Murcia, Universidad de Murcia, 221-232.
- Pascual Aguilar, J. A.; Añó, C., Sanjaime, V. y Sánchez, J. (2005): Estimating soil sealing rates in Mediterranean coastal environments. Preliminary results for Castellon, Spain. *Advances in Geoecology*, 36, 339-346.
- Pascual-Aguilar, J., Andreu, V., Gimeno-García, E, y Picó, Y. (2015): Current anthropogenic pressures on agro-ecological protected coastal wetlands. *Science of the Total Environment*, 503-504, 190-199.
- Peña, J. (2007): *Efectos ecológicos de los cambios de coberturas y usos del suelo en la Marina Baixa (Alicante)*. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 550 pp.
- Rosselló, V. M. y Courtot, R. (1976): Evolution récente de l'Albufera de Valencia et de ses environs. *Méditerranée*, 4, 19-30.
- Sanjaume, E., Rosselló, V.M., Pardo, J.E., Carmona, P., Segura y López García, M.J. (1996): Recent Coastal Changes in the Golf of Valencia (Spain), *Z. Geomorph. N.F.*, 102, 95-118.
- Uríos, J.I. (2004): Análisis del régimen de incendios forestales en los montes de Portaceli durante el siglo XX (Serra, Valencia). *Cuadernos de Geografía*, 76, 219-238.
- Zornoza, C. (2012): *Crecimiento urbanístico en la zona costera de la Comunidad Valenciana (1987-2009). Análisis y perspectivas de futuro*. Valencia, PUV.

Calentamiento reciente en el Golfo de Valencia. Hacia un adelanto de la estación estival

M. J. López García¹

Existe un razonable acuerdo en la comunidad científica acerca del calentamiento del planeta durante el siglo XX, especialmente en las tres últimas décadas. Los informes del IPCC (2007) señalan tasas de incremento en las temperaturas terrestres del hemisferio norte que oscilan entre 0.072 y 0.089°C/década para el período 1901-2005. Aunque no es fácil establecer si este incremento es consecuencia de la variabilidad natural o evidencia el cambio climático, numerosos estudios confirman el calentamiento global, si bien se apuntan diferentes tasas de incremento dependiendo de la escala espacial (global, regional o local), del ámbito regional y del período de tiempo considerados. En las proyecciones sobre cambio climático, el Mediterráneo es considerado un espacio especialmente vulnerable (*hot spot*) (Giorgi, 2006) debido a (i) su situación de transición entre latitudes medias y zonas subtropicales, (ii) la particularidad de un mar semi-cerrado, importante fuente de humedad y reserva de calor, y (iii) la intensa ocupación humana en sus márgenes incrementada en épocas recientes por la intensificación de la urbanización litoral. Por su posición geográfica y sus características hidrológicas, el Mar Balear y Golfo de Valencia representan un espacio de transición entre la cuenca septentrional, ocupada por masas de agua atlántica modificada (más antiguas y frías), y la cuenca argelina, donde residen las masas de agua atlántica más cálidas que entran en el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar (López García, 1991; López García *et al.*, 1994; Millot, 1999).

En España, son numerosos los estudios publicados en los últimos años que confirman el incremento de la temperatura terrestre observado especialmente a partir de los años 70s. Algunos de estos trabajos analizan la variabilidad mensual y estacional de las tendencias, si bien no son fáciles las conclusiones puesto que dependen del período analizado y de los escenarios regionales. Así, en Castilla-León y para el período 1945-96, Morales *et al.* (2005) obtuvieron tendencias positivas significativas solamente en invierno, pero cuando analizaron una serie más corta y reciente (1972-1995) mostraron un claro incremento en primavera (0.058°C/año) y verano (0.057°C/año). Brunet *et al.* (2007), para el conjunto del territorio español y el período 1850-2005, señalaron una tasa positiva global de 0.1°C/década indicando que las estaciones de otoño e invierno eran las que más contribuían a este calentamiento. No obstante, una lectura detallada de su trabajo muestra que en las décadas más recientes (1973-2005) las mayores tasas se obtienen en primavera (0.77°C/década) y en verano (0.67°C/década). Del Río *et al.* (2011), utilizando datos de 473 estaciones repartidas por toda España para 1961-2006, obtienen tasas de 0.1-0.2°C/década y concluyen que primavera y verano son las estaciones que contribuyen en mayor grado a este incremento. También El Kenawy *et al.* (2012) para el noreste de la península entre 1920-2006 obtuvieron una tasa promedio de 0.1°C/década

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, maria.j.lopez@uv.es.

indicando además que el calentamiento observado se debe al período más reciente (a partir de los 70s). Un análisis más detallado del periodo 1960-2006, basado en 128 estaciones, les permite concluir que las mayores tasas de calentamiento se observan en primavera y verano y en los observatorios costeros, mostrando máximos de $0.22^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en verano para el periodo completo (1920-2006), y de $0.66^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en primavera para el período más reciente (1960-2006). La idea de que las altas tasas de calentamiento observadas en la cuenca Mediterránea en décadas recientes son debidas al incremento de las temperaturas en los meses de primavera y verano parece haber tomado cuerpo en la bibliografía actual.

En el caso del agua del mar, también existe acuerdo sobre el incremento de temperatura y salinidad tanto en las capas superficiales como las intermedias y profundas (Vargas-Yáñez *et al.*, 2009, 2010; Lionello *et al.*, 2006). No obstante, la escasez de series de registros *in situ* y las diferencias en la metodología de toma de datos dificultan el análisis de tendencias a medio y largo plazo. Salat y Pascual (2006) en un trabajo basado en el análisis de series climáticas de temperatura del aire y del mar en la estación catalana de L'Estartit para el período 1974-2005, señalaron tasas de incremento promedio anuales de $0.06^{\circ}\text{C}/\text{año}$ en la temperatura del aire, y destacan una tendencia al incremento tanto en la temperatura del aire como la del mar durante la primavera (abril-junio), con valores de $0.08^{\circ}\text{C}/\text{año}$ para la temperatura del aire. Desde los años 90s, las imágenes térmicas obtenidas por el sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) del satélite NOAA constituyen una alternativa válida a los registros *in situ* para el análisis de la temperatura superficial del mar (SST) (López García, 1991; Santoreli *et al.*, 1994; Marullo *et al.*, 2007; Nykjaer, 2009; entre otros). La disponibilidad actual de series de datos de calidad y longitud suficiente (más de 20 años) han permitido plantear estudios sobre la variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial del mar y el cálculo de tendencias a medio plazo.

En el Mar Balear y cuencas adyacentes, trabajos previos a partir de imágenes térmicas mensuales para 1985-2007 (López García y Camarasa, 2011) han descrito las tendencias recientes del calentamiento, constatando un incremento promedio de $0.03^{\circ}\text{C}/\text{año}$ para las cuencas Liguro-provenzal, Balear, Argelina y Alborán, con tasas mayores ($0.06^{\circ}\text{C}/\text{año}$) en primavera. Los datos analizados indican un calentamiento significativo en todas las cuencas estudiadas durante los meses de abril, mayo y junio, cifrado en un aumento de la temperatura media de entre $0.5-1^{\circ}\text{C}$ en las dos décadas analizadas. Las tendencias observadas en la temperatura del mar se han contrastado con los datos de temperatura del aire registrados en los observatorios litorales del contorno de la cuenca para los que se dispone de series de mayor longitud (1960-2010) (López García, 2015). La figura 1 muestra la curva de evolución de la temperatura en el mar Balear y en los observatorios litorales terrestres. Se han obtenido incrementos significativos de $0.026^{\circ}\text{C}/\text{año}$ en el mar y $0.039^{\circ}\text{C}/\text{año}$ en tierra. No obstante, cabe destacar que la tasa obtenida en tierra coincide prácticamente con la del mar ($0.038^{\circ}\text{C}/\text{año}$) cuando se recalcula para el mismo período (1985-2009).

Las variaciones de la temperatura en el ciclo estacional para el período analizado se pueden observar en la figura 2 tanto para el mar como para los observatorios terrestres. En tierra (Fig. 2a) se registra un incremento de 1°C desde el P1 (1960-80) al P2 (1981-1992) principalmente durante el verano y el otoño, mientras que

en la década más reciente, de P2 (1981-1992) a P3 (1993-2010), el mayor aumento se registra en la transición primavera-verano con incrementos máximos de 1.6°C en junio, 1.4°C en mayo y 1°C en abril. En conjunto, para todo el período representa un máximo incremento de 2°C en junio y agosto. En el Mar Balear (Fig. 2b) donde la serie disponible es más corta, los mayores incrementos (1°C) se registran de nuevo en la transición primavera-verano. Los datos analizados permiten concluir que desde la década de los 90 se ha producido un adelanto e intensificación de la estación estival tanto en el mar balear como en las zonas litorales de su contorno.

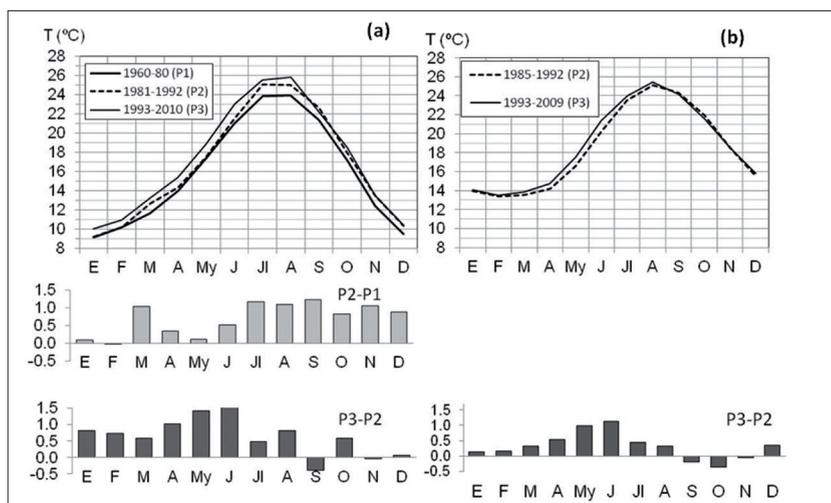
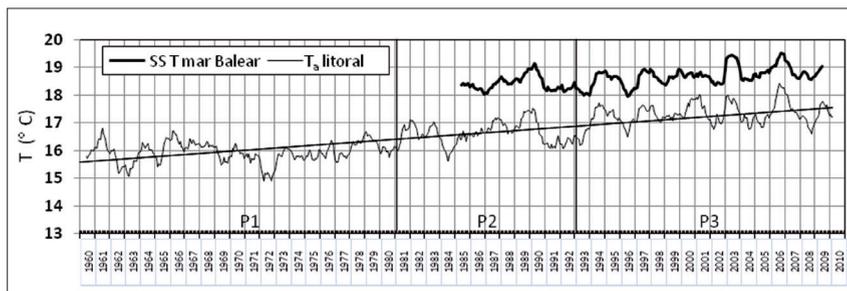


Figura 2. Cambios en la curva estacional de la temperatura en los observatorios terrestres (a) y en el mar (b). Las barras indican los incrementos en cada período.

BIBLIOGRAFÍA

Brunet, M., Jones, P.D., Sigro, J., Saladie, O., Aguilar, E., Moberg, A., Della-Marta, P.M., Lister, D., Walther, A. y López, D. (2007): Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. *J. Geophysical Research*, 112, D12117.

- Del Río, S., Herrero, L., Pinto-Gomes, C. y Penas, A. (2011): Spatial analysis of mean temperature trends in Spain over the period 1961–2006. *Global Planetary Change*, 78, 65–75.
- El Kenawy, A., López-Moreno, J.L. y Vicente-Serrano, S.M. (2012): Trend and variability of surface air temperature in northeastern Spain (1920–2006): Linkage to atmospheric circulation. *Atmospheric Research*, 106, 159–180.
- Giorgi, F. (2006): Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33, L08707.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U. y Xoplaki, E. (2006): The Mediterranean Climate: An Overview of the Main Characteristics and Issues. En: Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P. y Boscolo, R. (Eds), *Mediterranean Climate Variability*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–26.
- López García, M.J. (1991): *La temperatura superficial del mar Balear a partir de imágenes de satélite*. Universitat de València, 284 pp.
- López García, M.J., Millot, C., Font, J. García-Ladona, E. (1994): Surface circulation variability in the Balearic Basin. *J. Geophysical Research*, 99 (2), 3285–3296.
- López García, M.J. y Camarasa, A.M. (2011): Recent trends of SST in the Western Mediterranean basins from AVHRR Pathfinder data (1985–2007). *Global Planetary Change*, 78, pp. 127–136.
- López García, M.J. (2015): Recent warming in the Balearic Sea and Spanish Mediterranean coast. Towards an earlier and longer summer. *Atmosfera*, 28 (3), 149–160.
- Marullo, S., Buongiorno, B., Guarracino, M., Santoleri, R. (2007): Observing the Mediterranean Sea from space: 21 years of Pathfinder-AVHRR Sea surface temperatures (1985 to 2005): re-analysis and validation. *Ocean Science* 3, 299–310.
- Millot, C. (1999): Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Marine Systems* 20, 423–442.
- Morales, C.G., Ortega, M.T., Labajo, J.L. y Piorno, A. (2005): Recent trends and temporal behavior of thermal variables in the region of Castilla-Leon (Spain). *Atmosfera*, 18, 71–90.
- Nykjaer, L. (2009): Mediterranean Sea surface warming 1985–2006. *Climate Res.* 39, 11–17.
- Salat, J. y Pascual, J. (2006): Principales tendencias climatológicas en el Mediterráneo noroccidental, a partir de más de 30 años de observaciones oceanográficas y meteorológicas en la costa catalana. En: Cuadrat, J.M. et al. (Eds.), *Asociación Española de Climatología serie A*, nº5, Zaragoza, pp. 283–290.
- Santoreli, R., Böhm, E. y Schiavo, M.E. (1994): The sea surface temperature of the Western Mediterranean Sea: historical satellite thermal data. En: La Violette, P.E. (Ed.) *Seasonal and interannual variability of the Western Mediterranean Sea. Coastal and Estuarine Studies*, 46, 155–176.
- Vargas-Yáñez, M., García, M.J., Salat, J., García, M.C., Pascual, J. y Moya, F. (2009): Warming trends and decadal variability in the Western Mediterranean shelf. *Global Planetary Change*, 63, 177–184.
- Vargas-Yáñez, M., Zunino, P., Benali, A. Delpy, M. Pastre, F. Moya, F., García-Martínez, M.C., Tel, E. (2010): How much is the western Mediterranean really warming and salting?. *J. Geophysical Research*, 115, C04001.

Clima y Cambio Climático en la Comunidad Valenciana

M. J. Estrela Navarro¹, J. J. Miró Pérez² y I. Gómez Doménech²

La Comunidad Valenciana es una región con un relieve muy compartimentado. Se enmarca, además, en un clima mediterráneo, en una transición geográfica entre el dominio climático templado y húmedo propio de latitudes medias, al Norte, y el dominio climático árido y desértico propio del cinturón de altas presiones subtropicales, al Sur.

Al factor climático y relieve se suma la gran complejidad geográfica de la cuenca del Mediterráneo occidental, lo que en definitiva da lugar a un mosaico de climas locales muy profuso, en el que los distintos comportamientos térmicos tienen un papel fundamental (Clavero, 1978; Font, 1983; Capel, 1983; Pérez Cueva, 1994; Estrela *et al.*, 2002).

Nos encontramos en un ámbito donde precisamente la caracterización del cambio climático y la evaluación de tendencias a escala local adquieren gran relevancia. Si bien las tendencias térmicas generales apuntan hacia el ascenso térmico, estas se ven muy matizadas por patrones físicos y climáticos de carácter regional y local. En este sentido, estudios recientes en este ámbito (Miró *et al.*, 2014) revelan que ya en las últimas décadas se han producido cambios en el comportamiento de las temperaturas, mostrando patrones de cambio en la escala local y regional, y diferencias según la época del año. Dichos patrones parecen relacionarse con cambios relativos en la frecuencia de vientos y advecciones, en los patrones de presión en esta región, y la tendencia a una mayor frecuencia de situaciones estables.

Estos patrones de cambio señalan primero un contraste entre el litoral y depresiones prelitorales, con tendencias más moderadas, frente a las partes altas y montañosas del interior, con tendencias al calentamiento más acentuadas (Fig. 1). También se señala la mayor tendencia al calentamiento en primavera y verano, especialmente en Junio, así como en Octubre. Por el contrario, las temperaturas mínimas muestran en conjunto menores tasas de calentamiento y, sobre todo, un comportamiento de las tendencias más contrastado e influenciado por los factores físico-geográficos de cada emplazamiento (Miró *et al.*, 2015). Precisamente patrones similares están siendo señalados por la proyección a escenarios futuros (A-2, IPCC) por parte de los modelos de mayor resolución enfocados en la región, como son CGCM2, ECHAM4 y HadCM3 (Brunet *et al.*, 2009), ó CCSM y EH5 (Argüeso, 2012).

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, maria.jose.estrela@uv.es.

² Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, javier.miro-perez@uv.es, igor.gomez@uv.es.

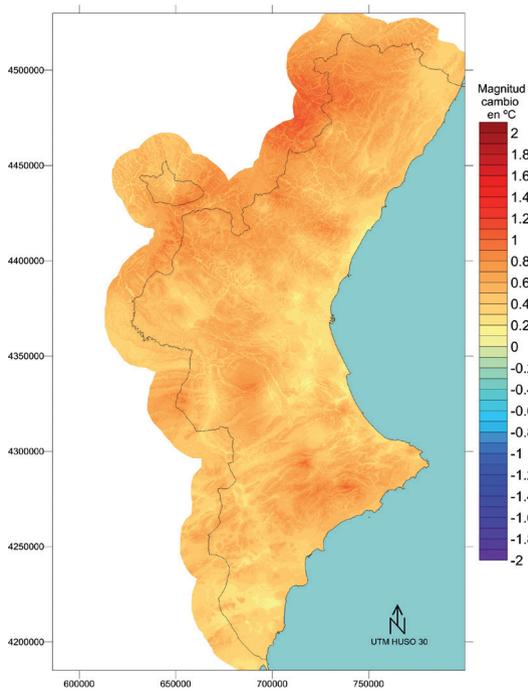


Figura 1. Cambio térmico para el período 1997-2011 respecto del período 1948-1979. Temperatura media anual.

Con relación a la precipitación, la Comunidad Valenciana presenta un sistema de precipitaciones muy variable e irregular. La distribución anual que presenta la precipitación se resume en un verano muy seco y un otoño y primavera húmedos. La torrencialidad de la precipitación es una de las características más sobresalientes del clima mediterráneo de esta región. Las pérdidas económicas y los daños personales causados por este fenómeno son extensos y repetitivos, debidos sobre todo a las inundaciones en las llanuras aluviales de los principales ríos de la región, tales como el Túria, Júcar y Segura, y a las avenidas de las ramblas típicas de este clima.

Si analizamos el sistema hidrológico presente en la Comunidad Valenciana son tres las situaciones sinópticas que, en líneas generales, actúan como *inputs* del sistema hidrológico, aunque mostrando diferentes patrones de distribución espacial de las precipitaciones.

1. Precipitaciones procedentes de ciclogénesis mediterráneas, es decir, los conocidos temporales de levante (Millán *et al.*, 1995). Estas situaciones se conforman como el principal *input* en todas las áreas, aunque tienen un carácter de máximos marcadamente litoral y prelitoral. Se trata de precipitaciones muy vinculadas en su génesis a la orografía y concretamente a las cuencas y valles abiertas al NE. Las más litorales suelen producirse a principios del otoño, cuando el contraste de temperatura puede ser muy elevado y la advección está garantizada sin necesidad de gran forzamiento en altura.

2. Precipitaciones provenientes del paso de sistemas frontales del Oeste, con distribución espacial inversa a la de las ciclogénesis mediterráneas. Su importancia aumenta a medida que nos adentramos hacia el interior del territorio valenciano, teniendo escasa presencia en las zonas costeras y en el extremo Sur.
3. Desde un punto de vista espacial, las precipitaciones convectivas están asociadas con las cadenas montañosas del interior Norte, donde el verano es la época del año más propicia para que se pueda producir este tipo de tormentas.

Esta desagregación de las precipitaciones permite también el estudio del comportamiento pasado de cada tipo de lluvias y el análisis detallado de las tendencias de la precipitación global. Así por ejemplo, una posible tendencia hacia mayor o menor presencia de lluvias torrenciales, que son las de mayor impacto o incidencia en la población (por estar asociadas con los riesgos de inundación), podría verse enmascarada dentro de una tendencia distinta, o incluso contraria del régimen global de la precipitación. Cuando se analiza la precipitación total no se observan tendencias destacables, más allá de una ligera tendencia al descenso en la cantidad de precipitación anual hacia el interior, pero que no se aprecia en puntos del litoral. Sin embargo, este análisis global no permite detectar, en cambio, diferencias notables en las lluvias registradas según la situación meteorológica que las genera.

Estudios recientes llevados a cabo por el grupo de Climatología del Departamento de Geografía de la Universitat de València en colaboración con la Fundación CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo), ponen de relieve una tendencia a la disminución de las precipitaciones causadas por frentes atlánticos, siendo el descenso más importante allí donde tienen mayor peso en el volumen total, como es el interior Norte de la Comunidad. Por el contrario, las precipitaciones provocadas por advecciones de masas de aire con recorrido marítimo (frentes de retroceso, levantes, ciclogénesis mediterráneas), no muestran descenso sino relativo ascenso, tanto en el interior como en el litoral, aunque sólo en el litoral compensada la pérdida por los frentes atlánticos, y de una manera muy irregular y variable en el tiempo (Fig. 2). De manera que esto marca una tendencia hacia mayor torrencialidad e irregularidad de las precipitaciones, en consonancia con algunos escenarios futuros de cambio climático, a pesar del mantenimiento de los valores totales anuales.

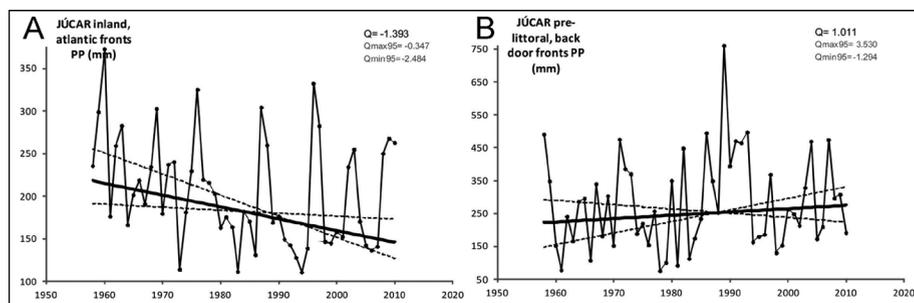


Figura 2. Tendencia de la precipitación (1950-2011) por: A) frente atlántico en el interior y B) ciclogénesis mediterránea (Levantes) en el litoral y prelitoral.

En el caso de las precipitaciones por situaciones convectivas, aunque menos importantes en cuanto a valores acumulados anuales, el hecho más destacable es su disminución en el interior Norte de la Comunidad, dado que implica una disminución apreciable en el ciclo hídrico regional.

En conclusión, esto nos revela un contexto en el que el cambio climático en el litoral se muestra con aumentos térmicos más moderados y mantenimiento de las precipitaciones debido a un aumento del número de eventos de flujo marítimo, mientras que en el interior y zonas de montaña el cambio climático se ve acelerado por un importante aumento de las temperaturas y un marcado descenso de las precipitaciones atlánticas, con todas las implicaciones que esto conlleva para la recarga de acuíferos. Además, en estos sectores interiores están las cabeceras de los principales ríos de nuestro territorio y, en este nuevo contexto climático, con un aumento de las temperaturas, una mayor evapotranspiración y un descenso de las precipitaciones de origen atlántico, pueden abocar a una progresiva pérdida de caudales.

En suma, las áreas más vulnerables de nuestro territorio frente al cambio climático coinciden con las áreas montañosas y de recarga del sistema hidrológico (cabeceras de cuenca), donde además se localizan los bosques de gran valor natural.

BIBLIOGRAFÍA

- Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J.M., Gámiz-Fortis, SR., Esteban-Parra, M.J. y Castro-Díez, Y. (2012): High-resolution projections of mean and extreme precipitation over Spain using the WRF model (2070-2099 vs. 1970-1999). *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 117.
- Brunet, M., Casado, M.J., De Castro, M., Galán, P., López, J.A., Martín, J.M., Pastor, A., Petisco, E., Ramos, P., Ribalaygua, J., Rodríguez, E., Sanz, I. y Torres, L. (2009): *Generación de escenarios climáticos regionalizados para España*. Agencia Estatal de Meteorología. Madrid, 157 p.
- Capel, J.J. (1983): Distribución de las precipitaciones en el sureste español. *Boletín del Instituto de estudios Almerienses*, 27-26.
- Clavero, P.L. (1978): *Los climas de la región valenciana*. Memoria de Tesis Doctoral. Departamento de geografía. Universidad de Barcelona. 548 pp.
- Estrela, M.J., Millán, M., Peñarrocha, D. y Pastor, F. (2002): *De la gota fría al frente de retroceso*. Centro Francisco Tomás y valiente, UNED Alzira-Valencia. 260 pp.
- Font Tullot, L. (1983): *Climatología de España y Portugal*. Inst. Nacional de Meteorología, Madrid, 1983.
- Millán, M., Estrela, M.J. y Caselles, V. (1995): Torrential precipitations on the Spanish east coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research*, 36, 1–16.
- Miró, J.J., Estrela, M.J. y Olcina, J. (2015): Statistical Downscaling and attribution of air temperature change patterns in the Valencia Region (1948-2011). *Atmospheric Research*, 156, 189-212.
- Pérez Cueva, A. (coord.). (1994): *Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana*. C.O.P.U.T. Generalitat Valenciana. 205 pp.

La especificidad de la hidrología en ramblas mediterráneas

A. M. Camarasa-Belmonte¹

1. LAS RAMBLAS MEDITERRÁNEAS

Las ramblas son sistemas fluviales de circulación intermitente que, junto con los ríos de circulación perenne, drenan gran parte del territorio mediterráneo. Suelen ser cuencas de pequeño tamaño, corto recorrido, gran pendiente y cauces de tipo *braided*. La cubierta vegetal es rala y los suelos están poco desarrollados. A menudo se configuran sobre litologías permeables que favorecen la transferencia de agua hacia el subálveo. Los canales están desconectados de los acuíferos, por lo que la circulación es discontinua y depende casi exclusivamente de la lluvia (Segura, 1990). En la relación cauce-acuífero, este último no sólo no aporta caudal de base, sino que supone un factor importante de pérdida de escorrentía superficial, a través de fugas en los canales (*transmission losses*).

De manera general estas cuencas presentan una configuración organizada en tres sectores: (i) un sector montañoso de cabecera, con fuerte control tectónico, grandes pendientes y litología permeable; (ii) un sector intermedio que conecta la cabecera con la llanura litoral, donde se desarrollan amplias formas de sedimentarias de transición (abanicos, piedemontes, glaciares, etc.) y, (iii) la llanura de inundación en la parte baja de la cuenca. Desde el punto de vista hidrogeomorfológico, las cabeceras son los espacios donde se produce antes la escorrentía, pero una vez empieza a circular puede ser reabsorbida (*run-on*) por las formas sedimentarias del sector intermedio o por el propio cauce. Estos procesos de almacenamiento temporal suponen un aporte de agua retardado al hidrograma y un alargamiento en su limbo de recesión. Las llanuras aluviales son zonas de inundación y laminación de la crecida.

Los ambientes mediterráneos y semiáridos constituyen entornos morfoclimáticos de transición, cuyo funcionamiento hidrológico presenta características específicas, bastante diferentes a las de entornos vecinos, más húmedos o más áridos. Si bien establecer la frontera entre ambientes subhúmedos y semiáridos no es tarea fácil ya que los límites son muy difusos, Lavee *et al.* (1998) sitúan las condiciones mediterráneas, con lluvias medias anuales entre 450 y 700 mm, en patrones semiáridos.

En esta horquilla climática, los totales de lluvia no se producen de una manera regular a lo largo del año, sino que se concentran en unas estaciones concretas (otoño y primavera preferentemente) y en episodios muy irregulares, de fuerte intensidad, corta duración y gran variabilidad espacio-temporal (Martín-Vide, 2004, Camarasa-Belmonte y Soriano, 2014). Por ello, el estudio de la hidrología a través de comportamientos medios anuales o mensuales no tiene sentido en ramblas, donde el análisis de episodios específicos de crecida es mucho más adecuado. La significación hidrológica de estos eventos radica en los procesos de conversión lluvia-caudal y en la manera en que se produce la conectividad hidrológica a través de la cuenca entre la cabecera y la desembocadura (Bracken y Croke, 2007).

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, ana.camarasa@uv.es.

2. PROCESOS DE CONVERSIÓN LLUVIA-CAUDAL Y CONECTIVIDAD HIDROLÓGICA

Los mecanismos de conversión lluvia-caudal dependen mucho de la escala que se esté abordando, ya que los factores de control son distintos según se trate de una escala experimental, de ladera o de cuenca (Cammeraat, 2004). No obstante, según los últimos estudios, existen dos cuestiones clave, común a todas las escalas, relacionadas con la producción de escorrentía: (1) la discontinuidad del proceso de formación de flujos y (2) la importancia de una conectividad efectiva de los mismos hasta el exutorio.

La conectividad hidrológica, entendida como la capacidad del agua de circular a través de los distintos elementos de la cuenca hasta generar un flujo de respuesta en el exutorio, está muy determinada por el contexto morfoclimático. Así, mientras que en ambientes templado-húmedos depende del flujo de base y de la humedad antecedente; en los entornos semiáridos estriba fundamentalmente en la duración y la intensidad de la lluvia (Cammeraat, 2004; Bracken Y Croke, 2007). En este sentido, los trabajos de Yair y Kossovsky (2002) y Yair y Raz-Yassif (2004) ponen de manifiesto cómo, a escala de cuenca, el factor dominante de la conectividad es la lluvia, sobre todo para los casos en que la tormenta tenga una duración superior al tiempo de concentración de la cuenca o cuando las intensidades sean muy altas.

La mayor parte de los episodios que producen escorrentía en ramblas son de origen convectivo y concentran grandes cantidades de precipitación en muy poco tiempo, como el caso de la Rambla de la Gallinera en el episodio de octubre del 2000, en que se superaron los 500 mm de precipitación media areal (Camarasa-Belmonte, 2016). La lluvia es muy variable en el espacio y en el tiempo, llegándose a registrar intensidades puntuales superiores a 375 mm/h (Camarasa-Belmonte y Soriano, 2014). Estas magnitudes afectan a los procesos de conversión lluvia-caudal, ya que pueden reducir significativamente la capacidad de infiltración y los umbrales de escorrentía.

En los procesos de conversión lluvia-caudal, además de la propia intensidad de la lluvia, aparece una cuestión de crucial importancia, en relación a cuándo se producen los momentos de mayor intensidad, al principio o al final del evento (Camarasa-Belmonte, 2016). Según Camarasa y Tilford (2002) el hidrograma reproduce con bastante fidelidad la estructura del pluviograma cuando la lluvia es muy intensa y la cuenca tiene poco tiempo de “intervenir” en los procesos de conversión lluvia-caudal. Por el contrario, en lluvias de baja intensidad, mantenida en el tiempo, la cuenca interviene activamente en la conversión lluvia-caudal y el hidrograma no se parece al hietograma.

La Figura 1 muestra la influencia de la estructura de la precipitación en la forma del hidrograma, a partir de la comparación entre las curvas de acumulación de la lluvia y del caudal, para distintos episodios, en el Barranco del Carraixet. Si, como en el caso de septiembre de 1990, las máximas intensidades (103 mm/h) se producen al principio (en el 14% del tiempo había precipitado ya el 61% la lluvia), se puede superar la capacidad inicial de infiltración del suelo y la cuenca comienza a generar flujo superficial, incluso con los suelos no saturados. El hidrograma reproduce la forma del hietograma y se reduce mucho el tiempo de respuesta de la cuenca (*lag time*: 1,6 h). Ahora bien, si, como en diciembre 2007, las máximas intensidades

(11,5 mm/h) aparecen hacia el final del suceso (cuando ya ha transcurrido el 68% del evento, habiendo acumulado hasta este momento el 60% de la precipitación), con los suelos ya saturados, la crecida se produce más tarde (*Lag time*: 11,5 h) y la curva de acumulación del caudal no se parece a la de la lluvia. En el primer caso, la respuesta es tan rápida que la cuenca apenas tiene tiempo de intervenir, de manera que el caudal está controlado por intensidad de la precipitación, mientras que en el segundo caso la intervención de la cuenca es mucho mayor. Estos dos tipos de sucesos tienen un comportamiento estacional muy marcado: durante el verano y principios del otoño predomina el primer tipo y en invierno-primavera, el segundo.

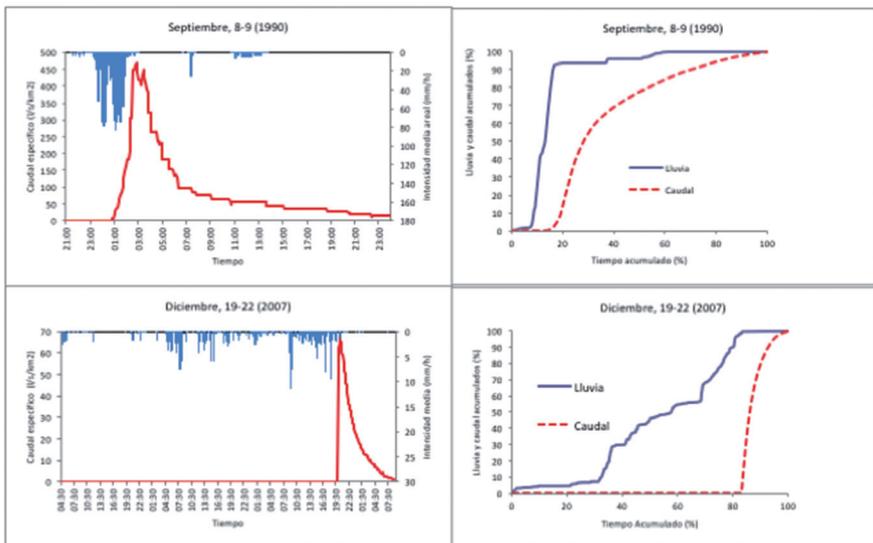


Figura 1. Episodios de septiembre de 1990 y diciembre de 2007 en el Barranc del Carraixet. Hidrogramas y curvas de lluvia y caudal acumulado

Camarasa-Belmonte (2016) en un estudio sobre avenidas súbitas en ramblas valencianas pone de manifiesto cómo los parámetros de intensidad condicionan el tiempo de respuesta de las cuencas, mientras que la lluvia acumulada influye sobre todo en cuestiones de volumen y pico de la crecida, así como en las de balance hídrico (umbrales de escorrentía, coeficientes de escorrentía, déficits de escorrentía). Así, cuanto más intensa, irregular y persistente es la precipitación más rápida es la respuesta de la cuenca. Por otra parte, cuanto más lluvia se acumula, mayor es el volumen de la crecida, su pico máximo y las pérdidas hacia el subálveo.

En términos generales, sólo un 6% de lo que llueve escurre y lo hace a partir de umbrales de escorrentía medios de 62 mm. A pesar de los bajos coeficientes de escorrentía e independientemente de cuándo se produzcan las mayores intensidades, los hidrogramas son muy apuntados y el caudal máximo se alcanza en muy poco tiempo. Un ejemplo de ello lo encontramos en el suceso de marzo del 2004 en

Carraixet en que el tiempo al pico es de apenas 10 minutos. Esto hecho parece que está relacionado con la formación de frentes de ola móviles que se deslizan sobre cauces secos. Incluso en los casos de crecidas de varios picos las diferentes puntas se forman de manera rápida, con cortos tiempos de ascenso y limbos de descenso más duraderos, que recogen las aportaciones tardías del agua almacenada en las formas sedimentarias de transición.

En síntesis, las ramblas mediterráneas presentan unos procesos de generación de escorrentía y conectividad hidrológica que dependen sobre todo de las características de los episodios de lluvia y de la manera en que la cuenca responde. Parece que los hidrogramas de episodios extremos, cuyas mayores intensidades se concentran al inicio de la tormenta, están muy determinados por la lluvia. Por otra parte, la cuenca condiciona mucho más los hidrogramas en aquellos episodios de menor magnitud, cuyas mayores intensidades se registran hacia el final del evento. Agentes como la ausencia de flujo de base, la desconexión de los cauces con los acuíferos o la existencia de mantos coluviales y llanuras aluviales pueden provocar discontinuidades en la escorrentía, mediante procesos de pérdidas por transmisión o mecanismos de infiltración (*run-on*). No obstante, con ocasión de episodios extremos, la conectividad puede activarse en muy poco tiempo.

3. BIBLIOGRAFÍA

- Bracken, L.J. y Croke, J. (2007): The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic system. *Hydrological Processes*, 21, 1749-1763.
- Camarasa-Belmonte, A.M. (2016): Flash floods in Mediterranean ephemeral streams in Valencia Region (Spain). *Journal of Hydrology*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.hydrol.2016.03.019>.
- Camarasa, A.M. y Tilford, K. (2002): Rainfall-runoff modelling of ephemeral streams in the Valencia region (Eastern Spain). *Hydrological Processes*, 16 (17), 3329-3344.
- Camarasa-Belmonte, A.M. y 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.
- Cammeraat, E. (2004): Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104, 317-332.
- Lavee, H., Imeson, A.C. y Sarah, P. (1998): The impact of climate change on geomorphology and desertification along a Mediterranean-arid transect. *Land Degradation & Development*, 9, 407-422.
- Martín-Vide, J. (2004): Spatial distribution of daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, 24, 959-971.
- Segura, F. (1990): *Las ramblas valencianas*, Universitat de València, València, 229 p.
- Yair, A. y Kossovsky, A. (2002): Climate and surface properties: hydrological response of small arid and semi-arid watersheds. *Geomorphology*, 42, 43-57.
- Yair, A. y Raz-Yassif, N. (2004): Hydrological processes in a small arid catchment: scale effects of rainfall and slope length. *Geomorphology*, 61, 155-169.

La hermandad entre erosión del suelo y agricultura no será para siempre

A. Cerdà¹, M. Burguet², S. Keesstra³, M.E. Lucas-Borja⁴, M. Prosdocimi⁵,
A. Novara⁶, P. Pereira⁷, E. Brevik⁸, J. Rodrigo-Comino⁹, César Azorin¹⁰,
M. Francos¹¹, X. Úbeda¹¹, E. Taguas¹², A. Giménez-Morera¹³,
L. Parras Alcántara¹⁴ y M. Pulido Fernández¹⁵

1. LA HERMANDAD EROSIÓN DEL SUELO Y AGRICULTURA

En septiembre de 1991, el profesor Rosselló inauguró la VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario en València con una conferencia magistral que marcó el futuro profesional de una generación de geógrafos físicos. En ese discurso, se apuntaba la estrecha relación entre los procesos erosivos y la actividad agrícola. Desde aquel momento la tarea de algunos de nosotros ha sido desgranar y descifrar esa hermandad. De aquella visión presentada en un marco de eminentes cuaternaristas, nació en algunos de nosotros la necesidad de estudiar mejor el proceso, los mecanismos, los factores. Y de medir, modelizar, y desentrañar el funcionamiento de esa rudimentaria maquinaria que arranca, transporta y sedimenta los materiales lentamente formados en el perfil edáfico.

2. LOS PIONEROS. CUATERNARIO, GEOMORFOLOGÍA Y BÚSQUEDA DE IDEAS (1975-1990)

Los estudios sobre erosión de suelo en España tienen su origen en el desarrollo profesional de investigadores dedicados al estudio del Cuaternario, los cuales progresivamente fueron incorporando a sus intereses científicos la medición de procesos geomorfológicos actuales. De ahí nacerán los primeros estudios que serán en gran parte publicados por la editorial *Geoforma* al calor del Instituto Pirenaico de Ecología con Teodoro Lasanta y José María García Ruiz, junto a José Arnáez Vadillo de la Universidad de la Rioja, como pilares en los que se sustentó la divulgación de los trabajos realizados. Esos esfuerzos, junto a los de otros como Mateo Gutiérrez

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, artemio.cerda@uv.es.

² Soil Physics and Land Management Group, Wageningen University, saskia.keesstra@wur.nl

³ Dept. Ciencia y Tecnología Agroforestal y Genética, Universidad Castilla-La Mancha, manuelesteban.lucas@uclm.es.

⁴ Dept. of Land, Environment, Agriculture and Forestry, University of Padova, massimo.prosdocimi@gmail.

⁵ Dipartimento di Scienze Agrarie e Forestali, University of Palermo, agata.novara@unipa.et.

⁶ Environment Management Laboratory, Mykolas Romeris University, paulo@mruni.eu.

⁷ Department of Natural Sciences, Dickinson State University, eric.brevik@dickinsonstate.edu.

⁸ Physical Geography, Universität Trier, s6jerodr@uni-trier.de.

⁹ Departamento de Geografía. Universidad de Málaga, s6jerodr@uni-trier.de.

¹⁰ Instituto Pirenaico de Ecología, cazorin@ipe.csic.es.

¹¹ Grup de Recerca Ambiental Mediterrània, Universitat de Barcelona, xubeda@ub.edu, mfrancos@ub.edu.

¹² Departamento de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, ir2tarue@uco.es.

¹³ Dept.de Economía y Ciencias Sociales, Escuela Politécnica Superior de Alcoy, angimo1@doctor.upv.es.

¹⁴ Departamento de Química Agrícola y Edafología, Universidad de Córdoba, qe1paall@uco.es.

¹⁵ Grupo de Investigación Geoambiental, Universidad de Extremadura, mapulidof@unex.es.

Elorza y José Luis Peña Monné permitieron la constitución de la Sociedad Española de Geomorfología al final de la década de los 80, además de la fundación de la revista *Cuaternario y Geomorfología*. De unos inicios titubeantes, y de escasa producción científica, se produjo un salto vertiginoso en los años 90. El contacto con investigadores extranjeros fue escaso, pero clave. Las enseñanzas de Adrian Harvey o John Thornes fueron fundamentales para la evolución posterior.

3. UNA DÉCADA DE APRENDIZAJE QUE OLVIDÓ LOS SUELOS AGRÍCOLAS (1991-2000)

La década de los 90 fue para los investigadores dedicados a los estudios de erosión un periodo de apertura al exterior, con proyectos nacionales y europeos que permitieron la llegada de nuevas ideas a través de investigadores de prestigio y que hicieron que un amplio número de grupos de investigación fuesen tutorizados en una nueva aproximación basada en la cuantificación, modelización, medidas a escala de pedón, ladera y cuenca de drenaje. Un buen ejemplo de esos contactos con grupos bien establecidos en el extranjero son las colaboraciones con Des Walling, Anton Imeson o Jean Poesen. Fueron años de intenso trabajo de campo, de estancias en otros centros de investigación para jóvenes investigadores nacionales y de formación para muchos otros ya asentados en universidades y centros de investigación. La formación geomorfológica hizo que se dedicara más tiempo a los estudios de la erosión en suelos forestales ya que era en ellos donde se pretendía estudiar el proceso erosivo y la alteración de éste por el fuego, el pastoreo, la agricultura itinerante o la gestión forestal. Todos recordamos la Tesis Doctoral de Purificación Ruiz Flaño que nos abrió los ojos a medidas experimentales, a los enlosados de piedras y a mediciones sencillas pero eficientes. Los 90s fueron años de apertura a las publicaciones internacionales, a congresos internacionales y la llegada de nuevos investigadores que cambiaron la forma de comunicarse y el estilo investigador al aparecer nueva instrumentalización, computarización, e internacionalización. Esto llevó a que algunos de esos investigadores realizaran sus trabajos en otros países y/o continentes. Ramón Batalla en Berlín, Carolina Boix en Ámsterdam, Artemi Cerdà en Tel-Aviv, Javier Casalí y José Alfonso Gómez en EEUU son algunos ejemplos. Pero esta prodigiosa década de los 90 dejó huérfanos los estudios sobre erosión en campos de cultivo.

4. LOS SUELOS AGRÍCOLAS EXISTEN E IMPORTAN (2001-2010)

Con el nuevo milenio la ciencia española se encuentra con un experto grupo de investigadores que publican asiduamente en las revistas más prestigiosas, nada que ver con la situación diez años atrás. Ese nutrido grupo de investigadores llevará la temática a una diversificación que permitirá derivar parte del esfuerzo a estudios en campos de cultivo. La reflexión fue generalizada: los estudios previos demostraban que las tasas de erosión en suelos forestales eran sostenibles, a excepción de las zonas afectadas por incendios forestales o sobrepastoreo. Esto era obvio en un territorio que había sido en gran parte abandonado y donde la recuperación forestal era evidente. Pero en las zonas agrícolas las tasas de erosión se mostraban extraordinarias. Allí donde se laboreaba el suelo se midieron tasas elevadas, muy lejos de la sostenibilidad, y donde aparecía el uso de herbicidas el problema aún era mayor. De ahí surgió el interés por desarrollar investigaciones dedicadas a desarrollar estrategias para reducir las pérdidas de suelo.

Si los geógrafos físicos habíamos sido cuaternaristas en los 1980, geomorfólogos en los 1990, agrónomos en los 2000, en la década siguiente seríamos ambientalistas.

5. BUSCANDO SOLUCIONES (2011-)

En estos últimos años los estudios sobre erosión han buscado no sólo caracterizar el problema, desentrañar el proceso, conocer los mecanismos...; ahora se pretende solucionarlo. Los geógrafos físicos hemos evolucionado hacia estudios aplicados que den soluciones a los usuarios, a los agricultores, a los forestales. No nos conformamos con medir las tasas de erosión, aplicamos el conocimiento para reducir el daño, y favorecer una gestión adecuada, sostenible y favorecedora de un medio perdurable.



Figura 1. Vista de las 83 parcelas de erosión monitorizadas en la estación experimental de El Teularet-Sierra de Enguera, Valencia. Allí se han cuantificado durante más de una década las pérdidas de suelo bajo distintos manejos, y en distintas áreas (1, 2, 4, 16, 48 m²) para conocer el efecto de la escala sobre la pérdida de agua y suelo.

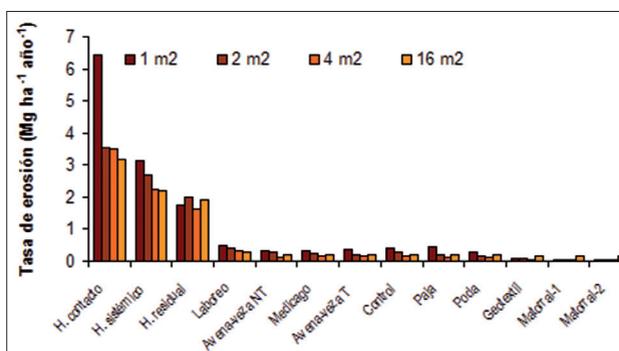


Figura 2. Erosión del suelo en parcelas de 1, 2, 4 y 16 m² en la estación experimental de El Teularet-Sierra de Enguera a lo largo del año 2004. Los suelos con tratamiento con herbicida son los que presentan mayores tasas de erosión, y se comprueba que la erosión se reduce con manejos alternativos.

6. EL DESARROLLO DE ESTACIONES EXPERIMENTALES COMO FUENTE DE INFORMACIÓN

La evolución de los estudios de erosión del suelo en España descrita anteriormente tienen un claro reflejo en el tipo de medidas, y su calidad y número. Se ha pasado de medidas realizadas de forma puntual como la profundidad de regueros, algunos puntos de medición con piquetas o parcelas aisladas, a una instrumentalización sofisticada

en la que funcionan instrumentos precisos y transferencia instantánea de datos para generar bases de datos amplias que permiten conocer la evolución espacial y temporal del proceso de erosión y de sus factores, especialmente los climáticos.

Un buen ejemplo de la evolución antes descrita es la red de estaciones meteorológicas del *Soil Erosion and Degradation Research Team* de la Universitat de València en el que cuatro estaciones meteorológicas completas en el Valle del Riu Cànyoles informan cada cinco minutos de la precipitación, temperatura del suelo y el aire, dirección y velocidad del viento, radiación solar, o humedad atmosférica y del suelo. Esto junto a mediciones mensuales de la cubierta vegetal y de fragmentos de roca, rugosidad o encostramiento permite determinar los factores de las tasas de erosión.

Una de las estaciones experimentales en las que se ha trabajado durante más de una década ha permitido conocer el efecto de la gestión agrícola en la erosión del suelo. Manejos con herbicidas, laboreo, no laboreo, abonos verdes, acolchados, geotextiles, matorral, bosque, o abandono han sido monitorizados en la Estación Experimental de El Teularet-Sierra de Enguera. Allí se ha prestado especial atención a la influencia de la escala de medición en la tasa de erosión (Fig. 1).



Figura 3. Sedimentación en campo de cítricos después de 180 mm día^{-1} ($50 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ día}^{-1}$) en Vallada, a la izquierda, y aplicación de acolchado de paja (75 gr m^{-2}) para reducir la pérdida de suelo en los viñedos del Celler del Roure, Valencia, donde la erosión se reduce en un orden de magnitud gracias a la protección que ejerce el acolchado.

Pero por encima del interés geomorfológico e hidrológico, hoy tenemos el objetivo de encontrar la forma de reducir la pérdida de suelo en manejos que no dejan cubiertas vegetales: herbicidas y laboreo. Y los hemos encontrado. Los manejos con acolchados, geotextiles, abonos verdes, abandono o matorral muestran tasas de erosión muy bajas y estudios rigurosos lo confirman (Cerdà et al., 2016), y si queremos la erosión se puede ya desligar de la agricultura. El fin de la hermandad entra la erosión y la agricultura depende de las políticas y los usuarios.

7. BIBLIOGRAFÍA

Cerdà, A., González-Pelayo, O., Giménez-Morera, A., Jordán, A., Pereira, P., Novara, A., Brevik, E.C., Prosdocimi, M., Mahmoodabadi, M., Keesstra, S., García Orenes, F. y Ritsema, C., (2016): The use of barley straw residues to avoid high erosion and runoff rates on persimmon plantations in Eastern Spain under low frequency-high magnitude simulated rainfall events. *Soil Research*, 54, 54-165. <http://dx.doi.org/10.1071/SR15092>.

CAPITULO II

SERRA D'ESPADÀ Y
VALLE DEL PALÀNCIA

Serra d'Espadà y Valle del Palància

Coordinadora: F. Segura Beltrán

Colaboradores: K. W. Butzer, E. K. Butzer, A. Camarasa Belmonte, M. J. Estrela Navarro, N. La Roca Cervigón, J. F. Mateu Bellés, C. Sanchis Ibor

OBJETIVOS

La Serra d'Espadà y el valle del Palància forman parte de las estribaciones orientales del sistema Ibérico (NNW-SSE). La tectónica distensiva pliocuaternaria fragmentó los relieves en bloques escalonados que descienden hacia la costa siguiendo la directriz catalánide (NNE-SSW). La Serra d'Espadà, durante la fase compresiva intraoligocena, adoptó la forma de un anticlinal. La cobertera mesozoica se desplazó hacia el norte y en la charnela del anticlinal se acumularon los materiales plásticos del Trías, lo que provocó numerosas extrusiones y contactos Keuper-Jurásico a lo largo del valle del Palància. Después de la formación de la penillanura fundamental, en la fase distensiva pliocena, los bloques fueron elevados como un horst. En los afloramientos triásicos dominan las areniscas rojizas del Bundsandstein (localmente rodено) sobre el Muschelkalk (calizas) y el Keuper (yesos). Esta litología confiere una coloración rojiza y una composición silíceo a sus suelos, lo que permite una vegetación de pino rodено y alcornoque. La sierra está fallada y compartimentada en pequeños valles, como los de Eslida, Aín y Veo. El valle del Palancia se formó como un sinclinal laxo, que en la fase distensiva de la orogenia alpina se fracturó en forma de semigraben. En la cuenca alta dominan los materiales arcillosos del Purbeck-Weald y las calizas del Malm; en la cuenca media, los materiales no extrusivos arcillosos y yesíferos del Keuper; en la cuenca baja, las extrusiones triásicas y las cubetas de conglomerados y arcillas miocenas. Es un valle accidentado con frecuentes escalones y montículos que alternan con un rosario de vegas que se suceden a lo largo de todo el valle (Bejís, Viver, Segorbe, Soneja, Sagunt, etc.).

El clima de la zona es claramente mediterráneo, con unas precipitaciones que oscilan desde los 600-700 mm anuales en el interior, hasta los 450 mm de la costa. Las lluvias, muy irregulares, tienen un acusado máximo otoñal en la zona costera, aunque hacia el interior aparece un pico secundario de primavera. Las temperaturas medias anuales oscilan entre los 12°C de la cabecera del Palància y la Serra d'Espadà y los 18-20°C de media en la franja litoral.

El riu Palància tiene un régimen perenne en cabecera –alimentado por acuíferos locales–, aunque se convierte en un río efímero en la cuenca baja, debido tanto a la desconexión con el acuífero general, como a la construcción de embalses (Regajo, 1959, 6 hm³; Algar, 2000, 6 hm³) y las detracciones para regadío.

Los objetivos del presente itinerario son los siguientes:

1) Serra d'Espadà

- Análisis de las transformaciones paisajísticas y ambientales
- El geosistema Serra d'Espadà
- Factores geobotánicos y estructura del alcornoque

- Transformaciones antrópicas del bosque de alcornoques
 - Las neveras de la Serra d'Espadà, indicadores de oscilaciones climáticas pasadas
- 2) Valle del Palància
- Alteraciones climáticas recientes
 - La hidrología mediterránea
 - La cuenca baja del Palància: las inundaciones
 - Cambios ambientales y antrópicos en la cuenca y en el cauce
 - Repercusiones en la morfología y en el perfil del cauce
 - Actuaciones antrópicas en el cauce: adecuación medioambiental

ITINERARIO

1. Aín

En esta parada se analizará la conformación del paisaje actual de la sierra. A lo largo de tres siglos, las diversas fases de ocupación y aprovechamiento de la sierra –expansión poblacional y crecimiento agrícola, disminución de la población y colapso de la agricultura– han desembocado en un paisaje dominado por la reforestación del alcornocal y de los pinares, aunque con un vacío demográfico importante. El alcornocal, símbolo distintivo de esta sierra, se extiende entre los 350 y 850 m s.n.m. y ha pasado por diferentes etapas. De ser un bosque adeshado aprovechado para la ganadería trashumante y la extracción de madera en los siglos XVIII y XIX, ha pasado a ser un alcornocal manejado en la actualidad.

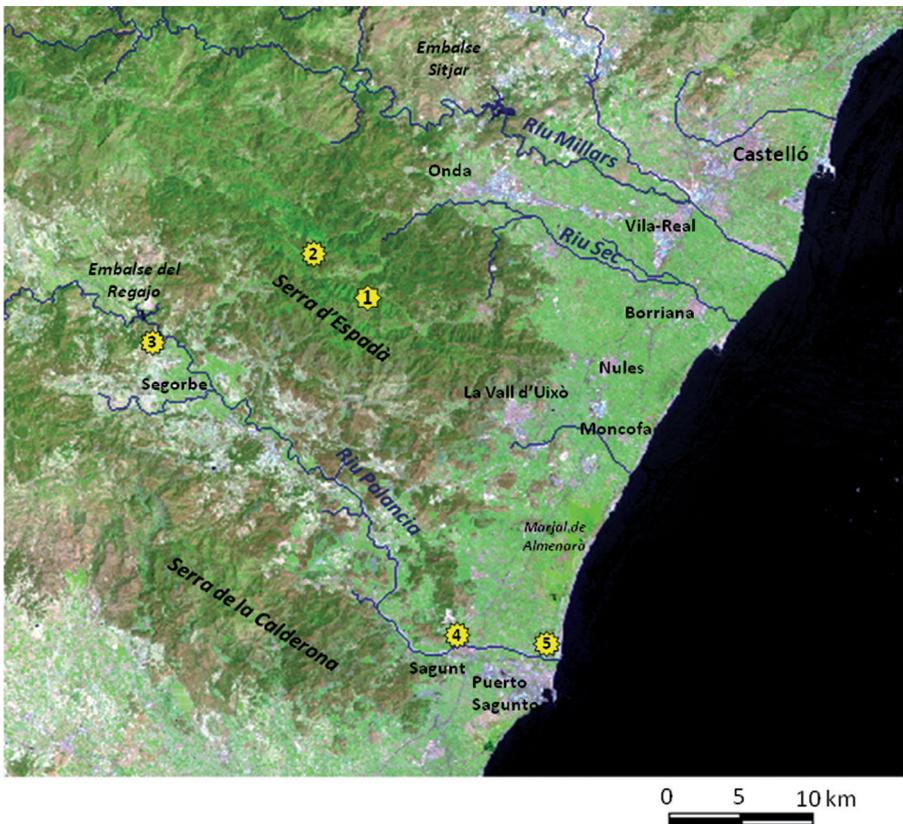
2. Algimia de Almonacid: las neveras de la sierra

Al igual que en otros espacios de la Península Ibérica, en siglos pasados el comercio de la nieve impulsó la construcción de neveras, pozos o casas de nieve en las montañas. La existencia y el abandono de dichas construcciones se han interpretado como un indicador de oscilaciones paleoclimáticas. El descenso de la temperatura durante la PEH justificó la proliferación de dichas construcciones. En la Serra d'Espadà se han inventariado 6 neveras, en un entorno en el que apenas nieva en la actualidad. La nevera de Algimia, situada a 730 m s.n.m. es un buen ejemplo de este tipo de construcciones, que en este caso, servía para abastecer los municipios de la Plana.

3. Navajas

En esta parada se van a explicar las características climático-hidrológicas de la cuenca y sus cambios recientes. La cuenca media del riu Palància tiene numerosas terrazas entre las que se encaja el río. Como un rasgo característico de este sector podemos destacar la presencia de toba. El acuífero alimenta lateralmente el río a través de la terraza del Pelistoceno medio, lo que favorece la formación de tobas y asegura el caudal perenne del río. El río se torna efímero en la cuenca baja, debido a la desconexión con el acuífero regional y a la construcción de embalses para el regadío. Las crecidas del Palancia, al igual que la mayoría de las ramblas mediterráneas, se caracterizan por ser de tipo *flash flood*, con hidrogramas muy apuntados. Las características de los episodios de lluvia, la intensidad, la conexión con el acuífero o las características geomorfológicas de la cuenca influyen tanto en la forma del hidrograma como en el volumen y el pico de escorrentía.

Por otra parte, las características climáticas de la cuenca han cambiado en las últimas décadas. Los patrones de cambio señalan un calentamiento más acentuado en las zonas de interior que en el litoral. Las precipitaciones presentan un ligero descenso en la cuenca alta (disminución de los frentes atlánticos), mientras que las producidas por masas de aire marítimo muestran un aumento generalizado, especialmente en el litoral.



Localización Itinerario Serra d'Espadà, Valle del Palancia
Imagen Landsat 5, TM, 26-7-2001, CC345. Fuente: USGS Earth Explorer.
Elaboración: M. J. López García.

4. Sagunt

Los cambios climáticos descritos en la parada anterior se reflejan claramente en el conjunto de la cuenca. A lo largo del siglo XX se observa un incremento de la superficie regada y de las zonas urbanizadas en la cuenca baja, mientras que en la cuenca alta, la disminución de la población ha conllevado el abandono de los cultivos, la desaparición de la ganadería y el incremento de la superficie forestal. El balance general de la cuenca es favorable a los procesos de reforestación, fenómeno que se ha visto ya en la Serra d'Espadà. Estas acciones indirectas sobre la cuenca, junto la acción antrópica directa sobre el cauce, mediante la extracción de áridos, y la construcción de embalses –con la consiguiente alteración del régimen, del volumen de escorrentía, del número y del pico de las crecidas– han producido una simplificación de las formas *braided* del lecho y una fuerte incisión en el perfil longitudinal.

Esta incisión ha influido directamente sobre las inundaciones de la cuenca baja. En el abanico aluvial formado a partir de Sagunt, el peligro de inundación ha cambiado con el tiempo. Hoy en día parece poco probable que se pudieran inundar algunas zonas descritas en las crónicas del siglo XVI. El dragado de los cauces para luchar contra las inundaciones y la extracción de áridos, han rebajado varios metros el cauce, lo que sumado a la erosión local ha puesto en peligro los cimientos de los puentes. Para evitar su colapso, se han producido obras de acondicionamiento tanto en Sagunt, como en la desembocadura.

5. Canet de Berenguer-Port de Sagunt

Los trabajos realizados en la cuenca baja han supuesto una fuerte alteración del cauce. La cimentación de los puentes para evitar su colapso ha dejado numerosos escalones en un perfil longitudinal fosilizado y carente de equilibrio, lo que imposibilita la restauración del río. Las obras, acometidas por la Confederación Hidrográfica del Júcar con fondos europeos, son un claro ejemplo de mala praxis en un momento en que la UE legisla a favor de renaturalizar los ríos.

Sociedad y ecología en Aín (1700-2000)

K. W. Butzer¹, E. K. Butzer¹ y J. F. Mateu²

La cuenca de la Rambla de Artana, en la Serra d'Espadà, fue el tema principal de un proyecto de investigación (1980-1987), dirigido por K. W. Butzer, dedicado al estudio de la interacción sociedad-medioambiente durante el periodo de más de 900 años de ocupación islámica y cristiana (Butzer et al., 1985; 1986; Butzer y Mateu, 1999). El programa consistió en la reconstrucción de cartografías de usos del suelo, investigación de archivos, exploraciones y excavaciones arqueológicas, reconocimiento geomorfológico completado con datos palinológicos y paleoetnobotánicos. En algunas fases, el escenario del trabajo se amplió a otros valles de Espadán, y también a la Plana, el Palancia y el Maestrazgo, e incursiones al Bajo Aragón (para la comprensión de la trashumancia), frecuentes visitas a archivos próximos y lejanos, etc. Como muestra del método de trabajo y de los resultados, se presenta una breve aproximación a las relaciones entre sociedad-entorno natural productivo en Aín, un pueblo del ducado de Segorbe repoblado tras la expulsión de los moriscos en 1609 (Butzer, 1990). Nuestro agradecimiento a cuantos apoyaron las distintas fases del proyecto.

1. CONSOLIDACIÓN DE UNA COMUNIDAD RURAL (1700-1830)

Durante el siglo XVIII, la población de Aín aumentó rápidamente (con tasas del 1'06 %), a pesar de algunos episodios de sobremortalidad o de baja natalidad. La población se dobló entre 1700 y 1751, y se triplicó hacia 1787. El crecimiento no fue solo endógeno, sino reforzado por la llegada de algunas familias. A mitad de siglo, Aín, perteneciente al ducado de Segorbe, cristalizó como una comunidad estable (tras la expulsión de los moriscos en 1609, y la lenta y difícil repoblación posterior), dedicada a la agricultura en una tierra muy pobre. Se construyeron nuevas casas, e incluso una calle nueva.

Al aumentar la presión sobre los recursos, el secano se amplió en la parte baja de las laderas mediante un complejo sistema de terrazas (a diferencia de la práctica anterior de los moriscos). Se aceleró la escorrentía pero hubo poca erosión del suelo; los cauces se encajaron como respuesta a la estabilización sedimentaria en las laderas. Hacia 1791, viñas, higueras y olivos ocupaban sitios hasta entonces cubiertos de alcornoques y malezas (Cavanilles, 1795, 136). En 1820 había tres pequeñas destilerías. Sin embargo, el comportamiento demográfico de las últimas décadas daba signos de agotamiento que se acentuó con la crisis del Antiguo Régimen, las guerras, las cargas fiscales y las revueltas antiseñoriales.

En síntesis, el periodo 1700-1830 fue un tiempo de gran transformación ambiental. El cultivo se expandió y las terrazas fueron rápidamente plantadas con una gran inversión en trabajo para construir nuevos secanos y huertas, mientras se aseguraban cosechas sostenibles.

¹ The University of Texas at Austin, karl.butzer@austin.utexas.edu.

² Departament de Geografia, Universitat de València, juan.mateu@uv.es.

2. INTENSIFICACIÓN AGRÍCOLA (1830-1936)

Cuando se extinguió el régimen feudal, los vecinos de Aín procedieron a explotar el monte sin las antiguas restricciones. Los registros de 1841-47 (Hacienda) muestran que la producción del corcho aumentó en 154 % en 1844; la producción de aceite, un 130%. La productividad aumentó con nuevas plantaciones y con mejoras agronómicas (poda, etc.). A fines de siglo había cinco almazaras. Fuera de las huertas tradicionales, también aumentó la producción del trigo a partir del agua de pequeñas fuentes recogida en pequeñas balsas y repartida por los estrechos campos aterrizados.

En las huertas, el maíz comenzó a ser desplazado lentamente por las hortalizas y trigo de verano para alimentación humana y de los animales domésticos. Con una densidad de más de 120 hab./km² de tierra cultivada, Aín experimentó una gran presión para alimentar a su gente. Una respuesta a los déficits fue una alimentación con más proteínas animales (con incremento del número de cerdos y gallinas) y el uso del maíz para pienso. Hubo además una expansión de las actividades ganaderas, acompañada de un cierto declive del número de pastores trashumantes (a partir de 1860). Con más cabras y ovejas, los vecinos de Aín se aseguraban un mayor abastecimiento de leche y queso.

A partir de 1860, cuando la filoxera comenzó a destruir las viñas en Francia y se produjo un incremento de la demanda de vino español, la gente de Aín comenzó a plantar viñas en las tierras comunales de la parte alta de las laderas. Pero las nuevas plantaciones eran incompatibles con el pasto. Hacia 1890 el viñedo había pasado de 20 ha a más de 250: Aín producía 250.000 litros de vino al año.

Entre 1825 y 1860 la población registró una tasa de crecimiento anual de 1'42 %, que se ralentizó al 0'33 % entre 1860 y 1877. Después la población comenzó a declinar. Antes del declive había 159 personas por km² de tierra cultivada. Hacia 1930 había 364 propietarios de tierras, pero 21 detentaban el 35 %. Muchas familias vivían en la pobreza y no participaron de la "fiebre del vino", que terminó hacia 1907 cuando la filoxera llegó a sus viñas. Aín se enfrentaba a una grave crisis. En diversas reuniones del consejo local se debatieron tres opciones:

- 1.- Vuelta a una economía mixta agrícola-ganadera
- 2.- Emigración a las ciudades
- 3.- Plantación sistemática de alcornoques (demanda de corcho)

Finalmente se acordó la alternativa del alcornoque. Cuando se abandonaron las viñas de la parte alta de las vertientes, se triplicó el área del alcornocal, hasta 350 ha. Las primeras extracciones de cocho en alcornoques plantados en 1915-18, no podían esperarse hasta 1927-30. Los rebaños de cabras tuvieron que reducirse drásticamente (por daños en los árboles más jóvenes). Esta opción no frenó, sin embargo, la emigración de jóvenes: entre 1895 y 1940, Aín registró una pérdida media de 6 adultos jóvenes por año.

La apuesta del corcho también entró en dificultades. En los años veinte se instaló en Esilda una empresa foránea que estableció un monopolio en el comercio del corcho. Así el corcho de Aín tuvo gran dificultad para su comercialización hacia 1930; hasta los monopolistas del corcho quebraron por la depresión económica que precedió a la Guerra Civil. Otros productos también cambiaron: cayeron los precios del trigo y la mala calidad del aceite limitaba las exportaciones. Hacia 1900

umentó la demanda de almendra, manzanas y cerezas. Hacia 1920 algunos olivares se sustituyeron por almendros, y comenzaron a plantarse frutales en las huertas. Por su parte, pimpollos de pinos comenzaron a recolonizar viñas abandonadas en la parte alta de las vertientes.

En síntesis, a lo largo de este periodo Aín se embarcó en un proceso vigoroso y flexible de intensificación agrícola, abierto a las fuerzas del mercado. Se completó la transformación de una *obra de la naturaleza* en un paisaje *obra del arte*. Esta transformación pudo realizarse sin síntomas evidentes de degradación, demostrando que una buena gestión puede contener los efectos nocivos y perversos de una radical transformación ecológica. Pero el coste social fue alto: drástica reducción demográfica, incremento de la desigualdad social, pobreza de la mayoría y una comunidad al borde de la desintegración.

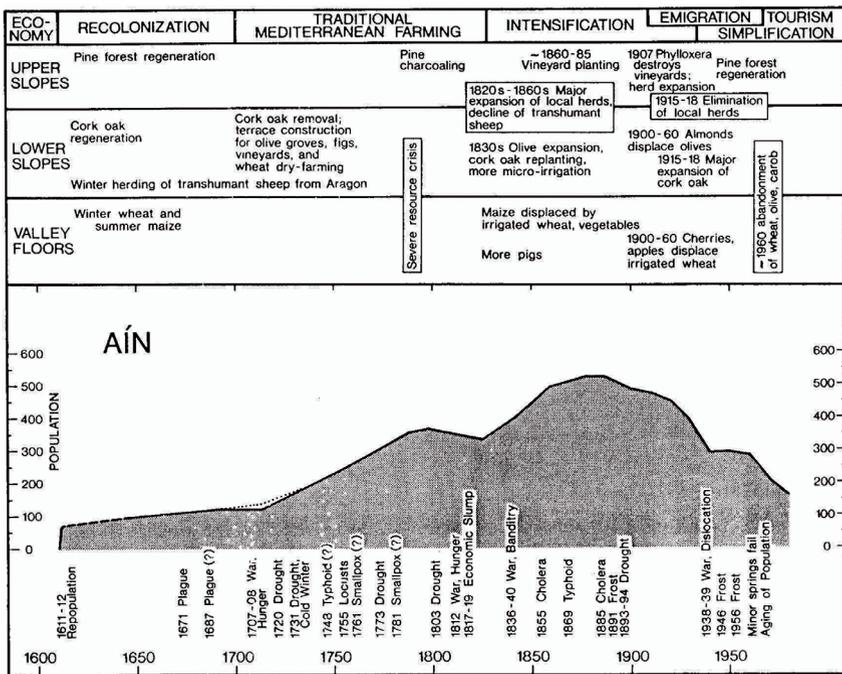


Figura 1. Tendencias demográficas y estrategias de adaptación al cambio en Aín desde 1610 (Butzer, 1990).

3. COLAPSO Y SIMPLIFICACIÓN: DESDE 1936

La Guerra Civil situó Aín en territorio republicano, pero sus ciudadanos estuvieron ideológicamente divididos por posiciones económicas. En julio de 1938, Aín fue tomado por las fuerzas nacionalistas, pero permaneció al alcance de los cañones del frente durante nueve largos meses (mujeres, niños y ancianos fueron evacuados a Onda). Tras la guerra hubo un momento de retorno de antiguos emigrantes, la población se estabilizó durante veinte años y se reactivó la agricultura. Pero el

declive de los ganados trashumantes y locales redujo el estiércol y la productividad agraria. Se introdujeron abonos químicos, pero aparecieron nuevas plagas. Las tierras improductivas fueron repobladas con *Pinus maritima*. Las heladas de 1946 y 1956 dañaron olivos y algarrobos. Hacia 1960 la agricultura comenzó a simplificarse: plantaciones de almendros, cerezos, manzanos y perales; desapareció el cultivo del trigo; se abandonaron los olivos marginales y también los rebaños locales.

Un cambio ecológico notable fue que las fuentes más pequeñas comenzaron a declinar hacia 1920, y cesaron por completo en los años sesenta. El agotamiento no puede ser atribuido a la deforestación; los informantes locales comentaron el declive de las nevadas invernales. La última gran nevada ocurrió en 1956; y las lluvias otoñales de los años ochenta no fueron suficientes para reactivarlas. Todo parece indicar un cambio hacia condiciones más cálidas y más secas que afecta especialmente a los micro-regadios de fuentes menores.

De 1960 a 1980, Aín perdió el 43 % de sus habitantes, muchos de ellos gente joven. El resultado fue el envejecimiento de la población. Para entonces Aín ya era accesible por carretera (finalización del túnel). En 1961-63 llegó la electricidad, agua potable y el saneamiento público. Después el deterioro urbano se detuvo (dotación de la nueva plaza y alrededores, edificios de pisos). En verano y fines de semana regresaban a Aín antiguos emigrantes con sus familias.

En ese tiempo, el bosque se hizo más espeso y maduro sobre antiguas viñas, campos abandonados y terrazas desmoronadas. El ciclo de transformación ambiental se invirtió y la agricultura se convirtió en una ocupación secundaria. La población en 1980 cayó al nivel de 1730. El entorno de Aín no puede soportar a su gente, pero el esmero puesto en su mantenimiento otorga belleza escénica a las tierras productivas que ahora atraen a los visitantes. Hay aquí una lección: que las circunstancias económicas pueden forzar a sus habitantes a alterar, e incluso a transformar su entorno ambiental; tales cambios, sin embargo, no son necesariamente nocivos, y la sustitución completa de un paisaje natural por uno agrícola necesita no deteriorar su productividad, estabilidad o la capacidad del ecosistema para recuperar un estado más primigenio.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Butzer, K. W. (1990): The Realm of Cultural-Human Ecology: Adaptation and Change in Historical Perspective. En: Turner II, B. L. et al. (Eds), *The Earth as Transformed by Human Action. Global and Regional Change in the Biosphere over the past 300 years*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 685-701.
- Butzer, K.W., Mateu, J.F., Butzer, E. K. y Kraus, P. (1985): Irrigation agrosystems in eastern Spain: Roman or Islamic origins?. *Annals of Association of American Geographers*, 75, 479-509.
- Butzer, K.W., Butzer, E.K. y Mateu, J.F. (1986): Medieval Muslim communities of the Sierra de Espadán, Kingdom of Valencia. *Viator: Medieval and Renaissance Studies*, 17, 339-413.
- Butzer, K.W. y Mateu, J.F. (1999): Pleistocene versus Holocene: Geomorphological Change in a small but steep Watershed of Mediterranean Spain. En: *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial M.P. Fumanal*, València, Universitat de València, pp. 97-111.

El alcornoque antropizado de la Serra d'Espadà

N. La Roca Cervigón¹, I. Villanova Maño¹ y J. F. Mateu Bellés¹

1. INTRODUCCIÓN

La Serra d'Espadà, tierra de alcornoque, acoge la asociación *Asplenio onopteridis-Quercetum suberis* (Costa, 1986), pero no reúne todas las condiciones de su óptimo ecológico. Como el alcornoque, la vid es amante de los suelos bien drenados y, dependiendo de plagas o de la demanda económica, ha habido épocas en que se favoreció la viña arrancando alcornoques (Cavanilles, 1795) y viceversa con la filoxera (1905-06). En el momento actual el alcornoque en el Parque Natural d'Espadà experimenta una fase generalizada de degradación debido al abandono del monte y a la aridificación del clima.

2. UNOS ALCORNOCALES DE INDUDABLE INTERÉS BOTÁNICO Y FORESTAL

El alcornoque en Espadà representa para los fitosociólogos el estadio de madurez de la vegetación natural potencial sobre sustrato no calcáreo. Fue encuadrado en la serie termo y mesomediterránea, subhúmeda, *Asplenio onopteridis-Querceto suberis sigmetum* (Rivas-Martínez, 1987, Costa *et al.*, 2005) endémica del territorio valenciano, de la que una primera etapa de sustitución sería el brezal-piornal y una segunda, el jaral, entrañando también el bosque mixto con *Pinus pinaster* o *P. halepensis* una fase de degradación (Costa *et al.*, 2005). En la interpretación geobotánica ofrecida en *Los bosques ibéricos*, se señala que encinar y alcornoque son “de los ecosistemas naturales más complejos y maduros del territorio” y que, sin embargo, no existen prácticamente bosques naturales de referencia para estudiar su estructura o su composición florística, hecho sobre el que ya alertó Rivas Goday en 1956 (Gómez Manzanique, 1997) y respecto al cual Espadà no es una excepción. El mapa forestal de España a 1:200.000 (Ruiz de la Torre, 1994) registra las manchas reales de alcornoque, así como su grado de pureza o mezcla, y solo un par de manchas en Espadà son puras. La mayoría de ellas manifiesta un mayor o menor grado de pinarización, y un número menor encierra una mezcla de alcornoque con carrasca y algún pino.

3. FACTORES GEOBOTÁNICOS DEL ALCORNOQUE DE ESPADÀ

El alcornoque es una especie terciaria (oligoceno-miocena) mediterránea que sobrevivió al frío glacial y que hoy tiene su óptimo ecológico de la península en su parte suroccidental (Magri *et al.* 2007). Cuenta entre nuestras especies forestales más termófilas pues aguanta medias anuales de hasta 19°C, aunque prefiere 16-13°C, y necesita en el mes más frío medias superiores a 4-5°C. No tolera los climas continentales, y su óptimo de precipitación es de 700-800 mm anuales de los cuales 120-200 mm estivales (Montero y Cañellas, 2003). En la Serra d'Espadà se extiende más o menos entre 350 y 850 m de altitud y de 40° N 00° 27' 36" W a 39° 48' N 00° 12' W y, conforme se adentra en el territorio, aumenta su cota inferior a 400-450 m

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, neus.la.roca@uv.es, igvims@alumni.uv.es, juan.mateu@uv.es.

s.n.m., en Chóvar, Almedíjar, Ayódar y algo más, en su extremo oriental, buscando la mayor humedad. Porque Espadà, biotopo ideal desde el punto de vista térmico siempre que no se superen los 800-850 m de altitud (16-13°C), no reúne los requisitos de precipitación, ni por el total anual (440-500 mm; con 500-550 mm de EVT), ni por su reparto estacional (solo 60-100 mm estivales) y el alcornoque sobrevive aquí gracias a criptoprecipitaciones, por cuantificar, aportadas por nieblas procedentes del mediterráneo con flujos húmedos de levante (Pérez Cueva, 1994). Esta posición límite le hace preferir la umbría, siguiendo la ley de la constancia relativa del biotopo de Walter. Por lo demás, como buena calcífuga y amante de suelos bien drenados, encuentra localidades adecuadas en la Serra sobre los afloramientos permotriásicos de areniscas del Buntsandstein y sobre pizarras y cuarcitas paleozoicas, y entre los factores explicativos de su perduración aquí, destacan las fuertes pendientes a las que se ve así satisfactoriamente abocado, con mucha frecuencia superiores a 30° (MDT25m_640 IGN), puesto que éstas reducen la competencia de otros aprovechamientos.

4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DEL ALCORNOCAL EN EL EJEMPLO DE MOSQUERA

Mosquera es una finca privada, de alcornocal, de unas 175 ha, sita en el municipio de Azuébar y destinada en los últimos 155 años ininterrumpidamente a la saca de corcho. Como mancha “pura” de Espadà, ha recibido mucha atención por parte de botánicos valencianos y la escogimos para investigar la estructura, ecodinámica y diversidad del alcornocal con el método cuantitativo de inventariación de fanerófitas y caméfitas de Cámara y Díaz del Olmo (2013), consistente en una adaptación del método Gentry (1988) a nuestras latitudes. Los resultados en La Roca y Hurtado (2011) fueron interesantes en tanto que revelaron hasta qué punto la estructura de este alcornocal (Fig. 1) nos hablaba de su gestión histórica. La altura de la formación es de 5 a 10 m con algún árbol emergente, menor de lo común para el bosque esclerófilo mediterráneo (Smithüsen, 1961; Gómez Manzaneque, 1997). Su cobertura es media-baja en función de la pendiente, de la profundidad del suelo y de la actividad humana, de manera que la formación arbórea no muy tupida favorece, en suelo fresco, el desarrollo del matorral alto principalmente de *bruc* (*Erica arborea*, *E. scoparia*) y en los claros crecen aliagares y jarales. El arbolado de umbría es claramente más frondoso y diverso que el de solana (Villanueva, 2013) y la diversidad florística de leñosas se concentra en ambos casos en los estratos inferiores, con menos de 1,5 m de porte. El análisis de los troncos de diámetro altura pecho (DAP) superior a 2 cm, dio resultados reveladores, pues la población de troncos más finos (DAP < 32 cm) refleja un bosque mixto esclerófilo (carrasca-alcornoque), mientras que los árboles de tronco más grueso (DAP 32-72 cm) componen el alcornocal puro. Curiosamente falta la talla DAP 62-67, prueba de la tala indiscriminada para leña y carbón durante la postguerra. El manejo secular eliminó intencionadamente toda competencia al alcornoque, arrancando carrascas, pinos y hasta otros alcornoques cuando estos crecían demasiado próximos. Además destruía regularmente la *malea* cuando en turnos de 10/11, y más tarde 12/14 años, se desbrozaba el bosque para el descorche y se vendía por camiones (Vidal, 2007) a los hornos de cerámica de la contornada. En definitiva, para la explotación del corcho se conforma y se mantiene un alcornocal puro, con estructura de *bosque parque*, más abierto en solana (Fig. 1).

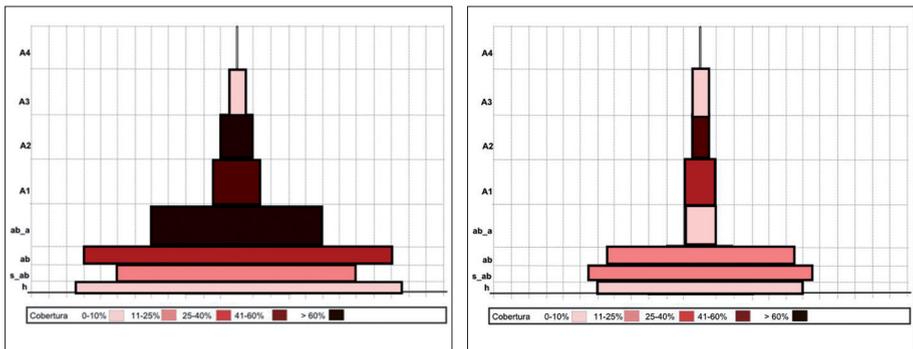


Fig. 1 Estructura del alcornoque de umbría (izquierda) y solana (derecha) en Mosquera. La longitud de la barra indica el número de especies leñosas, su posición en ordenadas el estrato que representa (de herbáceo h a arbóreo 3 A3) y la gradación de color, el grado de cobertura desde 0 a 10% a > 60%.

5. EL FACTOR HUMANO DEL ALCORNOQUE DE ESPADÀ

El aprovechamiento del corcho a pequeña escala se remonta en Espadà al menos a época islámica (Butzer *et al.*, 1985) y hasta el siglo XIX no asoma el interés industrial (Vidal, 2007). Mientras que en el siglo XVIII Cavanilles se congratula de que los vecinos de Aín “plantaron viñas, higueras y olivos en los sitios que estaban cubiertos de alcornoques y maleza”, en 1850 Madoz informa en la voz Azuébar del cultivo del alcornoque: “... asperezas y desigualdades, y en ellas la mano infatigable de sus moradores ha sustituido al monte bajo y maleza que antes le cubrían, [por] hermosos plantíos de viñas, olivos, higueras y alcornoques”. El impulso industrial del corcho irrumpió en la Serra desde l’Empordà (Girona), donde desde mediados del XVIII se desarrollaba una industria que, al cobrar ímpetu en el primer tercio del siglo XIX, reclamó ampliar el área de procedencia de la materia prima y fomentar replantaciones, muchas veces a costa de viñedos atacados por la filoxera (Lledó *et al.* 2002). Es entonces cuando Mosquera, incorporada a dicha industria de la mano de un empresario catalán que la compra (Vidal, 2007), inicia su transformación. De alcornoque adehesado (La Roca y Hurtado, 2011) destinado a alojar estacionalmente ganadería transhumante, y también a la extracción de madera para carbón, leña, ... lo común a lo largo de los siglos XVIII y XIX que dejó los montes en un estado lamentable (Laguna *et al.*, 2002), se trueca en la umbría en el denso alcornoque “cultivado” que en 1907, 46 años más tarde, describe el médico higienista Rafael Cervera Barat, cuando además afirma “nos encontramos a 430 metros de altitud. Allí termina el cultivo del olivo y empieza el del alcornoque”. El alcornoque tarda unos 25-30 años en alcanzar el tamaño apto para el desbornizado (DAP 19-22 cm). En muchos lugares en la Serra d’Espadà la siembra de alcornoque fue, como anteriormente en Cataluña, a costa de la viña atacada aquí por la filoxera desde 1905-1906, y todavía hoy se descubre bancales de alcornoques (Artana, Aín, Eslida). En la postguerra se arrancaron muchos árboles para leña y carboneo en toda la sierra, no solo en Mosquera, y en Almedijar (Mosquera) queda memoria de dos siembras regeneradoras subsiguientes, siguiendo un patrón de distribución en alineaciones diagonales a las curvas de nivel, aun reconocible en la foto aérea de 1956 (La Roca y Hurtado, 2011).

6. CONCLUSIÓN

El alcornocal real de Espadà “puro”, resulta de eliminar durante 155 años toda competencia al árbol y de sembrar de bellota, y en su renovación “natural” es un bosque mixto de carrasca y alcornoque. Integrado por una especie terciaria termófila que subsiste aquí en su límite de humedad, aún manejado, manifiesta clara disimetría solana/umbría y es más frondoso y más diverso en leñosas en la umbría. A lo largo de la historia se han sucedido en la sierra periodos de menoscabo y de mejora del alcornocal y hoy impera el abandono que junto con la aridificación climática lo aboca a una pinarización.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Butzer, K. W., Butzer, E. K., Miralles, I. y Mateu, J. F. (1985): Una alquería islámica medieval de la Sierra de Espadán. *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, 61, 305-365.
- Cámara, R. y Díaz del Olmo, F. (2013): Muestreo en transecto de formaciones vegetales de fanerófitos y caméfitos (I). Fundamentos metodológicos. *Est. Geográficos*, 74.
- Cervera Barat, R. (1907): Por la Sierra de Espadán. *El Mercantil valenciano*, 27 de Junio de 1907.
- Costa, M. (1986): *La vegetación en el País Valenciano*, Universitat de València, pp. 132-137.
- Costa, M., Aguilera, A., Soriano, P., Guemes, J., Mulet, L., Riera, J. y Fabregat, C. (2005): *Vegetación y Flora de la Sierra de Espadán*, Fundación Bancaixa, Valencia. 384 pp.
- Gentry, A. H. (1988): Changes in plant community diversity and floristic composition on environmental and geographic gradients. *Ann. Miss. Bot. Garden*, 75, 1-34.
- Gómez Manzaneque, A. (1997): *Los bosques ibéricos*. Ed. Planeta, Barcelona, 572 p.
- Laguna, E., Cebrián, R. y Galiana, F. (2002): Los árboles singulares en el medio natural valenciano durante la Ilustración. En: Mesa redonda “Los montes valencianos” tema: Los árboles de la ilustración en el paisaje forestal, Real Sociedad Económica de Amigos del País, Valencia, 521-548.
- La Roca, N. y Hurtado, A. (2011): Estructura del alcornocal de Mosquera tras un aprovechamiento secular (Serra d’Espadà, Castellón, España). *Cuadernos de Geografía*, 90, 169-186.
- Ledó, D., Espadale, J. y Martí, Á. (2002): *El Suro*, Terrassa, Museu de la Ciència i de la Tècnica de Catalunya, Col·lecció biodiversitat i tecnodiversitat, 1, 64 pp.
- Magri, D., Fineschi, S., Bellarosa, R., Buonamici, A., Sebastiani, F., Schirone, B., Simeone, M. C. y Vendramin, G. G. (2007): The distribution of *Quercus suber* chloroplast haplotypes matches the palaeogeographical history of the western Mediterranean. *Molecular Ecology*, 16, 5259-5266.
- Montero, G. y Cañellas, I. (2003): *El alcornoque. Manual*, Mundi-Prensa, 103
- Pérez Cueva, A.J. (1994): *Atlas climático de la Comunidad Valenciana*, GVA, 205.
- Rivas-Martínez, S. (1987): *Mapa de series de vegetación de España*, Min. Agr. Pes. y Alim., Madrid, 268
- Ruiz de la Torre, J. (1994): *Mapa forestal de España*, Hoja 8-7, Min. Agr., Pes. y Alim., Madrid, 134 pp.
- Smithüsen, J. (1961): *Allgemeine Vegetationsgeographie*, de Gruyter, Berlin, 262 pp.
- Vidal González, P. (2007): *Mosquera*. Publicacions de la Diputació de Castelló, 112 pp.
- Villanova, I. (2013): *Caracterización del alcornocal de la solana de Mosquera con el método MIFC*, TFG, Dept. Geografía. UVEG.

El trasfondo climático de las neveras de la Sierra de Espadán

J. F. Mateu Bellés¹ y N. La Roca Cervigón¹

En los años sesenta del siglo pasado, algunos geógrafos (Capel, Planhol, etc.) explicaron el total abandono de los pozos de nieve en las montañas mediterráneas y la desaparición del comercio asociado. Neveras, pozos y casas de nieve, cavas o ventisqueros guardaban la memoria de una remota actividad económica. En las décadas siguientes estas arquitecturas, algunas muy grandes y sólidas, han sido objeto de inventarios y de investigación archivística. Poco a poco se ha reconstruido la compleja organización del comercio de nieve y hielo en sociedades tradicionales, mientras pozos significativos se han rehabilitado y puesto en valor como recursos territoriales. Así ha sucedido en el caso valenciano (Cruz y Segura, 1996; Boira, 2012).

Mientras tanto la Pequeña Edad del Hielo (PEH) se estaba convirtiendo en tema de investigación para la mejor comprensión del cambio climático. Desde esta perspectiva los pozos de nieve son indicadores paleoclimáticos fenológicos (Querreda y Obiol, 1990). Las construcciones no informan de la frecuencia de las nevadas ni de la cantidad de nieve caída, ni tampoco permiten reconstruir series anuales y homogéneas. No obstante en la medida que ha ido avanzando la labor archivística y se dispone de otras informaciones (dendrocronología, glaciología, etc.), las neveras suministran mayor luz sobre el trasfondo climático en el que se construyeron, funcionaron y se abandonaron.

1. LOS POZOS DE NIEVE DE ESPADÁN

En la sierra de Espadán se han inventariado seis neveras (Cruz-Segura, 1996; Boira, 2012), de planta circular, emplazadas en umbrías, a unos 800 m s.n.m., para abastecimiento de la Plana (aunque allí preferían el hielo venido de Penyagolosa) y del valle del Palancia (Fig.1). Dos pozos (Cuatro Caminos y Castro) fueron construidos en el siglo XVII y los restantes (Algimia, Carro, Talaia y Oret) en el siglo XVIII. Una nevera (Algimia) se halla en buen estado de conservación; dos (Castro y Cuatro Caminos) han sido restauradas recientemente; las tres restantes presentan partes deterioradas.

La nevera de Algimia (730 m s.n.m.) se localiza en el alto del puerto de la Nevera, junto a la carretera de Alcedia de Veo a Algimia de Almonacid. El pozo tiene 9'60 m de diámetro interior; una altura de 11 m y una capacidad estimada de 800 m³. El depósito, orientado al NE, tiene puerta lateral y una obertura circular en la bóveda de la cubierta que facilita el llenado. El pozo se debió construir en el siglo XVIII; muchas décadas después un cronista provincial señalaba que aún solían "llenarlo algunos años para espenderla en la época del verano en Castellón y Onda" (Mundina, 1873, 44).

La de Cuatro Caminos o de Ximeno (Villamalur), a 880 m s.n.m., ya se menciona en 1670. Orientado al NE, el pozo tiene un diámetro de 9'60 m, unos 12 m de profundidad y una capacidad de unos 900 m³; la cubierta se apoyaba sobre dos arcos

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, juan.mateu@uv.es, neus.la.roca@uv.es.

paralelos. La nevera disponía de dos puertas de acceso, una muy desfigurada hacia el sur y otra al norte a la que se accedía por una trinchera excavada en el talud. Sirvió para el avituallamiento de la Plana, incluso para suplir déficits de los pozos de Penyagolosa.

Por su parte, la nevera de Castro (Fondegulla) se localiza a 820 m s.n.m., al NE del pico de la Nevera. Tiene 6 m de diámetro, 12 de altura hasta la falsa cúpula, y unos 300 m³ de capacidad. El pozo cuenta con tres puertas de medio punto, y dos oberturas más. El destino del hielo fueron los pueblos más cercanos de la Plana, e incluso Sagunt.

Los otros tres pozos (Oret, Talaia y Carro) completaban la red de una sierra que no reúne las condiciones térmicas y pluviométricas tan favorables para la nieve como el macizo del Penyagolosa o el entorno de Morella. Pero parte de Espadán era más accesible, especialmente para la Plana más cercana. Probablemente para atender mejor oscilaciones de la demanda, las neveras de Espadán, con destino comercial, se construyeron en umbrías lejos de las villas, con depósitos de mayor capacidad que las neveras más pequeñas y urbanas de los pueblos del Maestrat, preferentemente dedicadas al autoconsumo local.

2. EL TRASFONDO CLIMÁTICO DE LA PEH

La elevada variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones producen un auténtico mosaico de regímenes estacionales en la Península Ibérica, con áreas donde la estación más lluviosa y la más seca pueden ser prácticamente cualquiera de las cuatro estaciones (Martín Vide, 2009). La complejidad se incrementa a la hora de la reconstrucción climática durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH), un episodio de alcance global, caracterizado por una acusada bajada de las temperaturas, frecuentes y fuertes heladas, y régimen irregular de las precipitaciones. Los contrastes sequías-lluvias copiosas-riadas se acrecentaron en tierras mediterráneas (González Blanco y López Bermúdez, 2009). La PEH actuó de trasfondo natural relevante para muchas actividades humanas.

La climatología histórica ha permitido establecer ciertas pulsaciones a lo largo de la PEH a partir de informaciones sobre nevadas catastróficas e inviernos muy rigurosos (ríos y albuferas helados), procedentes de archivos, dietarios, libros de viaje, cuentas de explotaciones, etc. También se han documentado episodios extremos de gran energía (avenidas, encharcamientos, etc.). El comercio de nieve “se desarrolló durante un periodo climático con temperaturas en general más bajas que las actuales, pulsaciones húmedas y una notable variabilidad. Las reconstrucciones últimas de la temperatura media del hemisferio norte no dejan duda acerca de la relativa frialdad, por comparación al siglo XX, y sobre todo con sus dos últimas décadas. La variedad climática de España pudo dar lugar a años nevados en unas regiones y con poca presencia del blanco elemento en otras” (Martín Vide, 2009, 41). En consecuencia se imponen ciertas cautelas en las correlaciones a escala local y regional.

3. RED DE NEVERAS

Si bien las neveras tienen un trasfondo climático, la información archivística sobre los pozos relata una actividad humana (el comercio de nieve). Salvo contadas

excepciones (como las dos neveras del cabildo de la catedral de Las Palmas de Gran Canaria) las noticias no suelen ser homogéneas y continuas, pero son de gran valor cualitativo. La arquitectura del pozo tiene un importante trasfondo climático (altura s.n.m., localización, exposición, capacidad, etc.) como han interpretado Quereda y Obiol (1990), Cruz y Segura (1996) o Boira (2012). De otra parte, el comercio no se sustentaba en un único pozo sino en una red de neveras. En esta línea se apuntan algunas cuestiones:

a) Las neveras de la sierra se localizan en umbrías, a la sombra de picos destacados. La recogida de nieve no se circunscribía al entorno más cercano del pozo, sino que se ampliaba a los nichos nivosos más resguardados durante los días siguientes. Durante varias jornadas se efectuaba el llenado, un trabajo duro, fuera y dentro del pozo. Esta labor ocupaba muchos brazos en la estación invernal.

b) Las neveras de Espadán, junto con Penyagolosa e incluso Valdellinares, formaban parte de la red de avituallamiento de la Plana. Al respecto resulta muy significativo lo sucedido en 1680, un año sin nevadas en Penyagolosa, por lo que Castelló de la Plana buscó su abastecimiento en Espadán, donde había un pozo lleno, muy probablemente de nieve *vieja* del año anterior (Boira, 2012, 459). La gestión comercial de la red de pozos ¿era de ciclo anual o podía haber algún pozo de reserva para un segundo año seco, de pronóstico incierto? El ejemplo de 1680 referido por Boira sugiere cierta adaptación a la irregularidad interanual de la PEH.

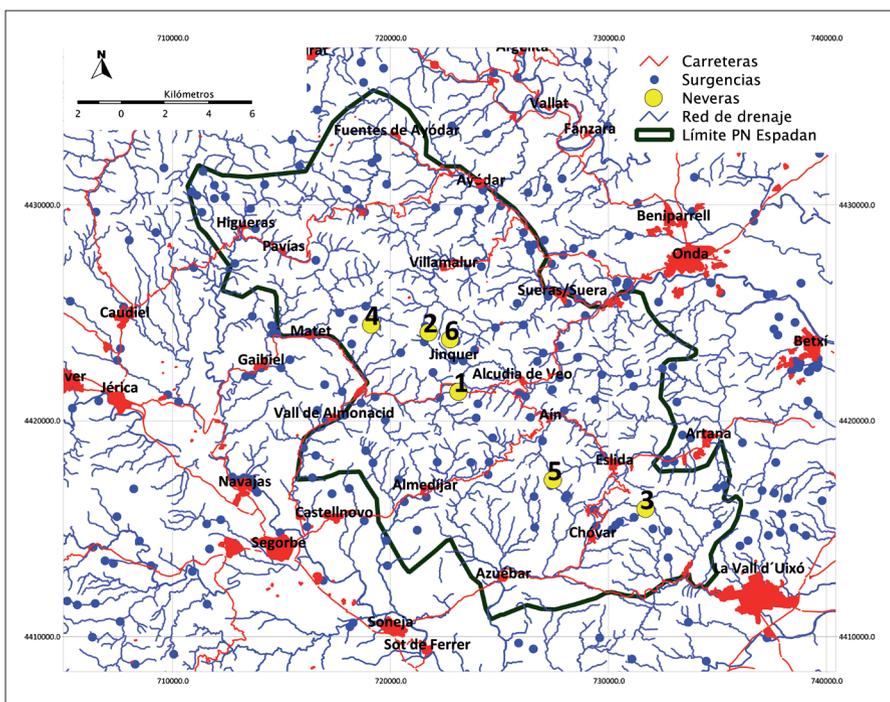


Figura 1. Localización de las neveras del Parque Natural de Espadà.
Neveras de: 1 Algimia, 2 Cuatro Caminos, 3 Castro, 4 del Carro, 5 l'Oret y 6 la Talaia.

c) En momentos de agotamiento de las reservas ordinarias, el comercio de nieve adoptaba medidas excepcionales. Así la ciudad de Alicante (en 1722) se dirigió al puerto de Benicarló donde compró hielo procedente de Benifassà y Catí: en el primer cargamento se expidieron 220 arrobas metidas en cajones revestidos de corcho; otro barco con 196 arrobas tuvo grandes dificultades a causa de un temporal de levante; y un tercero salió con 280 arrobas. Por su parte, en junio de 1839 (guerra carlista), la ciudad de Castelló se abasteció de nieve traída de Alicante (Boira, 2012). Es conocido que hielo embarcado en Barcelona sirvió para abastecimiento puntual de Palma de Mallorca. Tales ejemplos subrayan el carácter comercial de una actividad destinada, muy a menudo, a los grupos sociales más privilegiados.

d) Boira (2012, 111-114) ha documentado diversas iniciativas de los síndicos de Castelló de la Plana para la compra o construcción de una nevera municipal, preferentemente en Penyalgosa. Aunque ninguna prosperó, son muy sugerentes las gestiones efectuadas en 1670 para construir un pozo para hielo en la Serratella. Esta villa no puso ningún impedimento para que los síndicos pudieran *hacer el pozo y balsas donde poner agua para que se haga hielo* e incluso les ofrecía el agua necesaria procedente de una fuente cercana para hacer el hielo en las balsas

4. CONCLUSIÓN

En las últimas décadas, ha habido un gran avance en el estudio del comercio de la nieve en el territorio valenciano, y en el inventario de los pozos de nieve. Gracias a estas loables iniciativas, se conoce mejor el trasfondo climático de unas arquitecturas que forman parte del patrimonio de nuestras montañas. Los inviernos fueron más fríos, ya sea húmedos o secos (con gran variabilidad interanual). A escala local aún falta una síntesis de las distintas fases paleoclimáticas y una interpretación de la gestión integrada de la red comercial de pozos

5. BIBLIOGRAFÍA

- Boira, P. (2012): *Les neveres de la província de Castelló: L'ús i el comerç de la neu a les comarques castellonenques*, Ajuntament d'Ares del Maestrat, Vinaròs.
- Cruz, J. y Segura, J.M. (1996): *El comercio de la nieve. La red de pozos de nieve en las tierras valencianas*, Generalitat Valenciana, Valencia.
- González Blanco, A. y López Bermúdez, F. (2009): La construcción del pozo de Caravaca (Murcia) en 1718 y su interés como indicador climático. En: Cruz, J. (Coord): *El comerç del fred. Actes del II Congrés Internacional al voltant de la utilització tradicional del gel i la neu*, Diputació de València, València, 245-252.
- Martín Vide, J. (2009): El marco climático del moderno comercio del frío. En Cruz, J. (Coord): *El comerç del fred. Actes del II Congrés Internacional al voltant de la utilització tradicional del gel i la neu*, Diputació de València, València, 39-42.
- Mundina, B. (1873): *Historia, Geografía y Estadística de la provincia de Castellón*, Imp. Rovira Hermanos, Castellón.
- Quereda, J. y Obiol, E. (1990): Glacières et puits à neige dans la région de Castelló de la Plana: indicateurs paléoclimatiques phénologiques. *Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 61, 285-304.

Cambios morfológicos recientes en el cauce del río Palancia: regeneración fluvial en contextos de déficit sedimentario¹

C. Sanchis Ibor² y F. Segura Beltrán³

1. INTRODUCCIÓN

El río Palancia experimentó, durante las décadas de 1970 y 1980, un intenso proceso de extracción de gravas que arrasó por completo las formas naturales del río. No obstante, a finales de la década de 1980, esta actividad fue prohibida por la administración, y el río inició un proceso espontáneo de regeneración. Este proceso ha sido lastrado por las condiciones de déficit de sedimento observadas en la cuenca del Palancia y por diversas actuaciones de “limpieza” y “acondicionamiento” desarrolladas por el organismo de cuenca. En las siguientes líneas, examinamos estos procesos de cambio en la planta del cauce, así como los factores que han condicionado su evolución reciente.

2. LA RECUPERACIÓN DE LA CUBIERTA VEGETAL EN LA CUENCA DEL PALANCIA

A lo largo del siglo XX se han documentado numerosos cambios de usos del suelo en la cuenca (Sanchis *et al.*, 2015). Entre 1956 y 2008, la fuerte urbanización de la llanura costera ha producido un incremento de la superficie regada y de las zonas urbanizadas, mientras que en la cuenca alta, la disminución de la población ha conllevado el abandono de los cultivos, la desaparición de la ganadería y el incremento de la superficie forestal. El balance general de la cuenca es favorable a los procesos de reforestación, con un incremento del bosque (de 6.605 ha a 23.548 ha) y una ligera disminución del matorral (de 50.524 a 43.387 ha). Los cultivos de secano han disminuido, pero en cambio la superficie arbolada de regadío ha aumentado, por lo que el balance final de cultivos arbóreos es ligeramente negativo (de 13.031 a 11.572 ha). Todos estos cambios de usos muestran una tendencia hacia una ligera disminución de la escorrentía y de la generación de sedimento en la cuenca.

3. LOS CAMBIOS EN LA HIDROLOGÍA

En la cuenca de drenaje existen dos aforos con series largas: Sot de Ferrer (659 km²) que cubre el período 1914-1943 y Fuente del Baño (478 km²), que abarca el período de 1945-2010. El segundo aforo se localiza aguas abajo del embalse del Regajo, construido en 1958. El análisis de las series muestra cambios hidrológicos importantes: entre 1912-1930 se produjeron un mayor número de crecidas por década que entre 1930-2010. Entre 1912 y 1920 hubo 44 crecidas, mientras que en los siguientes 80 años sólo se han registrado 28. El incremento de los eventos en la primera parte del siglo XX es un fenómeno natural, que se reprodujo con menor entidad entre 1957-1977. Sin embargo, a partir de 1959, el efecto del embalse del Regajo afectó al volumen de escorrentía, al régimen fluvial y a las avenidas, que disminuyeron en volumen y en número y en la magnitud de los caudales punta.

¹ Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2013-44917-R del MINECO.

² Centro Valenciano de Estudios del Riego, Universitat de Politècnica de València, csanchis@hma.upv.es.

³ Departament de Geografia, Universitat de València, francisca.segura@uv.es.

4. EXTRACCIÓN DE ÁRIDOS Y RETENCIÓN DE SEDIMENTOS

Aunque en las fotografías aéreas de 1956 se observan extracciones de áridos puntuales en el Palància, fue a partir de los 60 cuando esta práctica se generalizó en los ríos y ramblas valencianos (Segura, 2004; Sanchis y Segura, 2015). Entre 1980 y 1988, en el Palancia se extrajeron 137.925 m³ (Pardo, 1991), lo que arroja una ratio de 1.622'6 m³/km. Además, entre 2000 y 2007, se extrajeron 49.764 m³ de áridos, que sumados a los en 326.000 m³ de sedimentos retenidos por el embalse del Regajo desde 1959 (Cobo, 2008), da una ratio final para el período 1980- 2007, de 6.043 m³/km.

5. CAMBIOS MORFOLÓGICOS DEL CAUCE DEL PALANCIA

Entre 1946 y 1956 se observan importantes cambios en las formas del cauce, con un descenso generalizado de la superficie ocupada por el canal de gravas, en favor de las barras e islas vegetadas (Fig. 1). También se han documentado procesos de incisión, que abordamos en otro trabajo de este volumen (Segura y Sanchis, 2016). Los procesos de construcción del llano de inundación predominan a lo largo del periodo, distinguiéndose cuatro etapas: i) entre 1946 y 1956 se observa una importante colonización vegetal del canal de gravas (-36.4 %), principalmente de herbáceas (+18%); ii) entre 1956 y 1977 la actividad minera deja un cauce irreconocible, destruyendo incluso antiguas áreas agrícolas y el río se abría paso de forma sinuosa entre hoyos y terreras; iii) entre 1977 y 1991 se observa una regeneración de las formas fluviales, con una marcada recuperación del canal de gravas y de las islas de vegetación incipiente; iv) después de 1991, los procesos de construcción del llano de inundación prevalecen, y se observa un creciente proceso de colonización vegetal.

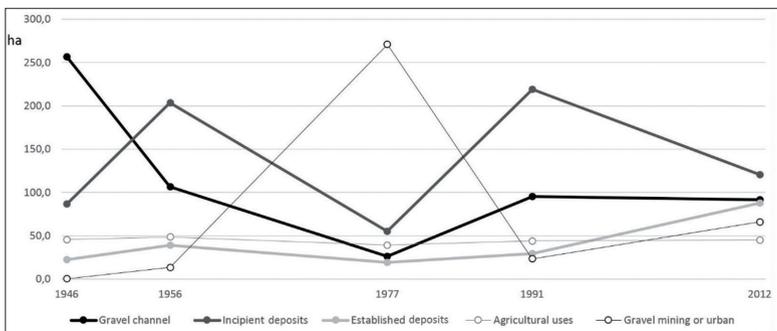


Figura 1. Cambios morfológicos en el cauce del Palancia.

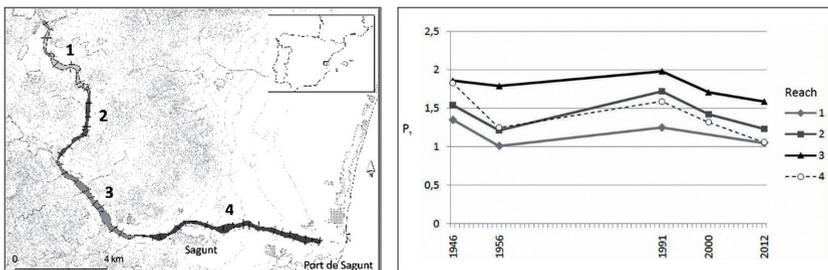


Figura 2. Cambios en el índice de sinuosidad (PT) en los cuatro tramos del río indicados en el mapa.

Además, los índices de sinuosidad (PT) y *braiding* ($B_{1,T}$) muestran comportamientos coherentes con estos cambios (Fig. 2). Entre 1946 y 1956 se observa una reducción de la sinuosidad en todo el río, singularmente en el tramo final, donde tiene lugar una intervención de acondicionamiento del cauce que rectifica algunas curvas del canal de gravas. Tras el hiato que supone el arrasamiento por la actividad minera, el río recuperó los niveles de sinuosidad alcanzados a mediados de siglo, pero posteriormente estos valores han ido descendiendo, particularmente en el tramo inferior, donde las actuaciones de acondicionamiento volvieron a repetirse en los años 2000 y 2009.

6. MODELO CONCEPTUAL DE EVOLUCIÓN

En el caso del río Palancia, los factores a escala de cuenca (cambios en la hidrología y usos del suelo) han actuado sinérgicamente, reforzando una misma trayectoria fluvial. La reforestación, la reducción de la frecuencia y magnitud de los eventos de crecida y la intensa extracción de gravas han afectado negativamente el balance sedimentario, estimulando los procesos de incisión fluvial (Segura y Sanchis, 2016), colonización vegetal, estrechamiento del canal de gravas y simplificación de las formas fluviales.

Desde 1946, antes del impacto de la actividad minera, estos procesos eran evidentes en el cauce del río. Pero la alteración del cauce causada por la extracción de gravas proporcionó una inusual oportunidad para el reajuste fluvial. Las crecidas de los años 1989 y 1990 modelaron las nuevas formas del cauce bajo unas condiciones de déficit de sedimento, pese a lo cual el río fue capaz de reconstruir un patrón similar al existente en 1956. La sinuosidad fluvial alcanzó niveles similares a los registrados en 1946, debido fundamentalmente a dos razones. Primero, porque las crecidas activaron los canales secundarios desconectados o colonizados por la vegetación durante los periodos de estabilidad y segundo, porque la topografía irregular y casi estocástica generada por las graveras alteró el comportamiento del flujo hidráulico, trazando algunas curvas inesperadas. En el posterior periodo de estabilidad, las obras de acondicionamiento ejecutadas en el año 2000 y la crecida inmediatamente posterior, generaron un nuevo patrón de formas, patente en una intensificación de las trayectorias constructivas del llano de inundación. Desde entonces, la sinuosidad ha descendido y la vegetación ha reducido sustancialmente las dimensiones del canal de gravas.

El papel desempeñado por la acción antrópica, como las obras de acondicionamiento de 1956, 2000 y 2009, debe ser resaltado. Estas intervenciones explican el comportamiento diferencial del tramo inferior del río en los periodos 1946-1956 y 1991-2012. Además, las contrastadas condiciones hidráulicas de los diferentes tramos fluviales generaron distintas respuestas ante estos procesos de cambio. La figura 3 representa cuatro trayectorias representativas de los patrones de comportamiento que han sido indentificados en el río durante este periodo.

7. CONCLUSIONES

En los últimos 70 años el río Palancia ha ajustado las formas fluviales a un nuevo contexto de déficit sedimentario. Este proceso demuestra el grave impacto causado

por acciones como la extracción de grava, pero también refleja la capacidad de los ríos efímeros y semi-efímeros para adaptarse espontáneamente a los cambios sin necesidad de intervenciones humanas adicionales. De hecho, los trabajos de acondicionamiento sólo han servido para alterar este proceso de reajuste natural. Este hecho demuestra la necesidad de alcanzar una comprensión completa de los procesos de ajuste fluvial a escala de cuenca antes de acometer costosas acciones de restauración.

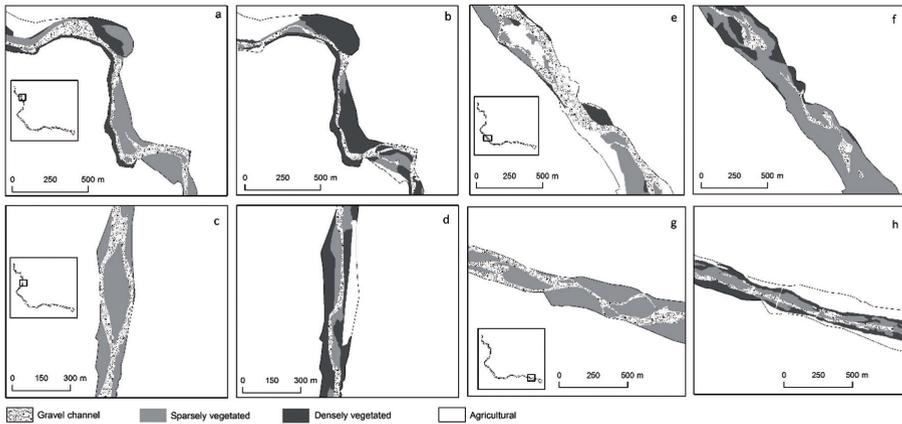


Figura 3. Evolución de las formas fluviales entre 1946 (a, c, e, g) y 2012 (b, d, f, h) en cuatro tramos representativos del Palancia. En (a) y (b) sector con un importante control hidráulico; (c) y (d) tramo estrecho de la zona originalmente wandering; (e) y (f) tramo al inicio del área de mayor sinuosidad; (g) y (h) tramo próximo a la desembocadura fuertemente alterado por obras de acondicionamiento.

8. BIBLIOGRAFIA

- Cobo, R. (2008) Los sedimentos de los embalses españoles. *Ingeniería del Agua*, 15 (4), 231-241.
- Pardo, J.E. (1991) *La erosión antrópica en el litoral valenciano*, Valencia, Generalitat Valenciana, 240 p.
- Sanchis Ibor, C., Segura Beltran, F. y Almonacid, J. (2015): Ephemeral rivers recovery under sediment and water deficit conditions. The case of Palancia River, *Actas del II Congreso Ibérico de Restauración Fluvial*, Pamplona, pp. 636-645.
- Segura, F. y Sanchis, C. (2011): Efectos de una crecida en un cauce antropizado. La riada del Palència en Octubre de 2000. *Cuadernos de Geografía*, 90, 147-168.
- Segura, F. y Sanchis, C. (2015): Restauración geomorfológica, cambios ambientales, imagen de referencia e imagen objetivo en ríos efímeros: reflexiones críticas. *Actas del II Congreso Ibérico de Restauración Fluvial*, CIREF, Pamplona, pp. 431-428.
- Segura, F. y Sanchis, C. (2016): Acción antrópica, inundaciones e incisión fluvial en el abanico aluvial del Palancia. En: Mateu, J.F. (Ed.), *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*, Universitat de València.

Acción antrópica, inundaciones e incisión fluvial en el abanico aluvial del Palancia¹

F. Segura Beltrán² y C. Sanchis Ibor³

1. ÁREA DE ESTUDIO: EL ABANICO ALUVIAL DEL PALÀNCIA

El río Palància, al penetrar en la fosa litoral, pierde su confinamiento y describe un abanico aluvial con una clara geometría convexa (Fig. 1). Construido a lo largo del Cuaternario, es un edificio sedimentario de más de 100 m de potencia cuyos niveles superpuestos arrancan en la línea de falla que delimita la fosa costera (Segura, 1991). Se trata de un abanico solapado, en el que los materiales del Pleistoceno superior (C_1) se superponen a los depósitos encostrados del Pleistoceno medio (C_2), mientras que los materiales holocenos se localizan en la parte distal (C_0). En la desembocadura forma una pequeña isla fluvial que divide el río en dos cauces.

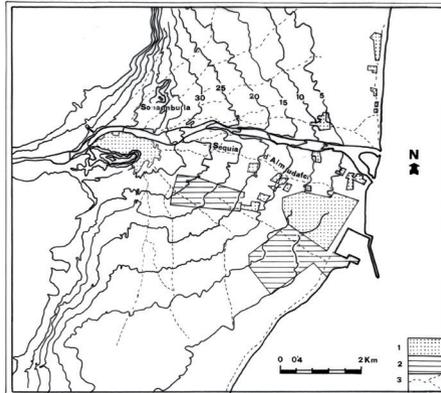


Figura 1. Abanico aluvial del río Palancia. 1. Núcleos urbanos. 2. Zonas industriales. 3. Acequias.

El abanico ha sufrido numerosas inundaciones históricas (1581, 1776, 1777, 1783, 1870, 1907-8, 1918-1921, 1925 y 1929). En la segunda mitad del siglo XX, las riadas de 1957, 1965 y 1967 produjeron desbordamientos en el Port de Sagunt y lo mismo sucedió en el año 2000. El análisis de la fotografía aérea y de la topografía, junto con las noticias históricas, han permitido distinguir las zonas inundables en el abanico aluvial (Fig. 2) (Segura, 1991). El peligro de inundación es especialmente importante en el abanico holoceno, aunque los puntos de ruptura y los paleocauces hacen que el peligro potencial afecte a una buena parte del abanico aguas abajo del ápice. La descripción de las zonas inundadas en algunos episodios históricos –en particular la de 1581– son difíciles de explicar con las condiciones hidráulicas del cauce actual. En aquel episodio, el río destruyó un puente situado ligeramente aguas arriba del de la N-340,

¹ Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2013-44917-R del MINECO.

² Departament de Geografia, Universitat de València, francisca.segura@uv.es.

³ Centro Valenciano de Estudios del Riego, Universitat Politècnica de València, csanchis@hma.upv.es.

destruyendo un hostel, y dividiéndose en tres “brazos”: el cauce principal y otros dos que circulaban por ambas márgenes (Fig. 2). El fuerte encajamiento del río en este punto hace bastante improbable el desbordamiento del río en la actualidad, pero las características de la cuenca y del cauce han cambiado sobremanera desde esa fecha.

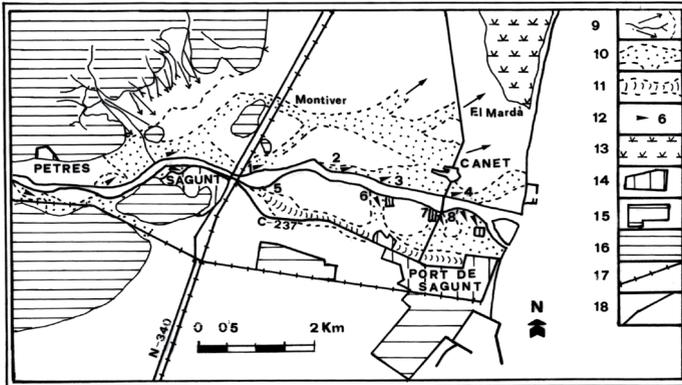


Figura 2. Dinámica de inundaciones en el abanico aluvial del Palancia. 1 a 8: puntos de desbordamiento. 9. Abanicos aluviales. 10. Líneas de humedad. 11. Paleocauce d' Almudafer. 12. Puntos de desbordamiento. 13. Marjal de les Valls. 14. Núcleos urbanos. 15. Zona industrial. 16. Materiales secundarios y terciarios. 17. Ferrocarril. 18. Carretera.

2. LA LUCHA CONTRA LAS INUNDACIONES Y LA EXTRACCIÓN DE ÁRIDOS

Aunque en las fotografías aéreas de 1956, se observan extracciones de áridos puntuales en el Palància, fue a partir de los 60 cuando esta práctica se generalizó (Segura, 2004), alcanzando volúmenes importantes (Sanchis y Segura, en este volumen). Además la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) luchó contra las inundaciones dragando los últimos 15 km del Palancia entre los años 1999 y 2000, destruyendo todas las formas del lecho. A pesar de ello, durante la crecida de octubre de 2000 se produjo una restauración natural de las formas del río que reprodujo la estructura previa de barras y canales típica de un río *braided* (Segura y Sanchis, 2011).

3. CAMBIOS AMBIENTALES Y ACCIÓN ANTRÓPICA: LA INCISIÓN Y EL MINADO DE LOS PUENTES

Los cambios ambientales y antrópicos (Sanchis y Segura, en este volumen) provocaron una disminución del caudal y del sedimento disponible, que se tradujo en una fuerte incisión en los pilares de los puentes, donde la falta de sedimento acentuó la erosión local producida por los pilares. En el año 2000, el puente del ferrocarril, que estaba parcialmente protegido y el de Canet, sufrieron una erosión basal de más de 2 m, que puso en peligro estas infraestructuras. Para evitar el colapso de los puentes, se han realizado numerosas obras de reforzamiento de los cimientos. La falta de equilibrio en el perfil longitudinal se manifiesta en una serie de escalones donde se observan perfectamente los basamentos reforzados de los puentes (Fig. 3). La imposibilidad de que la erosión remontante avance hacia aguas arriba, fosiliza un perfil longitudinal desequilibrado, que incrementa la energía en cada episodio de crecida.

4. SOLUCIONES EN TIEMPOS DE RESTAURACIÓN: LA ADECUACIÓN MEDIOAMBIENTAL

Frente a las obras duras y contra natura realizadas para luchar contra las inundaciones en la segunda mitad del siglo XX, la Directiva Marco del Agua (2000) y la directiva de lucha contra inundaciones (2007) de la Unión Europea obligan a intervenir en los ríos intentando respetar al máximo su naturalidad. La Directiva Marco del Agua (2000) define la restauración como un conjunto de acciones que pretenden retornar el buen estado ecológico de los ríos, lo que implica devolver al río su estructura y funcionamiento como ecosistema. Ante la imposibilidad hoy en día de alcanzar estos objetivos –dada el grado de alteración de la mayoría de los ríos– se ha definido el concepto de rehabilitación, entendido como un conjunto de actuaciones sobre cuencas muy alteradas que sólo pretenden recuperar los procesos fluviales de forma parcial, admitiendo las limitaciones funcionales del sistema. Los términos acondicionamiento y mejora se reservan para aquellas actuaciones que sustituyen la estructura fluvial del río por otra más estética o más favorable a la opinión pública, pero no corrigen el funcionamiento del ecosistema fluvial (Segura, 2014).

En el caso del Palancia, para solucionar los problemas de erosión basal de los puentes y las inundaciones en la desembocadura, se ha desarrollado, un proyecto en dos fases. Una de ellas consistió en el reforzar el puente de la N-340, revistiendo el lecho con grandes bloques de escollera, cementados entre sí. La obra se acompañó con una intervención en la margen izquierda para conseguir un bosque de ribera –pinos y matorrales– y un espacio de ocio, con un trazado de sendas y otras infraestructuras de recreo. La intervención incluía la construcción de un pequeño lago en el propio lecho del río y pretendía estabilizar los márgenes con bioingeniería. El proyecto, calificado como obra de acondicionamiento por la CHJ, ha fracasado, lo que es bastante lógico, dado que no se han respetado las características del ecosistema fluvial y sólo la obra dura permanece. La otra intervención se ha realizado en dos puntos próximos a la desembocadura. La primera obra consistió en reforzar los cimientos del puente de Canet, arrasando todas las marcas erosivas provocadas por la riada de 2000 (Segura y Sanchis, 2011). La segunda obra pretendía desalojar la isla de la desembocadura, ocupada ilegalmente durante décadas por construcciones y campos de cultivo, dado que en la inundación de 2000 tuvieron que rescatar a los habitantes de estas infraviviendas. Conseguido parcialmente este objetivo, se diseñaron varias lagunas –o pequeñas albuferas– en la barra fluvial, se señalizaron varias sendas y como decoración se construyeron varias esculturas (biodegradables?) que actualmente han colapsado.

5. CONCLUSIONES

A la vista de la degradación continuada que ha sufrido el Palancia, las obras de acondicionamiento comentadas (con un presupuesto de 10.253.161 euros, en la intervención de la N-340), suscitan muchas preguntas. ¿Qué sentido tiene excavar pequeñas marjales en una isla fluvial (Dominio Público Hidráulico), cuando se han desecado las existentes a escasa distancia? ¿Cuál es la imagen objetivo de las ramblas que tienen los gestores fluviales? La imagen idílica de los ríos con agua y fauna y flora propias de un bosque de ribera, no se corresponde con la naturaleza de los ríos secos propios de las zonas semiáridas. Por otra parte, es importante minimizar las

obras duras sobre los ríos, para dar la oportunidad de que se regeneren si cesan los impactos. Por ejemplo, el Palancia mostró una gran capacidad de autorregeneración durante la crecida de 2000 (Segura y Sanchis, 2011), que debería haberse tenido en cuenta antes de actuar. En definitiva a comienzos del siglo XXI no debería permitirse que las actuaciones en los ríos fueran nuevas alteraciones del sistema y en ningún caso deberían ampararse bajo el paraguas de la restauración fluvial o cualquiera de sus variantes ni ser financiadas por organismos como la CEE, que a la vez diseña normativas para respetar la naturalidad de los ríos.

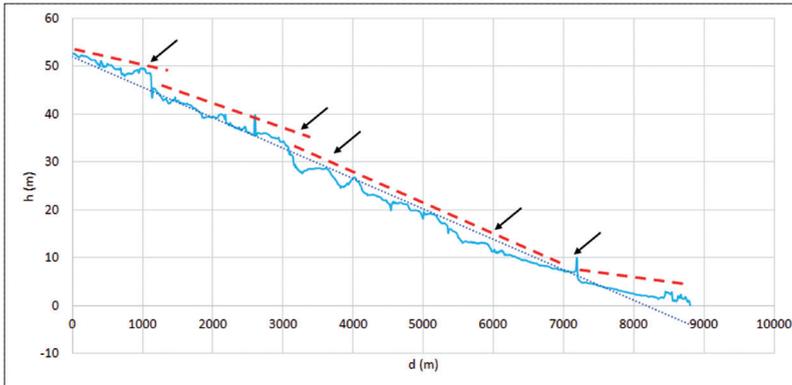


Figura 3. Perfil longitudinal del Palancia en los últimos 10 km. Las flechas señalan las rupturas de pendiente provocadas por la fijación de los puentes. Se señalan también diferentes tramos de pendiente en el perfil.

6. BIBLIOGRAFIA

- Segura, F. (1991): Geomorfología fluvial y trazado de mapas de riesgo de inundación: el cono aluvial del Palancia. En: *Sociedad y Territorio*. Universitat de València, València, 221 - 229.
- Segura, F. (2004): Cambios hidrológicos en las ramblas y barrancos del Golfo de Valencia a lo largo del siglo XX. En: Gil Olcina, A. (coord.), *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*. Fundación Caja Murcia, Murcia, pp. 349-389.
- Segura, F. y Sanchis, C. (2011): Efectos de una crecida en un cauce antropizado. La riada del Palancia en Octubre de 2000. *Cuadernos de Geografía*, 90, 147-168.
- Segura, F. (2014): Sobre la restauración fluvial i la complexitat dels rius efímers: algunes consideracions crítiques. *Cuadernos de Geografía*, 95/97, 101-147.
- Segura, F. y Sanchis, C. (2015): Restauración geomorfológica, cambios ambientales, imagen de referencia e imagen objetivo en ríos efímeros: reflexiones críticas. *Actas del II Congreso Ibérico de Restauración Fluvial*, Pamplona, pp. 431-428.
- Sanchis, C., Segura, F. y Almonacid, J. (2015): Ephemeral rivers recovery under sediment and water deficit conditions. The case of Palancia River, *Actas del II Congreso Ibérico de Restauración Fluvial*, CIREF, Pamplona, pp. 636-645.
- Sanchis, C. y Segura, F. (2016): Cambios morfológicos recientes en el cauce del río Palancia: regeneración fluvial en contextos de déficit sedimentario. En: Mateu, J. F. (Coord.), *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*.

CAPITULO III

VALLE DE AYORA Y
CAÑÓN DEL JÚCAR

Valle de Ayora y Cañón del Júcar

Coordinador: A. J. Pérez Cueva

Colaboradores: M. Antequera Fernández , P. Carmona González,
J. F. Mateu Bellés, y J. M. Ruíz Pérez

OBJETIVOS

El Valle de Ayora es una comarca del interior valenciano, situada en su sector occidental central. Su eje lo constituye una fosa tectónica de trazado N-S, recorrida por el río Reconque, afluente del Júcar. En su flanco occidental se extienden sierras y muelas aisladas (Juey, Unde, Montemayor, Mugrón...) y corredores de transición hacia la cuenca neógena de la Mancha oriental. Hacia el este, se extiende la vasta plataforma tabular del Caroche, con la Muela de Cortes. Estos dominios están atravesados por el río Júcar, antes y después de su confluencia en Cofrentes con el Cabriel, su principal afluente.

Esta fosa tectónica es la central de una alineación de tres: Turia-Alfambra, Ayora y Vinalopó, que en conjunto forman una cicatriz paralela al Golfo de Valencia y son la manifestación más interior del *rifting* europeo mioceno.

Este sector presenta numerosas singularidades: vulcanismo asociado al *rifting*, extrusiones del Trías plástico, la secuencia más completa de formaciones del Keuper, la principal manifestación valenciana de exokarst en yesos, y un paisaje de profundos cañones fluviales del Júcar, que ha aprovechado las extrusiones para instalarse.

La conjunción de unos contextos hidrológicos y topográficos favorables ha propiciado un aprovechamiento hidroeléctrico desde tiempos tempranos y, en las últimas décadas, la instalación de una central nuclear y de un gran complejo hidroeléctrico, asociado a la central para ajustar la producción de energía eléctrica conjunta a la demanda, con un gran embalse en lo alto de la Muela de Cortes.

La salida recorre este territorio de N a S, con un recorrido fluvial por un tramo de los cañones del Júcar y una visita final a la brusca salida del Júcar a la comarca de la Ribera, ya en la llanura costera.

Los objetivos generales de la salida son:

- Conocer la estructura y evolución tectónica del Valle de Ayora en el contexto del *rifting* europeo.
- Reconocer el Trías plástico, de carácter extrusivo, y las principales formaciones del Keuper.
- Reconocer las principales fases morfogénicas pliocuaternarias y su efecto en el relieve.
- Comprender el proceso de encajamiento de la red fluvial, su contexto cronológico y las formas de relieve resultantes (cañones fluviales, muelas, endorreísmo...)
- Conocer el aprovechamiento antrópico del medio, tanto tradicional como actual (manantiales y regadío tradicional, desecación de la laguna de San Benito).
- Conocer régimen hídrico del río, y su uso industrial (saltos de inicios del siglo XX, complejo hidroeléctrico de la Muela de Cortes...).

ITINERARIO

1. Volcán de Cofrentes y poljé de Agrás

- Magmatismo neógeno del valle de Ayora
- Formación “Yesos de Ayora” y poljé de Agrás
- Regadío tradicional del poljé de Agrás: aguas del Júcar al N del Cabriel

2. Recorrido fluvial por el Júcar entre Cofrentes y Cortes de Pallás

- Estructura del cañón del Júcar
- La Muela de Cortes y la fosa tectónica del Júcar
- Dinámica del proceso de encajamiento y de evolución de las laderas
- El régimen del río y su alteración

3. Cortes de Pallás

- El uso “industrial” del río
- Complejo hidroeléctrico de la Muela de Cortes y su conexión con la central nuclear de Cofrentes
- Los embalses

4. Molino de Peña Horadada

- Elementos del relieve del valle de Ayora
- Estructura geológica y tectónica del valle de Ayora
- Hidrogeología del valle de Ayora: Los grandes manantiales
- El aprovechamiento del agua en el regadío tradicional

5: Cascada seca de la Rambla de Espaldilla

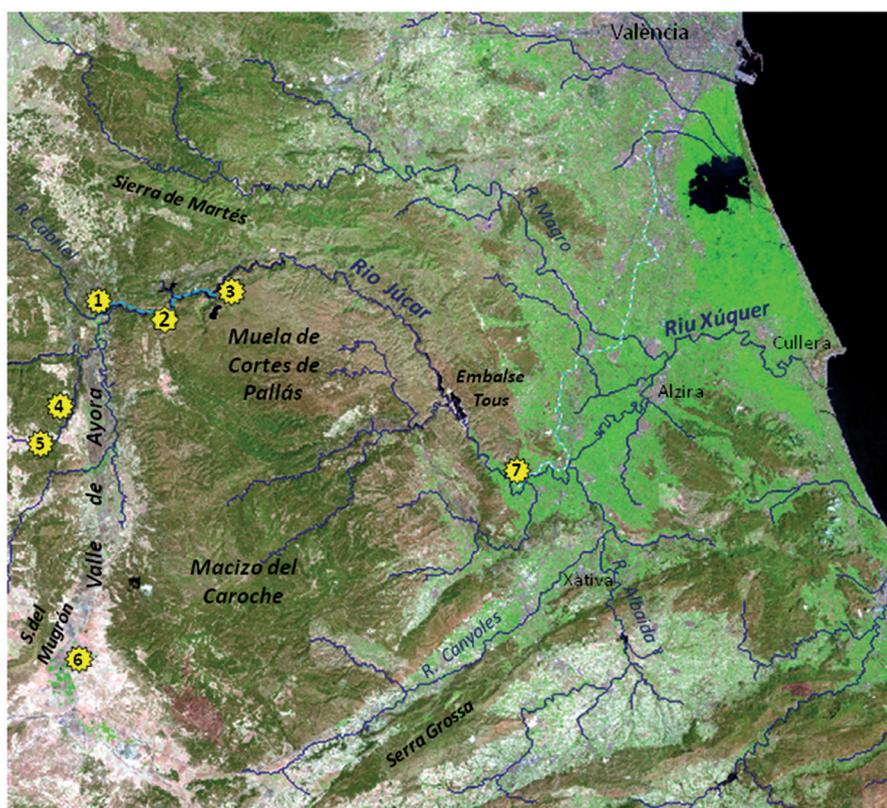
- El proceso de “erosión remontante”
- Flexura de las calizas lacustres: Segunda generación de fosas
- Lapiaz tubular y acción antrópica

6. Laguna de San Benito

- El proyecto de desecación de la laguna: el problema
- La galería drenante y sus lumbreras: la técnica
- El conflicto del uso del agua entre San Benito y Ayora

7. Antella

- De la plataforma calcárea tabular a la llanura aluvial: Características geomorfológicas
- Azudes y acequias. El uso “agrícola” del río
- El régimen del río a la salida del cañón
- Las riadas



Localización Itinerario Valle de Ayora y Cañón del Júcar.
 Imagen Landsat 5, TM, 26-7-2001, CC345. Fuente: USGS Earth Explorer.
 Elaboración: M. J. López García.

Galerías drenantes en el entorno de la Sierra del Mugrón

A. J. Pérez Cueva¹ y M. Antequera Fernández¹

La Sierra del Mugrón se extiende en los límites provinciales de Valencia y Albacete, entre los municipios de Almansa, Alpera y Ayora. Es una zona especialmente rica en manifestaciones del esfuerzo del hombre para obtener agua en un medio semiárido: el embalse de Almansa, construido con una técnica revolucionaria en arco (López Gómez, 2000) y acabado en 1584, es la presa más antigua de Europa de las que todavía siguen en pie; existen numerosas galerías drenantes, algunas de ellas, como la galería de Zucaña, de las más antiguas de la CHJ (siglo XVI), (Antequera y Pérez Cueva, 2012). Otra manifestación de este secular esfuerzo es el drenaje de la laguna de San Benito, exponente del endorreísmo manchego. En este caso no se trata de obtener agua superficial o subterránea, sino de drenar una laguna efímera para ampliar las tierras cultivables. Aunque, desde el primer momento, la posibilidad de aprovechar estas aguas supuso un conflicto de intereses entre Ayora y San Benito.

1. GALERÍAS DRENANTES DE ALMANSA, ALPERA Y AYORA

Las galerías drenantes son túneles que se excavan para captar agua subterránea y extraerla al exterior. Es una técnica milenaria (Kobori, 1995) propia de zonas áridas, que al parecer fue introducida desde Persia (Okazaki, 1989), aunque no puede descartarse que algunas pudieran originarse *in situ*. En España, y en general hacia occidente, la difusión de la técnica se produce ya en época romana, pero la segunda gran expansión tiene que ver con las invasiones árabes desde el N de Africa.

Aunque es cierto que el número de *qanats* construidos por los romanos en la península Ibérica es escaso, hay evidencias en varios ejemplos: las ciudades romanas de Córdoba y Mérida se abastecían por *qanats*; la Galería de las Angosturas, situada en Jete en el río Verde, se empleaba para el abastecimiento de la ciudad de Sexi, la actual Almuñecar (Granada) (Fernández Casado, 1949); los Caños de Carmona, que conducen el agua desde Alcalá de Guadaíra hasta Sevilla, también es otro de los ejemplos de una obra hispanorromana, reutilizada en época árabe y que aún se encuentra en funcionamiento (Álvarez *et al.* 2004, Hermosilla, 2008).

Martí (1986) señala que la introducción de los *qanats* por los árabes en Al-Andalus está suficientemente demostrada en los primeros años de la conquista, ya que, aunque las informaciones documentales son escasas, se transmite entre los diferentes clanes y grupos étnicos. La primera referencia escrita que se tiene es del año 753-754.

1.1. Alpera

Existen tres galerías drenantes, situadas al Oeste de la pedanía de Las Fuentes: la Fuente Redonda, la Fuente de las Dos Hermanas y la Mina de las Fuentes. La Fuente Redonda se localiza en el subálveo de la Cañada de Pajares, lo que la convierte

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, alejandro.perez@uv.es, miguel.antequera@uv.es.

en una cimbra-zanja, al combinar las técnicas de construcción a cielo abierto con las técnicas mineras. Fue construida de mampostería en 1875 y dispone de una longitud de 1.275 metros. Cuenta con 19 lumbreras o pozos de aireación. En su cabecera posee un espacio circular de 9 m de diámetro y 9 m de profundidad, del que surgen 3 bifurcaciones o cabezas (Antequera, 2015).

La Fuente de las Dos Hermanas también se ubica en la Cañada de Pajares y su cabeza se entrecruza a distinta profundidad con la Fuente Redonda. Su longitud es de 1.238 m y dispone de 20 lumbreras. Se desconoce la fecha de su construcción, aunque fue rehabilitada en la década de los 60 del siglo XX. Por tipología es un *qanat*, ya que su origen está en la excavación de un pozo madre. El caudal de la Fuente Redonda y el de la Fuente de las Dos Hermanas abastece a la acequia de Aguas de Alpera, que da riego a más de 900 ha. La Mina de las Fuentes está situada junto a la pedanía homónima, a la que abastecía. Su tipología es la de una mina con lumbreras, al estar excavada a partir de un manantial que posteriormente ha sido profundizado. Mide 53 m y en su trazado posee dos lumbreras. Está excavada directamente en roca madre y en la actualidad se encuentra seca (Antequera y Pérez Cueva, 2012).

1.2. Almansa

En este municipio están asentadas numerosas galerías, pero las más cercanas a la Sierra del Mugrón son la Mina de Aguas Nuevas, la Fuente del Porvenir, la Mina Aguas de Zucaña y la Fuennegra. La Mina de Aguas Nuevas se excava por debajo de la vaguada de la Vega de las Barracas. Pertenece a la tipología de *qanat* y posee una longitud de 3.155 m, además de contar con 48 lumbreras. Fue edificada entre 1819 y 1832. El caudal que extrae se une al procedente de la acequia de Aguas de Alpera y desemboca en el Pantano de Almansa, desde el cual abastece a 1.341 ha (Iranzo *et al.*, 2010). La Fuente del Porvenir se ubica al norte del Pantano de Almansa, al pie del Mugrón. Por tipología nos hallamos ante un *qanat* de 2.276 m y 23 lumbreras. Se construyó en 1879. Sus hastiales son de piedra en seco y el techo está formado por lajas colocadas formando arcos de tipo angular. Su caudal es intermitente y el sistema de acequias está desaparecido en gran parte. La Mina de Aguas de Zucaña es un complejo entramado de galerías situadas en la partida de la labor de Zucaña. Ya se utilizaba en época musulmana, al existir constancia de su explotación al menos desde el año 1531. Se trata de un *qanat* con múltiples ramificaciones, ya que dispone de hasta 10 cabezas o puntos de surgencia de caudal. La longitud total es de 1.625 m y dispone de 30 lumbreras (Antequera, 2015). La Fuennegra se localiza unos 3 km al SE de Almansa. Es un *qanat* de 375 m de longitud y 9 lumbreras, excavado directamente en roca madre.

1.3. Ayora

En su término existen dos galerías, la Fuente Redonda y la Mina del Barranco de la Mora. La Fuente Redonda constituye el origen de la Acequia Madre de Ayora (Hermosilla, 2002). Tradicionalmente es una pequeña galería, que a mediados de los años 50 del siglo XX fue sustituida por un nuevo minado. El proyecto de 1951 indicaba que la nueva galería tendría 4.654 m de longitud. Sin embargo, sólo se construyó

hasta el sexto respiradero, a consecuencia de la paralización de las obras por los pleitos y reclamaciones efectuadas por los municipios de Zarra y Teresa de Cofrentes, al descender notablemente el caudal del río Zarra y el de algunas fuentes (Hermosilla, 2002). La Mina del Barranco de la Mora se localiza en la margen derecha del barranco homónimo. Es una mina de 34 m de longitud, construida de mampostería y de piedra en seco, con una cubierta plana y arcos de tipo angular. Su cabeza está constituida por un habitáculo circular de piedra en seco con dos pequeñas bifurcaciones que son los nacimientos de agua.

Cuadro 1. Resumen de las galerías drenantes situadas en las inmediaciones de la Sierra del Mugrón.

DENOMINACIÓN	MUNICIPIO	TIPOLOGÍA	LONGITUD (m)	MATERIALES CONSTRUCTIVOS
Fuente Redonda	Alpera	Cimbra-zanja	1.275	Mampostería y hormigón
Fuente de las Dos Hermanas	Alpera	Qanat	1.238	Hormigón
Mina de las Fuentes	Alpera	Mina con lumbreras	53	Excavada en los materiales
Mina de Aguas Nuevas	Almansa	Qanat	3.155	Mampostería
Fuente del Porvenir	Almansa	Qanat	2.276	Excavada en los materiales y piedra en seco
Mina Aguas de Zucaña	Almansa	Qanat	1.625	Mampostería y excavada en los materiales
La Fuennegra	Almansa	Qanat	375	Excavada en los materiales
Fuente Redonda	Ayora	Qanat	4.654 (proyecto)	Hormigón
Mina del Barranco de la Mora	Ayora	Mina	34	Mampostería y piedra en seco

Fuente: Antequera (2015).

2. EL CASO DE LA GALERIA DE SAN BENITO

La laguna de San Benito es un ejemplo de endorreísmo efímero manchego, en un sector al que no ha llegado la erosión remontante del Río Reconque y con obstrucción del drenaje por pequeños edificios aluviales cuaternarios y materiales de glaciés de acumulación (Feliu, 1972). Ya el Abate Cavanilles advertía del peligro de paludismo de estas zonas endorreicas y proponía su desecación a finales del siglo XVIII, y fue una de las primeras obras que se ejecutó. Para ello, en 1804 se inicia la construcción de un conducto subterráneo de 8.225 varas castellanas (6.826 m). La obra se para por la invasión napoleónica, pero se retoma en 1814, y se acaba en 1815, salvo las zanjas superficiales de la laguna.

Se intentó aprovechar el agua de San Benito para conducirla hasta Ayora (Feliu, 1972), pero no prosperó, pues el desagüe exige unas rígidas ordenanzas y el aprovechamiento de las aguas en Ayora necesitaría un tiempo de acumulación y drenaje que no casa con las necesidades de desecación de San Benito.

3. CONCLUSIONES

En este sector de la Mancha oriental y Sur del Valle de Ayora existe una larga tradición de obras hidráulicas, en particular de galerías drenantes, desde el siglo XVI hasta bien entrado el siglo XX. Junto con Caudete, se trata del sector con mayor cantidad de minados de agua de toda la mitad interior de la cuenca del Júcar. El objetivo es doble: por una parte, obtener un preciado recurso en un medio semiárido, pero también sanear espacios endorreicos para ganar tierras de cultivo. En ambos casos se utilizan técnicas de excavación similares: largos túneles subterráneos excavados con pozos de aireación ubicados a intervalos regulares. Curiosamente, las dos obras de mayor envergadura son de una época muy cercana: La mina de Aguas Nuevas data de 1819-1832 y la galería de San Benito es de 1804-1815.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, G., Molina, J., Rodrigo, J. M., y Buendía, A. (2004): Red de galerías de Alcalá de Guadaíra. *Revista del Colegio de Aparejadores de Andalucía*, 68, 57-63.
- Antequera, M. y Pérez Cueva, A.J. (2012): Galerías drenantes representativas en la cuenca hidrográfica del Júcar. En: Hermosilla, J. (Dir.) *Las galerías de agua en la cuenca hidrográfica del Júcar: un patrimonio hidráulico en el Mediterráneo español*, Confederación Hidrográfica del Júcar y Dept. Geografía, Universitat de València, Valencia, pp. 147-206.
- Antequera, M. (2015): *Las galerías drenantes en el sector oriental y suoriental de la Península Ibérica. Identificación, análisis y gestión patrimonial*. Tesis doctoral, Dep. Geografía, Univ. Valencia, 1.291 pp.
- Feliu, A. (1972): La laguna de San Benito (Valencia-Albacete). *Cuadernos de Geografía*, 11, 79-89.
- Fernández Casado, C. (1949): La conducción romana de aguas de Almuñécar, *Archivo Español de Arqueología*, XXII, Madrid, 313-333.
- Hermosilla, J. (dir.) (2002): *El patrimonio del agua en el valle de Ayora-Cofrentes*, Direcció General de Patrimoni Artístic, Conselleria de Cultura i Educació, Generalitat Valenciana, Valencia, 302 pp.
- Iranzo, E., Antequera, M. y Hermosilla, J. (2010): Identificación, evaluación y puesta en valor de un patrimonio hidráulico singular: las galerías drenantes de la cuenca del Júcar. *Investigaciones Geográficas*, 53, 125-143.
- Kobori, I. (1995): *Water system in Arid Lands*. Meiji University, Tokyo.
- López Gómez, A. (2000): Las presas españolas en arco de los siglos XVI y XVII. Una innovación revolucionaria. *I Congreso de Historia de las Presas*, tomo I, tema 1, Badajoz, Diputación de Badajoz y Sociedad Española de Presas y Embalse (SEPREM).
- Martí, R. (1986): La tradició oriental de la irrigació a al-Andalus: les tècniques de construcció dels qanat(s) de Mayurqa. En: Barceló, M., *Les aigües cercades (Els qanat(s) de l'illa de Mallorca)*, Institut d'Estudis Baleàrics, Palma de Mallorca, pp. 53-70.
- Okazaki, S. (1989): The Japanese Qanat (Mambo): Its technology and origin. En: Beaumont, P., Bonine, M. E. y McLachlan, A, *Qanats, Kariz & Khattara: Traditional Water System in the Middle East and North Africa*. Menas Press, London, pp. 266-279.

El cañón del Júcar

P. Carmona González¹, J. M. Ruiz Pérez¹ y J. F. Mateu Bellés¹

Desde la confluencia con el río Cabriel hasta la población Tous, el río Júcar discurre por un llamativo cañón, entre montaña baja mediterránea. El congosto está enmarcado por muelas y mesas calcáreas de altitud moderada por la orilla sur y, por el norte, está bordeado de montañas de materiales plegados y fracturados. Las paredes del cañón están formadas por bloques calcáreos fallados y dislocados que dan lugar a desniveles pronunciadas de 300 a 500 m con morfología de fuertes escarpes y acantilados (Fig. 1 y 2).

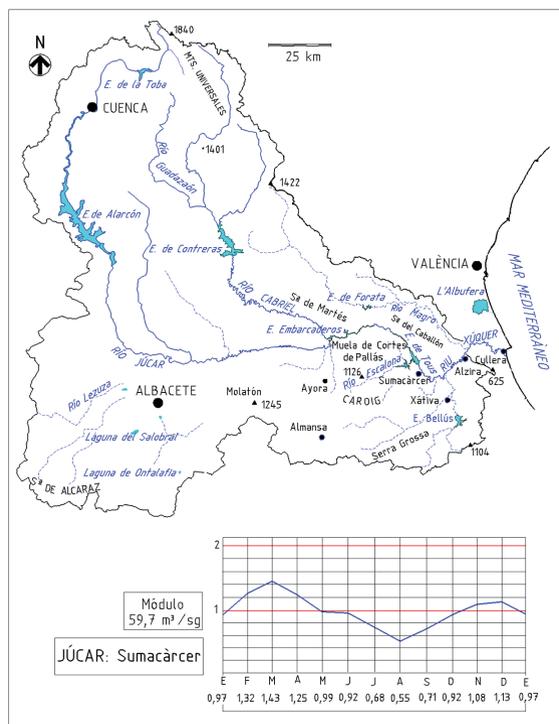


Figura 1. Cuenca del drenaje del río Júcar. Régimen del río en el aforo de Sumacàrcer antes de la construcción de los embalses según datos de Masachs (1948).

1. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

El área comprendida entre Cofrentes y la llanura costera del Júcar constituye un ambiente de transición entre las estructuras de la Cordillera Ibérica y el sector externo de las Cordilleras Béticas. El relieve montañoso originado durante la orogénesis alpina aisló y encerró las diversas cuencas de drenaje endorreico de la Mancha.

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, pilar.carmona@uv.es, jose.m.ruiz-perez@uv.es, juan.mateu@uv.es.

La reactivación de las fracturas durante las fases distensivas del final del Terciario y principios del Cuaternario propició el desarrollo de la red de drenaje exorreica del Júcar, orientándola por entre los bloques hundidos hacia el Mediterráneo. El congosto actual por el que transita el río Júcar hacia el mar Mediterráneo es resultado de la acción de diferentes procesos superpuestos (neotectónica, meteorización y disolución cárstica, erosión fluvial y procesos de gravedad en las vertientes) e incluye formas heredadas como modelados cársticos relictos (paleocarst) y los procesos evolutivos de las redes de drenaje durante el Cuaternario. La incisión fluvial se realiza a costa de antiguas redes subterráneas. Al mismo tiempo la evolución de los frentes rocosos a base de desprendimientos de bloques y placas se ve favorecido por el ensanchamiento de las grietas por disolución cárstica.

Los procesos gravitacionales son intrínsecos a la morfogénesis del cañón del Júcar. Según la descripción de Morós y Morellón (1847) la garganta se hallaba obstruida a cada paso por derrubios y desprendimientos de las laderas y los picos. El Júcar no sólo ha excavado, también ha removido los materiales caídos desde las vertientes, manteniendo la verticalidad y la inestabilidad de las laderas. La acción conjunta de deslizamientos, desprendimientos y la arroyada ha contribuido a ensanchar el valle, especialmente donde predominan rocas más blandas. Las alternancias litológicas, la fracturación y la disposición de los estratos determinan una diversidad de formas de ladera y una gama de procesos en los escarpes y taludes. Los deslizamientos se ven favorecidos por las periódicas situaciones de lluvias torrenciales si se produce la saturación de los niveles margosos (Ruiz y Carmona, 2007).

2. RASGOS BIOGEOGRÁFICOS

La cubierta vegetal de las montañas que rodean el cañón del Júcar corresponde a primera vista a un espacio extensamente deforestado. Sin embargo hay numerosos microambientes con una rica flora que ya fue destacada por Cavanilles. La ausencia casi total de arbolado es consecuencia de los grandes incendios producidos en los años 1980-90, pero también de la secular explotación del monte. La montaña del cañón se encuentra entre los pisos bioclimáticos termo y mesomediterráneo con ombroclimas subhúmedos a secos. El valle del Júcar encauza brisas marinas que favorecen la formación nieblas y brumas y suponen un aporte de humedad extra. Los carrascales constituyen la vegetación potencial arbolada, pero allí donde las condiciones edáficas no permiten su desarrollo, la vegetación potencial la constituyen los coscojares. Las principales masas de carrascales se conservan en la Muela de Cortes, donde aparece también algún ejemplar aislado de quejigo (*Quercus faginea*).

La quebrada orografía de las vertientes del cañón hace que exista un marcado contraste en la exposición de las vertientes (umbría-solana). En las solanas del término de Tous abunda el esparto (*Stipa tenacissima*). En las laderas situadas bajo los paredones que miran a norte y en los profundos encajamientos de los barrancos que caen al Júcar encontramos los ambientes más umbrosos, frescos y húmedos, donde se refugian especies que caracterizarían los bosques primigenios (laurisilva). En las vertientes húmedas junto al arroyo de Cortes de Pallás prosperan el fresno florido (*Fraxinus ornus*), la cornicabra (*Pistacia terebinthus*) y la hiedra (*Hedera helix*), junto con zarzas, rosales, espino albar, lianas y madreSelvas.

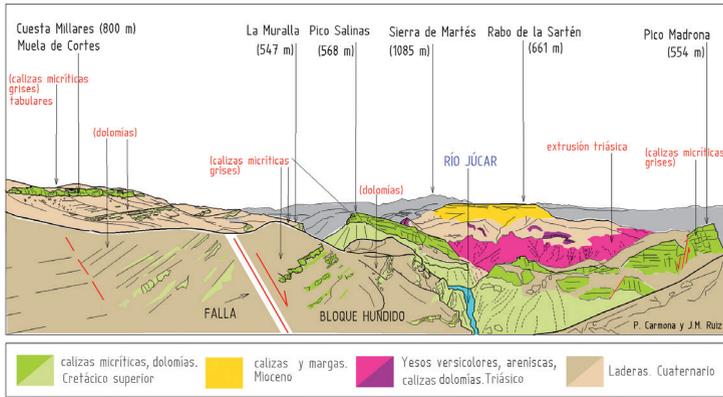
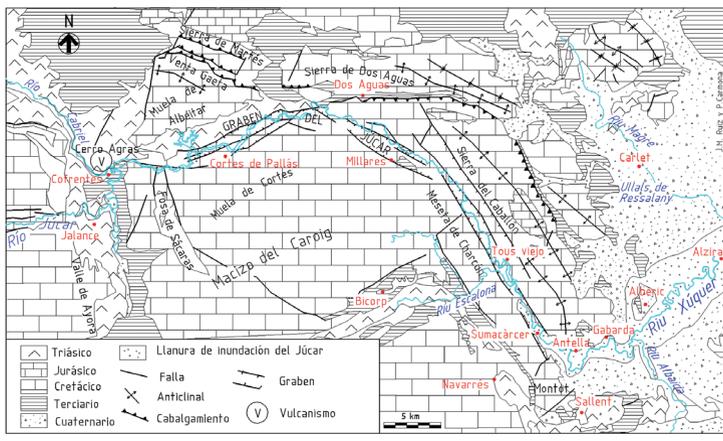
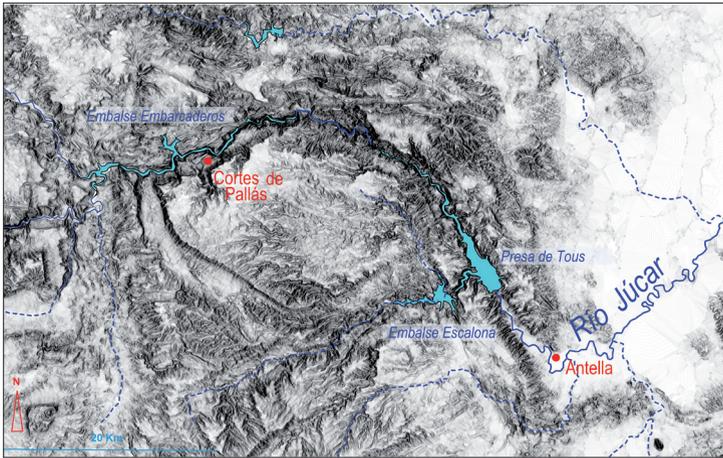


Figura 2. Modelo digital de elevaciones (arriba) y esquema morfotectónico (centro) del cañón del Júcar. Abajo bloque diagrama morfotectónico del sector del cañón en torno a la presa del Naranjero (según Ruiz y Carmona, 2007).

La deforestación ha sido un proceso histórico. A mediados del siglo XII el geógrafo musulmán Idrisi menciona el trasiego de troncos de pino (maderadas) transportados por vía fluvial desde el río de Qalasa (río Cabriel) hasta Cullera para el abastecimiento de Valencia y de la flota naval de Denia. Las sucesivas restricciones y reglamentaciones a la corta de leña y madera de carrasca y pino en época bajomedieval, señalan una sobreexplotación de los recursos. Ya en el siglo XIX, Miguel Bosch, en su “Memoria sobre la inundación del Júcar de 1864” se refiere al mal estado de los montes; habla de incendios, rochas, desrames, talas, pastoreo ilimitado y otras malas prácticas entre las que destaca la poda excesiva de los pinos y el “rascat”, operación de arañar, rascar o quitar con un azadón el mantillo y la hojarasca de los montes para utilizarlo como cama de ganados y abono.

3. EL TERRITORIO

El territorio que rodea el congosto del Júcar fue descrito por Cavanilles como un desierto demográfico “*sin cultivo y sin colonos*”; el panorama no ha cambiado desde entonces. La bajísima densidad de población contrasta con la de las comarcas próximas del litoral. El patrón del poblamiento actual es una herencia de la época medieval. Durante la época islámica (siglos VIII a XIII) se organizan poblados en torno al cañón del Júcar dedicados al aprovechamiento ganadero y forestal. Se implanta un continuo sistema defensivo a lo largo del río con castillos, torres vigías y fortificaciones de las que dependen numerosas alquerías dispersas. Los emplazamientos defensivos o vigías son a veces espectaculares, situados sobre desfiladeros, acantilados y cerros (castillo de Tous-Terrabona, Castillet, castillo de Cabas y castillo viejo de Millares, castillo de Madrona en Dos Aguas, castillos de Ruaya, la Pileta, Otonel y Chirel en Cortes de Pallás y castillo de Cofrentes). Tal esquema se prolonga aguas arriba hacia Jalance, Alcalá de Júcar y la fortaleza almohade de Jorquera formando una línea defensiva que aprovecha el fuerte encajamiento del río Júcar.

Aunque los valles fluviales suelen favorecer las comunicaciones longitudinales, no es el caso del cañón del Júcar. Aquí los precarios caminos históricos se separaban del curso fluvial para evitar las gargantas y los entrantes abruptos de los afluentes. La red de comunicaciones tradicional la constituían veredas de ganado y vías de arrieros, caminos empedrados muchos de ellos, cuyo trazado se adaptaba a la orografía, ascendiendo a lo alto de las muelas y lomas, por donde el trayecto era más factible, para luego descender por las escarpadas paredes del cañón hasta el siguiente punto habitado. Los pasos más complicados, donde todavía hoy se conservan tramos empedrados, se encontraban precisamente al superar los cintos que bordean las muelas y lomas culminantes de suave relieve.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Masachs Alavedra, V. (1948): *El régimen de los ríos peninsulares*. Barcelona, CSIC, 511 p.
- Morós y Morellón, J. (1847): *Descripción Geográfico-Estadística del río Júcar*, València, Imprenta Benito Monfort, 63 p.
- Ruiz, J.M. y Carmona, P. (2007): El cañón del Júcar. En: Mateu, J., Ruiz, J.M. y Carmona, P. (Ed.) *Por el Júcar. Notas y apuntes de viaje Eduardo Soler y Pérez*. Universitat de València, pp. 51-120.

Régimen hídrico del río Júcar

J. F. Mateu Bellés¹, J. M. Ruiz Pérez¹ y P. Carmona González¹

1. TRAMOS HIDROGRÁFICOS Y SECTORES CLIMÁTICOS DE LA CUENCA

“Por longitud (534 km), cuenca (22.145 km²) y aportación media (1403 hm³ en régimen natural), el Júcar es el primer río autóctono de la fachada este de España y, tras el Ebro (929 km, 85.997 km² y 17.967 hm³), el segundo de la vertiente mediterránea española” (Gil Olcina, 2006). A continuación se establece una caracterización sintética del régimen. De entrada, es útil distinguir cuatro tramos hidrográficos, agrupados en tres sectores climáticos:

a) Las serranías de cabecera, con extensos afloramientos de calizas y areniscas, conforman varios acuíferos del nudo hidrográfico de Albarracín, con núcleo en la sierra de Tragacete y de la Serranía de Cuenca. La cabecera registra un clima subhúmedo con precipitaciones anuales de unos 1000 mm en las serranías que funcionan como pantalla orográfica e interceptan borrascas atlánticas. El máximo de las precipitaciones es invernal y, al menos, una cuarta parte en forma de nieve (de 15 a 20 días). La cabecera contribuye a la abundancia anual del Júcar y del Cabriel, su afluente principal. También existen importantes manantiales como el Ojo del Cabriel, la laguna del Marquesado o los de la Sierra del Agua.

b) A lo largo del tramo manchego, capturado desde el Mediterráneo en el codo de la Roda, la red fluvial se encaja en los rellenos terciarios (hoces de Cabriel o del Júcar en la Manchuela), donde apenas recibe tributarios. En sus proximidades hay varios sectores endorreicos (llanos de Barrax, Albacete y Almansa) que, pese a la desconexión superficial, contribuyen a la recarga de acuíferos que drenan al Júcar. El sector manchego, de tendencia continental, registra precipitaciones totales anuales inferiores a 400 mm, especialmente en invierno.

c) Los relieves calizos secundarios semipermeables de la cuenca media baja (sierras de Malacara, Caballón, macizo del Caroig, Enguera, Serra Grossa, Benicadell) constituyen varios sistemas acuíferos, cuyas aportaciones descargan en el Júcar que discurre fuertemente encajado y captura el acuífero del Caroig. También hay fosas rellenas de margas terciarias y/o extrusiones del Keuper (valles de Albaida, Canyoles, canal de Navarrés, canal de Ayora, etc.). Este extenso sistema montañoso -en el contacto de la cordillera ibérica con la bética- registra un clima mediterráneo con más de 500 mm anuales e incluso 700. Los sistemas frontales del W producen escasas precipitaciones, mientras existe un fuerte gradiente hacia el W de las precipitaciones mediterráneas. Algunas lluvias otoñales de levante son de gran intensidad horaria; cuanto más al interior precipitan (macizo del Caroig), mayores suelen ser las avenidas y los remansos en las confluencias.

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, juan.mateu@uv.es, jose.m.ruiz-perez@uv.es, pilar.carmona@uv.es.

d) La cuenca finaliza en la Ribera, una llanura de inundación muy dinámica del litoral valenciano. Allí desembocan otros importantes tributarios (Sallent, Albaida y Magre), cuya dinámica es clave durante las mayores avenidas. Los principales flujos desbordados discurren de oeste a este, mientras las principales vías de comunicación son meridianas: el efecto barrera (también en la desembocadura) es una componente añadida al funcionamiento dinámico del sistema ribereño. De otra parte, el clima es nítidamente mediterráneo.

2. RÉGIMEN NATURAL

Masachs (1948) aún pudo analizar el régimen natural del Júcar hasta Sumacàrcer, esto es, hasta el final del cañón e inicio de la Ribera, por cuanto entonces los pequeños embalses hidroeléctricos (La Toba, Cofrentes) apenas lo modificaban y hasta allí las tierras regadas apenas eran relevantes. Por contra, el régimen del Xúquer en la Ribera ya estaba muy desnaturalizado por numerosas derivaciones y retornos de los regadíos históricos.

El aforo de Cuenca caracterizaba la aportación de cabecera, con aguas altas de diciembre a abril y bajas de mayo a noviembre. El módulo ($11'8 \text{ m}^3/\text{s}$, 1424 km^2) resultaba de las precipitaciones líquidas y sólidas, de la fusión nival de primavera y de las descargas de los acuíferos de las serranías. El régimen tiene, por tanto, una componente atlántica, amplificada por el carácter serrano de la cabecera.

A medida que el río se interna en la llanura manchega, se reducen las precipitaciones, y también el módulo relativo. Sin embargo, próximo a los Llanos de Albacete, el módulo del Júcar, casi sin afluentes superficiales, aumentaba de $26'6 \text{ m}^3/\text{s}$ en los Frailes, y a $32'8$ en Jalance (11.374 km^2 de cuenca, $2'81 \text{ l/s/km}^2$). Tal incremento se producía por la descarga del acuífero multicapa de la Mancha Oriental. Por su parte, el Cabriel vehiculaba $23'1 \text{ m}^3/\text{s}$ en Villatoya (4490 km^2 de cuenca, $5'14 \text{ l/s/km}^2$ de módulo específico). En la confluencia de Cofrentes, el Júcar aportaba unos $32 \text{ m}^3/\text{s}$, y el Cabriel, 23.

Aguas abajo la descarga del acuífero del Caroig alimentaba al Júcar y diversas surgencias, como el nacimiento del Riu Verd (Ullals de Ressalany de Benimodo) y otras cabeceras (Escalona, Sallent, Sants, etc.). También contribuyen algunos manantiales en las inmediaciones del cañón del Júcar como el del arroyo de Cortes de Pallás, barranco de Otonel, barranco del Nacimiento en Millares o el barranco del Bosque o Dos Aguas.

La estación de Sumacàrcer ($59'7 \text{ m}^3/\text{s}$, 1913 hm^3 , 17.603 km^2) fue considerada el aforo capital para los objetivos del *Plan Nacional de Obras Hidráulicas* (PNOH) (1933). La abundancia procedía de los aportes de cabecera ($11 \text{ m}^3/\text{s}$, en Cuenca) y del Cabriel (más de $20 \text{ m}^3/\text{s}$, en Cofrentes) a la que se sumaban diversos acuíferos (muy especialmente el de la Mancha oriental). En síntesis en Sumacàrcer se reflejaba la condición de encrucijada meteorológica de una cuenca con dependencias de origen atlántico y componentes mediterráneas (Gil Olcina, 2006).

Ese doble carácter también se advierte con las avenidas. De una parte, las de cabecera se formaban con el paso lento de frentes atlánticos, la fusión rápida de nieve acumulada o por la acción conjunta de ambos. La punta llegaba muy laminada a la desembocadura. La última gran avenida de cabecera llegada a Cullera ocurrió en enero de 1941 (punta de $632 \text{ m}^3/\text{s}$ en Cuenca; 1056 en Albalat de la Ribera). Con

posterioridad el hiperembalse de Alarcón, iniciado en 1943 e inaugurado en 1952, ha retenido y embalsado las posteriores avenidas de cabecera. Por su parte, los mayores desbordamientos ribereños del Júcar suelen formarse por intensas precipitaciones otoñales sobre una gran área centrada en el macizo del Caroig que generan súbitas puntas de crecida en el Júcar y sus principales tributarios (Escalona, Sallent, Albaida y Magre). En tales episodios, la inundación activa los diversos subambientes geomorfológicos de la llanura (diques aluviales, cuencas de inundación con sus ríos yazoo, etc.). La Ribera ha sido escenario de grandes desastres en vidas humanas y daños materiales. Entre ellas cabe señalar la inundación de San Carlos (1864), las de 1884 y 1923, o la de 20-21 de octubre de 1982.

3. RÉGIMEN ARTIFICIALIZADO

El régimen del río Júcar ha sido desnaturalizado, por diversos acondicionamientos (azudes, presas, trasvases, etc.) y por la explotación de acuíferos. La artificialización ha sido especialmente notoria a partir de los embalses de regulación.

a) Azudes y presas de derivación

Durante siglos, azudes y presas de derivación fueron las infraestructuras más comunes en las márgenes fluviales, pero sin apenas incidencia en el régimen. Así lo señaló José Morós y Morellón, catedrático de Geografía de la Universidad de Valencia y autor de una *Descripción geográfico-estadística del río Júcar*, tras su reconocimiento (junio de 1845 y abril de 1846). Esta norma no se cumplía en la Ribera a causa de las sucesivas derivaciones de caudal para los regadíos históricos. Según Masachs, los 60 m³/s de caudal de Xúquer en Sumacàrcer (al inicio de la Ribera) se reducían a unos 10 m³/s en la desembocadura a causa de las detracciones para los regadíos medievales y de época moderna.

En la primera mitad del siglo XX, las empresas hidroeléctricas también construyeron varias embalses para atender los picos diarios de demanda urbana. Los mayores fueron los de la Toba (1925, 11 hm³) y Embarcaderos (1952, 11 hm³). Los restantes, salvo el de Cofrentes (1952, 4 hm³), no alcanzaban el hectómetro cúbico (El Picazo, 1953; El Bujioso, 1912; Villora, 1914; La Lastra, 1927; El Batanejo, 1921). Estas presas regulaban el caudal diario para turbinar según exigencias del mercado.

b) Embalses e hiperembalses

La desnaturalización del régimen se incrementó con la construcción de embalses de regulación anual o interanual (hiperembalses). El PNOH (1933) establecía la regulación del Júcar mediante las presas de Alarcón (en el Júcar), Enguïdanos (en el Cabriel) y el contraembalse de Tous (Pérez Puchalt, 1967; Gil Olcina, 2006).

El hiperembalse de Alarcón (1112 hm³), obra de iniciativa estatal promovida por el ministro Prieto (1933), la acometieron los regantes de la Acequia Real del Júcar e Hidroeléctrica Española en 1943, agrupados en la Unión Sindical de Usuarios del Júcar (USUJ). La gestión de Alarcón ha modificado el régimen: el periodo de menores entradas (mayo-noviembre) suele coincidir con los de mayores salidas por las demandas agrícolas; de diciembre a abril el balance suele ser inverso. En Alarcón se juntan las aguas del Júcar con las del trasvase Tajo-Segura hasta el contraembalse del Henchidero.

El hiperembalse de Contreras (884 hm³ teóricos) regula la cabecera del Cabriel. En el proceso de aprobación de la presa hubo posiciones muy opuestas entre USUJ y la tecnocracia hidráulica. Las aguas represadas se dedican al riego, al salto de pie de presa y al abastecimiento urbano.

La presa de Tous II (370 hm³) sustituye a la de Tous I (50 hm³), desmoronada durante la extraordinaria crecida de 20-21 de octubre de 1982. La segunda se ha construido en la misma cerrada y también de escollera, pero con notables diferencias en el aliviadero (4500 m³/s). Tous II sirve para la laminación de crecidas, además de garantizar el abastecimiento al área metropolitana de Valencia, los riegos de la Ribera y del canal Júcar-Turia, y, en el futuro, el salto de pie de presa.

Las riadas de 1982 y 1987 evidenciaron que la presa de Tous II era insuficiente para la defensa de la Ribera contra las crecidas del Júcar. En consecuencia, se imponía la laminación de crecidas en sus afluentes en la Ribera. En el Magre, además del pantano de Forata (1969, 30 hm³) está prevista la presa del Marquesado. En la cuenca del Albaida ya es operativa la presa de Bellús (69'2 hm³); y la de Escalona (92 hm³) en el río Escalona. El plan también incorpora una futura presa cerca de Montesa.

Las pequeñas presas de Cortes I y Embarcaderos han sido sustituidas por la de Cortes II (116 hm³); el embalse de Millares ha sido anegado por la cola del contraembalse del Naranjero. HE cuenta además con la central nuclear de Cofrentes y el complejo Cortes II-La Muela que permite, por una concesión de 40 hm³, el almacenamiento del excedente en horas-valle.

c) Explotación de acuíferos

Los bombeos de aguas subterráneas afectan al régimen del Júcar y a los usos que se abastecen de él. Aunque la cuestión es más amplia, cabe citar por su relevancia la gestión del acuífero de la Mancha oriental, cuya recarga media (340 hm³/año) se produce por precipitaciones (325 hm³/año) y otras aportaciones de acuíferos contiguos (15 hm³/año). La descarga principal se dirige hacia el Júcar entre Alarcón y Cofrentes. Con cargo a dicho acuífero se han puesto en regadío entre 80.000 y 100.000 ha, situándose las extracciones medias entre 300-350 hm³/año. Dicha gestión genera fenómenos de sobreexplotación con caída de los niveles piezométricos, y la merma de los caudales que tradicionalmente aseguraban la gran inercia del módulo del Júcar a la entrada del cañón.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Gil Olcina, A. (2006): Regímenes natural y artificial del río Júcar. *Investigaciones Geográficas*. 40, 5-34.
- Lorenzo Pardo, M. (Dir.) (1933): *Plan Nacional de Obras Hidráulicas*. M.O.P., Madrid.
- Marco, J. B. (2004): Evolución histórica del sistema de aprovechamiento y su impacto en el régimen hídrico de los ríos Júcar y Turia. En: Gil Olcina A. (coord.): *Alteración de los regímenes fluviales peninsulares*. Fund. Caja Murcia, Murcia.
- Masachs, V. (1948): *El régimen de los ríos peninsulares*. CSIC, Barcelona.
- Pérez Puchal, P. (1967): Los embalses y el régimen de los ríos valencianos, *Estudios Geográficos*. 107, 149-196.
- Ruiz Pérez, J. M. (2001): *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Universitat de València, València, tesis doctoral inédita.

Primeros saltos hidroeléctricos del cañón del Júcar

J. F. Mateu Bellés¹

En el *Plan Nacional de Obras Hidráulicas* (PNOH), Clemente Sáenz (1933) indicó que, a diferencia de las tres partes que los autores normalmente dividían las cuencas de drenaje, los perfiles en planta de los ríos de la Meseta mostraban cuatro tramos, cada uno con distintos usos potenciales. Así la cabecera fragosa del Júcar en los Montes Universales y la Serranía tenía una marcada pendiente de carácter industrial (tramo I); venía después la zona agrícola ancha y llana de la Mancha (tramo II); seguía una nueva zona de recrecida pendiente de valor fabril en el largo, estrecho y áspero congosto (tramo III); y finalizaba en la fértil ribera litoral (tramo IV). Mientras Sáenz concluía que “tal es el valor geográfico de la influencia del terreno”, la Sociedad Hidroeléctrica Española (HE, ahora Iberdrola) estaba desarrollando el primer sistema de saltos hidroeléctricos en el tramo III del Júcar, antes de la regulación programada en el PNOH. Para entonces HE ya había transformado el congosto del Júcar, hasta entonces casi inaccesible, en el tramo fabril más productivo de los ríos peninsulares.

La construcción de Alarcón (en el Júcar) y Contreras (en el Cabriel, en sustitución del de Enguídanos) y, sobre todo, la crisis energética de 1973 marcó el fin de los primeros saltos hidroeléctricos del cañón y el inicio de la explotación actual (central nuclear de Cofrentes, central de bombeo de Cortes-La Muela, anegamiento de varios kilómetros del congosto por nuevos embalses, etc.). Además fueron años de notable reestructuración de los primeros acondicionamientos hidroeléctricos, especialmente tras el desastre de la avenida de 1982. Varios de los primeros saltos fueron remodelados, desmantelados o anegados, y sustituidos por instalaciones más potentes. Aquí solo se tratará de la primera etapa fabril.

1. LA LLEGADA DE HIDROELÉCTRICA ESPAÑOLA

Las primeras aplicaciones de la electricidad en el siglo XIX tuvieron un alcance local, a menudo de base térmica (carbón, gas, vapor), para usos domésticos y alumbrados públicos y apenas industriales. En esta fase pionera, antiguos molinos hidráulicos se convirtieron en *fábricas de luz*. En los años finiseculares ya se usaron transformadores de corriente alterna que permitían transportes de energía a larga distancia y ampliar el área de abastecimiento. Estas innovaciones técnicas marcaron un cambio de escala territorial coincidente con fusiones empresariales, mayores inversiones, abaratamiento de la producción hidroeléctrica respecto de la térmica. En este momento nacieron las principales compañías eléctricas actuales que se posicionaron para aumentar la oferta e incitar al consumo de alumbrado doméstico y público, y de fuerza motriz. También se estaban fraguando las regiones hidroeléctricas, a menudo coincidentes con cuencas o tramos hidrográficos, de gran relevancia hasta la unificación de la red eléctrica española, preludio de las actuales multinacionales del sector y de la globalización de las antiguas redes estatales (Arroyo, 2012).

¹ *Departament de Geografia, Universitat de València, juan.mateu@uv.es.*

La Sociedad Hidroeléctrica Española (HE), creada en 1907 para abastecer a Madrid y Valencia, fue una apuesta de capital vizcaíno y madrileño (existe una valiosa bibliografía sobre la Sociedad, especialmente procedente de la Historia Económica). En los momentos fundacionales hubo innovación en la gestión empresarial, pero también coyunturas adversas y competencias muy agresivas en la captación de mercados urbanos. Al principio HE fue, sobre todo, una empresa productora de una electricidad que era distribuida en las ciudades por sociedades locales. De entrada HE apostó por aprovechar los factores de escala del remoto cañón del Júcar para el abastecimiento de Madrid (a más de 250 km) y de la España del Este (desde Castellón a Cartagena). En otras palabras, con menos inversión HE podía abastecer dos áreas con grandes perspectivas de crecimiento.

La primera actuación de HE fue el salto del Molinar (1907) en Villa de Ves (Albacete), muy próximo a la provincia de Valencia, con participación de miles de trabajadores en condiciones muy difíciles (apertura de caminos, acondicionamiento de laderas). El Molinar, una concesión de 40 m³/s, estaba en un verdadero cañón con sucesivos rápidos, a consecuencia de los cuales en apenas 5 km de canal y una simple presa de derivación se alcanzaba un desnivel de 66 m. El canal, con 3 km en túnel, precisó de barrenos; para la presa, mixta de madera y mampostería, se aprovechó la de un antiguo molino impermeabilizada por concreciones carbonatadas. Al final del canal de derivación estaba el depósito regulador y al pie del salto forzado se construyó la casa de máquinas generadoras (4 turbinas de 7200 caballos cada una) y transformadoras (cuatro de 6750 K.V.A. cada una) que elevaban la tensión de 6600 voltios a 66.000 para iniciar el transporte. Las obras concluyeron en julio de 1909. Al mismo tiempo se acometió el tendido de la red eléctrica a 66.000 voltios (Alfaro, 1928). La línea de Valencia, para los tranvías, entró en funcionamiento en 1909; al año siguiente, las de Alcoi y Madrid; en 1911, la de Cartagena. Posteriormente se tendió otra paralela a la primera desde Olmedilla a Madrid a 132.000 voltios. El Molinar fue un modelo tecnológico y empresarial de su tiempo.

2. LOS SALTOS EN CADENA

Después del Molinar y hasta la inauguración de Alarcón (1952), con el paréntesis bélico, HE expandió el patrón de pequeños embalses reguladores, con su canal de derivación más o menos largo, un depósito final de conducción forzada, y la central propiamente dicha. Con este esquema en cadena, HE transformó el tramo III del Júcar en un destacado centro de producción hidroeléctrica.

El crecimiento del mercado eléctrico urbano, junto con la rigidez de los estiajes de 1912 y 1913 decidió en 1914 la construcción rápida del salto de Villora (Enguídanos, Cuenca), aprovechando las cascadas de Las Chorreras del río Cabriel y el desnivel de su afluente el Guadazaón. Esta opción fue idónea para paliar algún efecto de la I Guerra Mundial (encarecimiento del carbón). De otra parte, la flotación en el Cabriel debía compaginarse, aunque en ocasiones, las maderadas podían dañar las instalaciones. Un canal, de apenas 1 km, permitía trasvasar agua desde la nueva presa de Villora en el Cabriel a un pequeño depósito, desde donde caía con un salto de 100 m a la casa de máquinas, dotada con un cuerpo para los turboalternadores y otro para los cuadros, transformadores y aparatos de protección. La central constaba de dos grupos

de turbina-alternador de 6000 kW cada uno, ampliado en 1927 con otro de 15.000. Aguas arriba de la presa de Villora se construyó otra más pequeña (El Bujoso) como reserva adicional. Esta misma función tenía la presa del Batanejo en el Guadazaón. Pronto el tendido eléctrico desde Villora llegó a la subestación de Olmedilla.

El proyecto más ambicioso de HE se localizó aguas abajo de la confluencia del Júcar con el Cabriel, esto es, en el sector de mayor caudal del tramo III pero también de enormes puntas de crecidas. Los estiajes de 1917 y 1918 aceleraron el ambicioso proyecto del salto de Dos Aguas con origen en una presa de 40 m de altura, un canal de derivación de 27 km (casi la mitad en túnel), cuatro sifones, una sala de turbinas subterránea y un canal de desagüe de 1'5 km en túnel. La magnitud del presupuesto, el tiempo de ejecución, la complejidad del sifón de cruce de la Rambla Seca y los problemas geotécnicos de cimentación de la presa desaconsejaron el proyecto, cuando ya se había construido la fábrica de cemento junto a la prevista presa de 40 m de altura. La División Hidráulica del Júcar no consideró acertada la presa-vertedero por la magnitud de las avenidas (3400 m³/s) y aconsejó una presa vertedero de pequeña altura y amplia base. Por ello, el salto de Dos Aguas se desglosó en dos (Cortes y Millares).

El salto de Cortes, construido entre 1918 y 1922, desplazó aguas arriba la presa a Cofrentes, poco después de la confluencia del Júcar con el Cabriel, con altura de unos 7 m sobre el lecho. El canal, para unos 40 m³/s, tenía dos partes, una de 9'5 km de longitud por la margen derecha (que permitía evitar la confluencia de la rambla del Real en la margen izquierda del Júcar) hasta un acueducto sobre el Júcar, y otra de 6'5 km por la izquierda (desde el acueducto hasta la desembocadura de la rambla Seca). El difícil recorrido del canal, a menudo en túnel (7'5 km) exigió un considerable volumen de fábrica de mampostería. El canal se convertía en acueducto sobre el barranco de Sácaras (con dos tramos de 8 m de luz) y sobre el Júcar (con un arco de 42 m de luz que aprovechó los estribos de la presa inacabada por problemas de cimentación). El canal finalizaba a 80 m de desnivel sobre la rambla Seca (afluente por la izquierda del Júcar). Al pie del salto forzado, en la margen derecha de la rambla Seca, estaba la central, dotada con dos grupos de 15.000 kW cada uno (1923). En la obra intervinieron más de 4000 obreros; la conducción de las turbinas y el restante material técnico fue una labor titánica. El transporte de energía, desde la central de Cortes a Valencia y al Molinar, se hacía por medio de una línea trifilar doble a la tensión de 130.000 voltios. Para entonces la longitud de las líneas de HE sobrepasaba los 580 km (Alfaro, 1928).

La construcción del salto de Millares, entre 1928 y 1932, fue la segunda parte del abandonado proyecto de Dos Aguas. Ahora la presa de derivación se situó unos 2 km aguas abajo del desagüe de la central de Cortes de Pallás. La longitud del canal de Millares era de 17 km, repartida en 24 túneles pensados para facilitar la evacuación de la roca excavada y evitar las costosas instalaciones de ventilación. El canal, con una capacidad de 55 m³/s, seguía por la margen derecha del Júcar, de potentes bancos cretáceos que buzan al norte, y laderas muy escarpadas, casi verticales, que aconsejaban la apertura de túneles. El canal, en el depósito de carga, había conseguido un desnivel de 140 m. La central inaugurada en 1933 disponía de dos grupos generadores de 20.000 kW cada uno, y se añadió otro en 1935. Como en el Molinar, Villora o Cortes de Pallás, los poblados para personal completaron la actuación (Alfaro, 1932).

3. REFORMAS Y AMPLIACIÓN DE LOS SALTOS. LA CUESTIÓN DE LA REGULACIÓN

HE fue adaptando sus instalaciones para mejorar su oferta eléctrica. Entre 1924-27 se efectuaron importantes reformas en el salto de Villora, con un nuevo canal y ampliación de la potencia instalada para atender mejor el pico de la curva de consumo diario, sin necesidad de recurrir al vapor. También se construyó aguas arriba la presa del Bujioso y el pequeño contraembalse de la Lastra.

Por su parte el salto de Cofrentes, cuyo primer grupo entró en servicio en 1952, era en realidad una reforma del salto del Molinar, al cual vino a sustituir con agregación de la concesión de la Jábega en el Cabriel. La presa de derivación de 28 m de altura y 120 m de coronación estaba en el río Júcar. El canal de 60 m³/s en la margen izquierda sigue un túnel de 15'5 km para finalizar en el depósito de extremidad situado en la margen derecha del Cabriel. En 1960 los tres grupos de la central de Cofrentes sumaban 124.000 kW.

Esta aproximación a los primeros saltos en cadena a lo largo del cañón del Júcar se entrelazaba con la cuestión de las obras de regulación. El primer esquema, avanzado en el III Congreso Nacional de Riegos celebrado en Valencia (1921), ya hablaba de los pantanos de Alarcón (750 hm³) y Enguídanos (100 hm³) y el contraembalse de Tous (20 hm³). Al amparo de la legislación muy favorable de la Dictadura de Primo de Rivera, se tramitaron varios proyectos empresariales de obras de regulación del Júcar (Fernando Portillo Valcárcel, REVA, HE, etc.) que suscitaron profundo malestar en los regantes de la Ribera. En 1931, las comunidades de regantes de la Ribera ofrecieron una alianza estratégica a HE, comprometiéndose ambas partes a “hermanar intereses agrícolas e industriales, dando solución a los problemas hoy vigentes”, una alianza que ha sido duradera en el tiempo.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, J. (1928): La línea a 132.000 voltios de Olmedilla a Madrid. *Ingeniería y Construcción*. VI, 15-22; 78.83; 138-142; 301-304.
- Alfaro, J. (1932): Obras del salto de Millares, de la sociedad Hidroeléctrica Española. *Revista de Obras Públicas*. 2598, 267-276; 2599, 281-289.
- Anes, G. (director) (2006): *Un siglo de luz. Historia empresarial de Iberdrola*. Iberdrola, Madrid.
- Arroyo, F. (2012): El sistema hidroeléctrico del Júcar y la electrificación madrileña. En: *Globalización, innovación y construcción de redes técnicas urbanas en América y Europa, 1890-1930*. Universidad de Barcelona, Barcelona, s. p.
- Bartolomé, I. (2007): *La industria eléctrica en España (1890-1936)*. Banco de España-Estudios de Historia Económica, Madrid.
- Tedde, P. (1987): Hidroeléctrica española: una contribución empresarial al crecimiento económico. En: *Hidroeléctrica española, 75 aniversario, 1907-1982*. Iberdrola, Madrid.
- Sáenz, C. (1933): Las formaciones geológicas en España en relación a los aprovechamientos de los ríos. En: *Plan Nacional de Obras Hidráulicas Vol. II*, MOP, Madrid, pp. 283-328.

El paso de *Cañón del Júcar a Ribera del Xúquer*

J. F. Mateu Bellés¹ y J. M. Ruiz Pérez¹

Aguas abajo de la cerrada de Tous, el cañón del Júcar se transforma, en apenas ocho kilómetros, en la fértil llanura aluvial de *Entre Naranjos*. Según la clasificación de Clemente Sáenz (1933), en este corto trayecto, se produce el final del tramo III del Júcar (de uso industrial) y arranca el tramo IV (de larga tradición agraria). Esta transición, de garganta *embarazada entre riscos y montañas a vega despejada y deliciosa* (Morós, 1847), no es solo fisiográfica, sino también geomorfológica, sedimentaria e hidrológica. En efecto la paulatina desaparición de los confinamientos laterales, los aportes de destacados tributarios, y la energía relativamente elevada convierten este trayecto en el más dinámico de la llanura de inundación (Ruíz Pérez, 2001, 117). Al tiempo el régimen natural del Júcar incrementa la mediterraneización, a la que contribuyen varios afluentes (Escalona, Sallent, Albaida) y se artificializa al atender importantes demandas de los regadíos históricos y de otros de transformación más reciente (canal Júcar-Turia). En esta ocasión no se analizará el papel de la presa de Tous II (1993; 379 hm³) en la laminación de crecidas, en el abastecimiento del Área Metropolitana de Valencia (A.M.V.), ni en el aprovechamiento conjunto del sistema Júcar-Turia.

1. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

La cabecera del valle aluvial del Júcar es una estrecha fosa tectónica, muy fracturada y compartimentada, de orientación ibérica (NW-SE) hasta Antella, y que después adopta una directriz bética (SW-NE). Los bloques levantados son sierras, a menudo alomadas de calizas y dolomías mesozoicas, con vertientes abarrancadas; al pie una rampa detrítica pliocuaternaria acaba en terrazas fluviales menos consolidadas. Por el centro de la fosa, el cauce discurre confinado entre terrazas y su gradiente es relativamente elevado. Según Ruíz Pérez (2001, 117), la potencia específica del Júcar decrece rápidamente y de forma correlativa el tamaño del sedimento. El tramo de Sumacàrcer a Antella corresponde a una llanura de inundación cóncava, de alta energía, que puede ser desmantelada total o parcialmente durante sucesos extremos y destruir incluso el patrón del cauce (como sucedió en 1982 en el entorno de Sumacàrcer). Después, desde la desembocadura del Sallent hasta más allá de Beneixida, las terrazas fluviales son enterradas por depósitos recientes de acreción vertical; la llanura de inundación experimenta también una acreción horizontal.

Los tributarios (Escalona, Sallent, Albaida) llegan al valle del Júcar atravesando zonas de fracturación, asociadas a menudo a extrusiones triásicas. Así, el trayecto final del Sallent discurre por una pequeña fosa, conocida como la Vall Farta. Por su parte, el Albaida final se adapta a una dislocación de origen extrusivo. Las confluencias del Sallent y el Albaida son entornos muy dinámicos a causa de los remansos durante las mayores avenidas. Así en 1864 se acumularon en ellas potentes y extensos bancos de arenas y gravas.

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, juan.mateu@uv.es, jose.m.ruiz-perez@uv.es.

La orientación de la fosa tectónica acentúa el efecto de disparo orográfico con la entrada de vientos húmedos de levante durante las tormentas convectivas tardeestivales, y en consecuencia se registran lluvias de gran intensidad. Por último, a partir de cartografía histórica, Ruíz Pérez (2001) ha establecido que todavía en el siglo XVIII la migración del cauce era continua con difluencias en torno a islas y barras de grava. Posteriormente la acreción vertical y la acción antrópica han contribuido a estabilizar la posición del *talweg* y a estrechar considerablemente la sección transversal. Se trata de un ajuste morfológico a caudales medios cada vez más reducidos, con fijación de las orillas e incremento de la sinuosidad (Fig. 1).

2. LOS AZUDES, REPRESA DE SEDIMENTOS

En la cabecera del valle varios pasos estrechos fueron aprovechados desde antiguo para construir azudes de riego, esto es, presas para derivar hacia uno o ambos márgenes, las dotaciones de riego asignadas. El orden descendente, el primero de los azudes era el de la acequia de Escalona, seguido del de Antella, después el de Carcaixent y por último el de la Acequia Real del Júcar (Séquia Reial del Xúquer). Solían resultar deteriorados, e incluso arrasados, durante grandes avenidas que obligaban a reparaciones, reformas e incluso cambios de emplazamiento.

A mitad del siglo XVIII el azud de la Acequia Real del Júcar, o *Assut d'Antella*, de origen medieval, todavía estaba formado por piedras sueltas, estacas y tablas de madera. Esta parada fue reformada y ampliada poco después para atender las nuevas demandas nacidas de la prolongación y ensanche de la Acequia, aunque no impidió daños con ocasión de grandes avenidas (1864) e incluso el arrasamiento de la casa de compuertas (1982). En todo caso la ampliación y reforzamiento del azud aumentó la retención sedimentaria gruesa aguas arriba, y cierta incisión y estrechamiento del cauce aguas abajo. Cuando se rompía el azud había un vaciado y remoción de sedimentos (Ruiz Pérez, 2001).

3. LAS AGUAS

A lo largo de la fosa, el régimen del Júcar experimenta una rápida mediterraneización, especialmente a causa de los estiajes y las grandes avenidas de los tributarios (Escalona, Sallent, Albaida). Al mismo tiempo una parte importante del módulo (60 m³/s; 1913 hm³ anuales en Sumacàcer con régimen natural) se deriva para atender las demandas de importantes regadíos históricos. En pocos kilómetros el río se va transformando en el eje de simetría de los subambientes de la llanura de inundación y en el vector central de una fértil vega regada.

a) Las avenidas

Históricamente, los ríos tributarios (Escalona, Sallent, Albaida), de filiación mediterránea, revistieron gran relevancia en la magnitud de los grandes aluviones tardeestivales, especialmente cuando coincidían las respectivas puntas de crecida. La magnitud del fenómeno se intensificaba por los remansos o cierres hidráulicos en las desembocaduras, un fenómeno de reflujo hacia aguas arriba, denominado *regolfe* por las gentes ribereñas (Mateu, 1983). El gran responsable de la inundación de la Ribera en noviembre de 1987, menor que la de 1982, no fue el Júcar con una punta de 1300 m³/s, sino los 3000 a que subió el Albaida; también resultó muy considerable el del Sallent (800 m³/s) (Gil Olcina, 2006).

Este recinto, desde aguas debajo de la cerrada de Tous hasta la desembocadura del Albaida, fue el más dañado en octubre de 1982. “La rotura de la presa de Tous sumó sus efectos a los gravísimos de la colosal crecida, que, a tenor del informe elaborado por ICONA y de conformidad con el Centro de Estudios Hidrográficos, habría alcanzado caudales punta de 10.643 m³/s en Millares, 14.395 en Tous y 15.888 en el Puente de la Casa de Paula (Alberique)” (Gil Olcina, 2006). El desastre obligó a trasladar las poblaciones de Gavarda y Beneixida. En los últimos años el Plan de presas para la defensa de la Ribera (Tous II, Bellús en el Albaida, Escalona) han cambiado la capacidad de gestión de futuras crecidas.

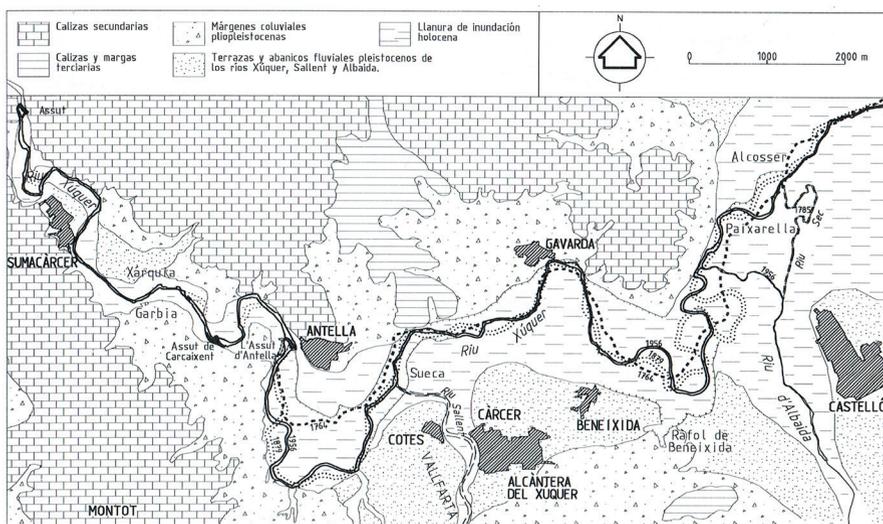


Figura 1. Marco geomorfológico de la cabecera del Llano del Júcar. Trazados del río de 1956, 1879 y 1764 (Ruiz Pérez, 2001).

b) Las acequias

Los nuevos regadíos del siglo XIII, agregados a los de tradición islámica, desempeñaron un relevante papel en la reestructuración feudal de la Ribera del Xúquer (Mateu, 1989). Este empeño por los riegos se retomó en tiempos modernos y se prolongó al siglo XIX. De forma esquemática se señalan a continuación las principales acequias derivadas a lo largo de estos ocho kilómetros; en primer lugar se indican las dos mayores de la margen izquierda y después las dos de la margen derecha.

La Acequia Real del Júcar (Sèquia Reial del Xúquer), la mayor comunidad de regantes de la cuenca (19.437 ha, 29.403 socios), tiene una concesión de 35,1 m³/s. Desde Antella el larguísimo canal principal (de unos 50 km) discurre hasta enlazar con la Huerta de Valencia. La primera mitad del canal es medieval y la segunda, una prolongación de fines del siglo XVIII. Hacia 1970 el consumo anual era de unos 800 hm³; desde entonces ha habido una reducción escalonada hasta los 200 de la primera década del siglo XXI. Estos volúmenes se reducirán aún más cuando se complete

la transformación a riego presurizado (Sanchis *et al.*, 2010). El aforo de la acequia refleja el ciclo agrícola y el consumo de agua, con máximo de mayo a junio, si bien en los últimos años el retroceso del naranjo ha reducido sensiblemente el consumo (Gil Olcina, 2006).

El canal Júcar-Turia, que deriva de la presa de Tous II hacia el Pla de Quart (próximo al aeropuerto de Valencia), es representativo de las zonas regables de iniciativa estatal en la segunda mitad del siglo XX. El canal de 44 km, que sirve además al A.M.V., discurre a cuota superior y en paralelo a la Acequia Real y garantiza el riego a 22.850 ha, la mayor parte (14.731) por la margen derecha. El Plan de Cuenca asigna 19 hm³ anuales para el riego, 85 hm³ al A.M.V. y 6 a Sagunt. En 1996 se inició la transformación a riego presurizado (Sanchis *et al.*, 2010).

La acequia de Escalona (Sèquia d'Escalona), con 23 km de longitud, toma el caudal en el primer azud del Júcar. La construcción, iniciada en 1605, fertiliza aproximadamente 2400 ha en el entorno de Castelló de la Ribera. La acequia (5,3 m³/s de concesión) cede parte de su dotación a Sumacàrcer (364 ha) y a las dos comunidades de la Vall de Càrcer (361 y 249 ha respectivamente). Es un acuerdo en reconocimiento a la servidumbre de paso. Finalmente la Acequia de Carcaixent (Sèquia de Carcaixent) sirve a casi 2000 socios. Construida entre 1654 y 1679, fertiliza unas 1360 ha en los alrededores de Carcaixent y algunos pequeños trozos próximos al canal. Aunque su concesión es de 1,7 m³/s, suele disponer de 1,2 m³/s durante la campaña de riego. También aquí está en marcha el programa de presurización (Sanchis *et al.*, 2010).

4. BIBLIOGRAFÍA

- Gil Olcina, A. (2006): Regímenes natural y artificial del río Júcar. *Investigaciones Geográficas*, 40, 5-34.
- Mateu, J.F. (1983): La riada del Júcar y sus efectos en la Ribera, *Estudios Geográficos*, 170-171, 187-221.
- Mateu, J.F. (1989): Assuts i vores fluvials regades al País Valencià medieval. En: *Los paisajes del agua. Libro jubilar dedicado a A. López Gómez*. Universidades de Valencia y Alicante, Valencia, pp. 165-185.
- Morós, J. (1847): *Descripción geográfico-estadística del río Júcar*. Imp. Benito Monfort, Valencia.
- Ruiz Pérez, J.M. (2001): *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*, Universitat de València, València, tesis doctoral inédita.
- Sáenz, C. (1933): Las formaciones geológicas en España en relación con el aprovechamiento de los ríos. En: *Plan Nacional de Obras Hidráulicas*, MOP, Madrid, 2, pp.283-328.
- Sanchis, C. *et al.* (2010): Los regadíos de la Ribera del Xúquer. En: Hermosilla, J. (Director): *Los regadíos históricos españoles. Paisajes culturales, paisajes sostenibles*, Ministerio de Medio Ambiente y medio Rural y Marino, Madrid, pp. 125-152.

CAPITULO IV

**FOSAS TECTÓNICAS DEL
MAESTRAT Y LITORAL ENTRE
LA SERRA D'IRTA Y ORPESA**

Fosas tectónicas del Maestrat y litoral entre la Serra d'Irta y Orpesa

Coordinador: A. Calvo Cases

Colaboradores: P. Carmona González, J. F. Mateu Bellés, J. E. Pardo-Pascual, A. J. Pérez Cueva, J. M. Ruiz Pérez, E. Sanjaume Saumell, F. Segura Beltrán y J. L. Simón Gómez

OBJETIVOS

El relieve del sector meridional del Maestrat de Castelló está caracterizado por su compartimentación en una serie de fosas tectónicas y umbrales, paralelos al litoral, y que descienden en graderío desde la sierra de Gúdar. La génesis y evolución morfo-tectónica se expone en uno de los capítulos siguientes.

Esta configuración del relieve ha obligado a la red de drenaje, en gran medida durante el Cuaternario, a generar importantes rellenos sedimentarios en los valles interiores coincidentes con las fosas y a disectar los umbrales, hasta conectar con el nivel de base del Mediterráneo. La importante evacuación de sedimentos ha construido en la costa extensos edificios sedimentarios fluviales y, en combinación con los procesos costeros, se ha construido una extensa llanura litoral formada por abanicos aluviales cuaternarios en los que se han apoyado restingas que han formado albuferas como la del Prat de Cabanes.

Tanto los rellenos de las fosas como el llano litoral han tenido una importante ocupación humana, que se ha extendido a las laderas de las sierras. La sucesión de usos del suelo, ha conducido, especialmente en las laderas, a la erosión de los suelos y a la colmatación de los llanos tanto del interior como del litoral.

Actualmente, a los usos agrícolas tradicionales se han superpuesto en el interior los usos industriales y en la costa los usos turísticos, con una ocupación intensiva de los espacios no protegidos.

ITINERARIO

Esta jornada incluye la observación de las formas del relieve en los dos ámbitos descritos (fosas interiores y litoral); su génesis y la evolución reciente de los sistemas fluviales y litorales.

1. Pla de l'Arc

El itinerario comienza por la primera de las fosas interiores (la de les Coves de Vinromà), y de mayor extensión, que en su sector meridional se denomina Pla de l'Arc. Allí, el drenaje aún presenta en la actualidad dificultades como consecuencia de la combinación de obstrucciones por edificios sedimentarios, el desarrollo de galerías kársticas e, incluso, la acumulación de sedimentos eólicos producto de la degradación histórica de suelos con elevado contenido en arenas procedentes de la meteorización de las areniscas del Triásico inferior. En este contexto, de una

gran extensión de tierras de bajo gradiente y buenos suelos, el papel de la acción antrópica ha sido y es muy relevante en una secuencia de cambios de uso del suelo ininterrumpida durante más de dos milenios.

2. Serra d'Irta

Tras cruzar el umbral que separa el Pla de l'Arc del llano litoral (sierras del Desert de les Palmes y de Talaies de Alcalà) ascendemos a un punto elevado de observación (Ermita de Santa Llúcia y Sant Benet) en las estribaciones meridionales de la Serra d'Irta. El panorama permite ver la salida del Riu de les Coves al llano litoral y sus edificios sedimentarios, la fosa de Alcalà de Xivert e, inserta en el propio umbral de la Serra d'Irta, la pequeña y más reciente fosa del Ametler, en la alineación de la fractura principal (Torreblanca) que abre hacia el sur el espacio a la llanura litoral, donde se incluyen los siguientes puntos del itinerario. Esta es una fosa de tercera generación creada por la activación pleistocena de la falla de Torreblanca, que como se expone después interrumpe la red fluvial villafranquiense

3. Abanico aluvial y desembocadura del Riu de les Coves

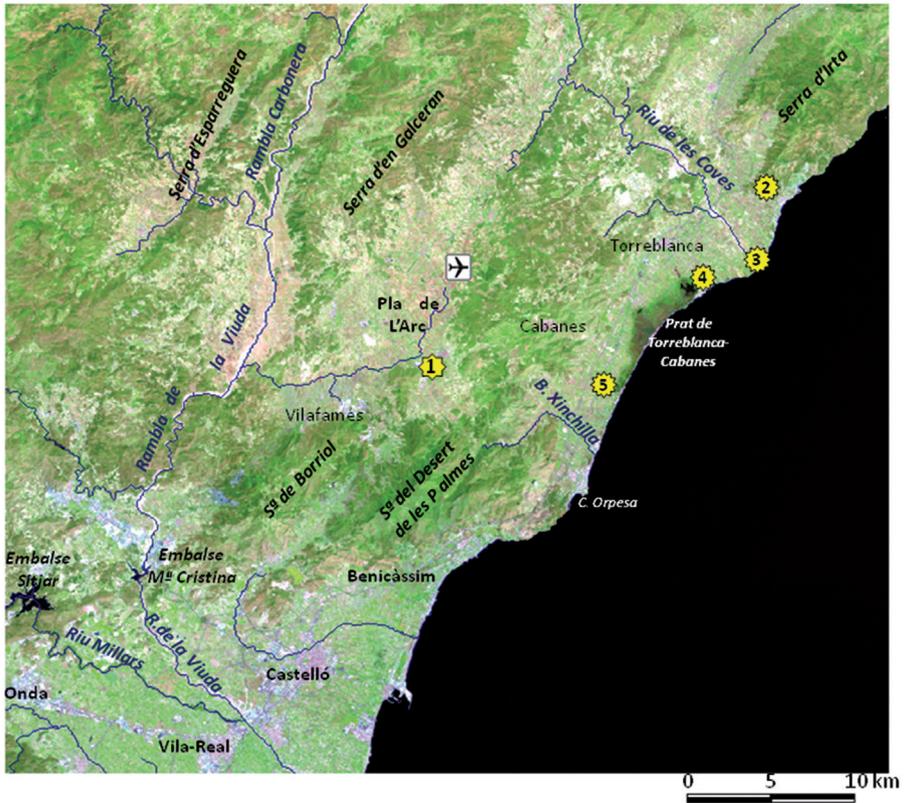
En este lugar, denominado Capicorb, además de observarse elementos de la dinámica fluvial de las ramblas mediterráneas, se explican las formaciones sedimentarias de la parte distal del abanico y su interacción con la dinámica litoral.

4. Torrenostra

Inmediatamente al sur del abanico aluvial del Riu de les Coves comienza en la línea de costa una formación de restinga que, apoyada al sur en el abanico aluvial de Riu Xinxilla, cierra la albufera de Torreblanca o Prat de Cabanes. Este conjunto ha sido objeto de numerosos estudios y como se expone en los siguientes capítulos se conoce la cronología de la génesis y evolución posterior como resultado de los procesos de sedimentación desde el interior y los procesos de modificación de la restinga desde el mar. En esta sección norte de la costa se han descrito afloramientos de niveles fósiles de playa y dunares.

5. La Torre de la Sal

En el sector sur de la barra litoral, se explicará la evolución en la escala temporal más reciente (holocena e histórica) de la restinga y el humedal. La información gearqueológica y los registros sedimentarios indican que el litoral está en retroceso afectado por procesos de subsidencia, probablemente ligada a la actividad tectónica, y unida a una falta de aportes de sedimentos por parte de los sistemas fluviales. Ello afecta a la salinización del humedal con diversas implicaciones en la regeneración y conservación del espacio natural.



Localización Itinerario Fosas tectónicas del Maestrat y litoral entre la Serra d'Irta y Orpesa.
 Imagen Landsat 5, TM, 1-6-2001, CC345. Fuente: USGS Earth Explorer.
 Elaboración: M. J. López García.

Evolución morfotectónica pliocuaternaria y formación del relieve en el Maestrat: una síntesis

A. J. Pérez Cueva¹, A. Calvo Cases¹ y J. L. Simón Gómez²

El relieve del sector valenciano de la Cordillera Ibérica está determinado, principalmente, por las etapas distensivas finales de la Orogenia Alpina en la región, y en especial por tres procesos: el *rifting* europeo mioplioceno (Vegas *et al.*, 1979), el *doming* finimioceno y plioceno de la cordillera (Simón, 1984), que afecta en particular a sus sectores centrales y orientales (Scotti, 2014) y las extrusiones de Trías plástico desencadenadas en distintos momentos desde mediados del Mioceno, presentes en particular al N de la sierra de Espadán (Simón y Pérez Cueva, 1980). En general, es difícil reconocer estructuras compresivas de la etapa principal de finales del Oligoceno (pre-Chatense), y esto se hace más patente en el N de Castellón. En este sector, el relieve es un conjunto de *horstens* y *grabens* de orientación catalánide (NNE-SSW) que rompen totalmente las estructuras ibéricas originales. Los *grabens* son cuencas neógenas, en general alargadas y con escaso espesor de materiales cuaternarios, salvo en terrazas fluviales de la red principal y en las llanuras litorales (Segura, 1990).

1. ETAPAS TECTÓNICAS

Tras la compresión oligocena, se distinguen tres etapas tectónicas principales (Simón, 1984): a) Durante el Mioceno, en la Cordillera Ibérica se solapan la etapa compresiva que forma las cordilleras béticas con el inicio del *rifting* europeo. La etapa compresiva miocena apenas deja estructuras en el área, aunque sí en zonas cercanas, como Aliaga (Simón, 1989). Pero la sedimentación neógena (Chatense-Mioceno) empieza ya en el primer momento, y se acentúa con la primera generación de fosas tectónicas del *rifting* europeo. b) Desde finales del Plioceno inferior tiene lugar una nueva etapa de fracturación y formación de fosas. Normalmente, esta segunda generación recrea las estructuras distensivas previas, pero no siempre, y pueden encontrarse fácilmente sedimentos miocenos y del Plioceno inferior en posición de umbral. Algunas fallas de segunda generación pueden ser totalmente nuevas, como parece ser el caso de la falla oriental del corredor de les Coves de Vinromà, que disloca sedimentos lacustres pliocenos que han quedado tanto en el interior de la fosa como en el umbral de les Talaies d'Alcalà. c) A finales del Plioceno superior e inicios del Cuaternario tiene lugar una tercera etapa, denominada "Etapa de fracturación del Maestrat" por su alta incidencia en la zona.

2. ETAPA DE FRACTURACIÓN DEL MAESTRAT

Esta etapa se manifiesta principalmente en la reactivación de fallas de fases anteriores, sobre todo de las sintéticas (fallas a favor de la fracturación general hacia el Mediterráneo), pero también de algunas antitéticas (ver Fig. 1). Un efecto

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, alejandro.perez@uv.es, adolfo.calvo@uv.es.

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, jsimon@unizar.es.

muy común de este episodio es el de la formación de múltiples conos de deyección cuaternarios. Estos conos, a menudo coalescentes (Pérez Cueva, 1979), se encuentran en todo el piedemonte costero, y en casi todos los corredores (Catí, Rambla de la Viuda, Albocàsser-Tirig, Benlloch, etc. Pero esta etapa también fue capaz localmente de producir nuevas fallas, que dislocan la superficie de erosión villafranquiense (ver esquemas en Fig.1), ya identificada en la zona por Constante (1975). Pero el principal efecto en el relieve fue el de generar una fosa tectónica nueva, la del B. de l’Ametler, y desencadenar procesos de incisión de la red fluvial que produjeron localmente una reorganización de la red fluvial, en particular la captura de la Rambla de les Coves.

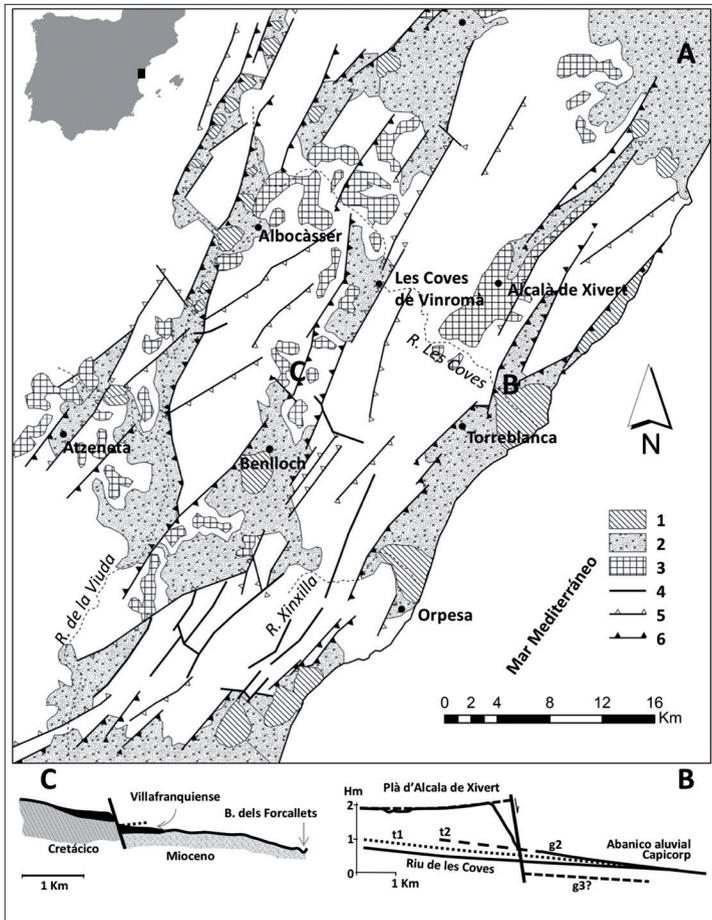


Figura 1. A) Mapa general de la superficie villafranquiense en el Maestrat y sus deformaciones (a partir de Pérez Cueva, Simón y Calvo, 1982): 1) Abanicos aluviales 2) Depósitos y superficies de erosión cuaternarias. 3) Superficie villafranquiense. 4) Fallas. 5) Fallas que afectan a la superficie finimiocena y pliocena inferior. 6) Fallas con probable actividad durante la “Etapa de fracturación del Maestrat”. B y C) Tipos básicos de fallas que afectan a la superficie villafranquiense (g3); t1 y t2) Terrazas pleistocenas, g2) Glacis del Pleistoceno medio.

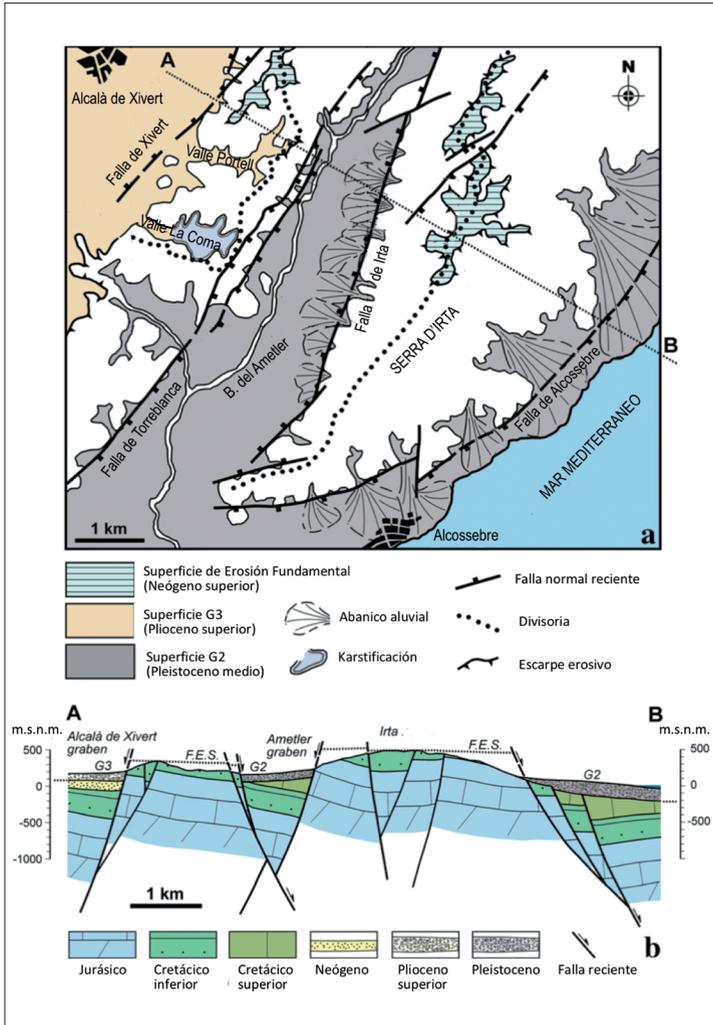


Figura 2. (a) Mapa morfo-estructural de la S. d'Irta y la fosa de l'Ametler, mostrando sus principales componentes morfo-sedimentarios y fallas recientes (Plio-pleistocenas). (b) Sección transversal geológica y morfo-estructural (ver la localización A-B en (a)); F.E.S.: Superficie de erosión fundamental, de edad Neógeno tardío; G3: Glacis Plio-pleistocenos; G2: Glacis del Pleistoceno medio. Nótese que las fallas antiguas del centro de la S. d'Irta, niveladas por la F.E.S., no están cartografiadas en (a) (según Simón, Pérez Cueva y Calvo, 2013).

3. LA FOSA DE L' AMETLER

Es la única fosa tectónica totalmente nueva de la tercera generación (etapa de fracturación del Maestrat), a favor de una larga falla sintética, la de Torreblanca, y una pequeña falla antitética. Esta última está jalonada de pequeños conos de deyección, corta la S. d'Irta y la divide en dos ramales en su tercio sur (Fig.2). Su movimiento, entre un mínimo de 0,04-0,07 mm/año y un máximo de 0,26-0,30 mm/año, es comparable

al de otras fallas activas de la Cordillera Ibérica centro-oriental (Simón, Pérez Cueva y Calvo, 2013), y ha desnivelado localmente las superficies villafranquienses, dejando colgadas la del corredor d'Alcalà de Xivert. Otro de sus efectos ha sido la decapitación de los valles que descendían hacia el W desde el eje de la Serra d'Irta hasta el corredor de Alcalà de Xivert.

El desnivel final de la falla de Torreblanca, cercano a los 100 m, fue probablemente la causa principal de la captura del Riu de les Coves, que se enmarca en procesos recientes de reorganización de la red fluvial en el Maestrat (Pérez Cueva y Simón, 1993).

Esta captura ha condicionado la formación del abanico aluvial de Capicorb y el actual valle desconectado del corredor de Alcalà, ya identificado por Mateu (1982). Este autor remarca el contraste entre la morfología erosiva de la parte sur, drenada por la rambla, y la totalmente llana y sin cauces de su parte central.

3. BIBLIOGRAFÍA

- Constante Lluch, J.L. (1975): El piedemonte costero de Vinaroz-Benicarló, *Bol. Soc. Castellonense de Cultura*, 51-3, 224-273.
- Mateu Bellés, J.F. (1982): *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*, Univ. de Valencia, Secc. Geografía, 286 pp.
- Pérez Cueva, A.J. (1979): El Cuaternario continental de la Plana de Castelló, *Cuadernos de Geografía*, 24, 39-54.
- 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., Simón, J.L. y Calvo, A. (1982): Faulting phase concerning to villafranchian glacia in the Maestrat (Castellón, Spain), *Colloque "Le Villafranchien méditerranéen"*, Lille, 441-445.
- Scotti, V. N. et al. (2014): The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology, *Geomorphology*, 206, 37-57.
- Segura, F. (1990): *Las ramblas valencianas*, Universitat de València, València, 229 p.
- Simón Gómez, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*, Publ. Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11 (3), 285-294.
- Simón, J.L. y Pérez Cueva, A.J. (1980): El triás extrusivo al Norte de la Sierra de Espadán: Aspectos tectónicos y morfotectónicos, *Cuadernos de Geografía*, 27, 143-156.
- Simón, J.L., Pérez Cueva, A.J. y Calvo, A. (1983): Morfogénesis y neotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Provincia de Castellón), *Estudios Geológicos*, 39, 127-144.
- Simón, J.L., Pérez Cueva, A.J. y Calvo, A. (2013): Tectonic beheading of fluvial valleys in the Maestrat grabens (Eastern Spain): Insights into slip rates of Pleistocene extensional faults, *Tectonophysics*, 593, 73-84.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1979): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula, *Proc. Symp. Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, Special Publ., 201. Inst. Geográfico Nacional, Madrid, 109-128.

Evolución pleistocena de la Albufera de Torreblanca o Prat de Cabanes

F. Segura Beltrán¹, E. Sanjaume Saumell¹ y J. E. Pardo-Pascual²

1. ALBUFERA DE TORREBLANCA O PRAT DE CABANES

La Albufera de Torreblanca se localiza en la plana d'Orpesa-Torreblanca, una fosa costera de directriz catalánide (NNE-SSW) que fractura las estribaciones finales del Sistema Ibérico (NNW-SSE). Está enmarcada por numerosos abanicos aluviales, cuya coalescencia ha generado una auténtica acera aluvial, que delimitan la marjal y en algunos sectores la constriñe (Fig. 1). De norte a sur se encuentran el abanico del Riu de les Coves, el del Barranc del Toll, el de les Raboses, el de la Rambla de Manyes y el que forman conjuntamente el Riu Xinxilla, el Barranc de la Font del Campello y el Barranc deis Llorenços. El Riu de les Coves, forma un potente abanico aluvial progradante (Segura, 1990) (protuberancia costera de Capicorb), al igual que los abanicos de la Rambla de Manyes, el Barranc de les Raboses y el Barranc del Toll.

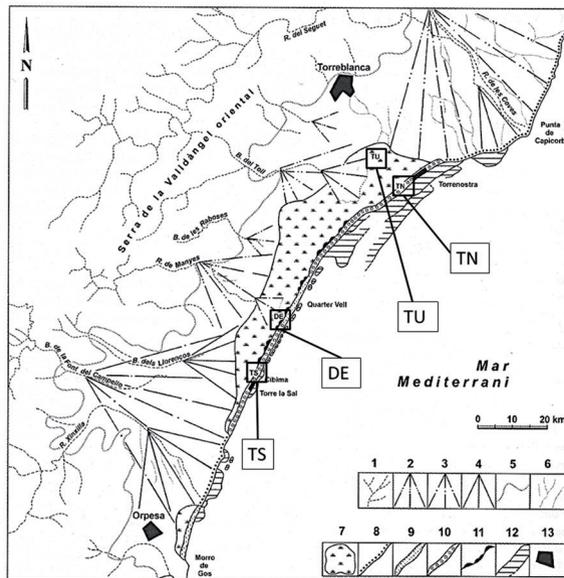


Figura 1. Esquema geomorfológico de la Plana d'Orpesa-Torreblanca. 1. Barrancos. 2. Conos del Pleistoceno medio. 3. Conos del Pleistoceno superior. 4. Conos holocenos. 5. Límites de los depósitos cuaternarios. 6. Paleocauces. 7. Marjal. 8. Playa de cantos. 9. Restinga de arena. 10. Restinga de cantos. 11. Washover fans. 12. Afloramientos pleistocenos sumergidos. 13. Núcleos urbanos. TU, TN, DE y TS. Localización de los sondeos Turbera, Torrenostrá, Depósito y Torre de la Sal.

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, francisca.segura@uv.es, eulalia.sanjaume@uv.es.

² Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, Universitat Politècnica de València, jepardo@cgf.upv.es.

El abanico del Riu Xinxilla-Barranc de la Font del Campello-Barranc dels Llorenços es de tipo solapado y los aportes de los dos últimos colmatan la albufera, llegando en el pasado a cubrir las dunas fósiles de la restinga actual (Segura *et al.* 2005). La restinga de l'Albufera d'Orpesa-Torreblanca se apoya en los abanicos aluviales del Xinxilla y del Riu de les Coves y a lo largo de la misma, se han localizado numerosos fragmentos de eolianitas y de playas fósiles, que extrae el mar de alineaciones sumergidas (Fig. 1). En el tramo meridional existen afloramientos de eolianitas y en la parte septentrional afloran restos de turba lo que indica que la restinga está experimentando un serio retroceso (Sanjaume *et al.*, 1990).

Tabla 1. Cuadro resumen de la evolución pleistocena de l'Albufera de Torreblanca.

ESTADIO ISOTÓPICO	EDAD	ESCALA GLACIAL	NIVEL DEL MAR	COLUMNA/FACIES
7	240-190 ka BP	Interglacial (Mindel/Riss)	Alto	TN entre -20'5 y -31 m/marina TU: continental DE y TS: No
6	190-130 ka BP	Glacial (Riss)	Bajo	TS, DE, TN, TU: continental
5e	130-115 ka BP	Interglacial (Ris/Würm o Eemiense)	Alto	TN/ Marina TU/ encharcamiento
5d	115-110 ka BP	Estadial frío (Würm I)	Bajo	TN, DE y TU: continental
5c	110-100 ka BP)	Interstadial cálido (Würm I)	Alto	TN, DE y TU: encharcamiento
5b	100-90 ka BP	Estadial frío (Würm I)	Bajo	TN, DE y TU: continental
5a	90-75 ka	Interstadial cálido (Würm I)	Alto	TN y DE/ marina DU/encharcamiento
4	75-68 ka BP	Estadial frío (Würm II)	Bajo	TN, DE y TU: continental
3	60-25 ka	Interstadial cálido (Würm II)	Alto	TN/marina
2	25-10 ka BP	Estadial frío (Würm III)	Bajo	TU y TN/inicio albufera
1	10 ka BP-	Interglacial	Alto	Albufera: -4.15 m (TS), -5.8 a TN, -4.9 a DE y -4.8 a TU.

2. LOS SONDEOS EN LA ALBUFERA DE TORREBLANCA Y EL RITMO DE SEDIMENTACIÓN

Con el fin de analizar la evolución de la albufera de Torreblanca se han realizado 4 sondeos (Fig. 1): dos en la parte septentrional (Torrenostra, TN, -31 m y Turbera, TU, -21'3 m) y dos en la parte meridional (Torre la Sal, TS, -38 m y Depósito, DE, -28 m) (Segura *et al.*, 1995, 1997 y 2005). En base a los análisis sedimentológicos y a las dataciones se ha reconstruido la secuencia evolutiva resumida en la Figura 2 y la Tabla 1. Las dataciones con C¹⁴ han permitido calcular la ratio de sedimentación holocena, que oscila en torno a 1 mm/año para los 2 m superiores y disminuye hacia la base de la columna. La mayor tasa de sedimentación –tanto holocena como pleistocena– se dan en la columna DE, con una valor medio de 1'87 mm/año. Estas cifras tan elevadas indican que al menos durante el pleistoceno, los abanicos del Riu Xinxilla y de la Rambla de Manyes han tenido una fuerte agradación vertical que no se observa en la columna TN, cerca del abanico del Riu de les Coves. Estos hechos concuerdan con la mayor subsidencia del sector meridional, detectada por el IGME-IRYDA (1972) y con el modelo de abanicos superpuestos de los barrancos

meridionales, mientras que el abanico progradante del riu de les Coves justificaría la deposición mar adentro. La ratio de sedimentación es también mayor que la detectada en la Albufera de Valencia, donde Sanjaume *et al.* (1992) obtuvieron tasas de 0'57 mm/año en la parte superior y 0'47 mm/año a la parte inferior. Las diferencias seguramente se deben al tipo de sedimento y a los mecanismos de inundación propios de cada caso.

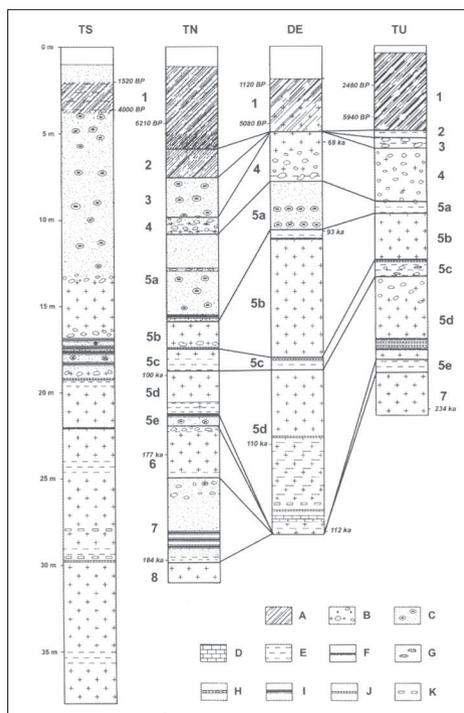


Figura 2. A. Materia orgánica. B. Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas de origen continental. C. Arenas marinas con restos de calcarenitas. D. Calizas. E. Indicios de encharcamiento. F. Paleosuelos. G. Restos de costras calcáreas. H. Playa fósil. I. Calcarenitas. J. Costras calcáreas. K. Lentejones de arcillas.

3. LOS SILOS DE LA RESTINGA Y SU INTERPRETACIÓN PALEOGEOGRÁFICA

En los últimos 15.000 años, en el área sondeada, se han producido varias transgresiones, pero sólo ha existido una albufera en el Holoceno. De haber existido algún precedente en el Pleistoceno, probablemente se habría situado mar adentro, tal y como lo sugieren las alineaciones de playas y dunas fósiles sumergidas. En base a estos datos, la hipótesis que se maneja es que la albufera habría sufrido un retranqueamiento hacia el interior del continente, hasta llegar a la posición actual. Este hecho parece confirmarse por la presencia en la parte meridional de restinga —a escasos metros de distancia del sondeo TS— de un afloramiento de dunas fósiles sin datar, con una serie de estructuras que los arqueólogos (Guillem *et al.*, 2005) identificaron como silos y restos de habitáculos. Las dataciones de restos de huesos

de animales fósiles sitúan el yacimiento en 5.000 BP, aunque el poblamiento del sector se prolonga en el tiempo por todo el abanico del Xinxilla (Flors *et al.*, 2009). El asentamiento estaba situado sobre la restinga de una albufera, que pudo ser aprovechada como puerto interior y con un entorno cultivado de cereales. La presencia de los silos sobre la restinga plantea un problema de interpretación importante. En este momento en TS había una playa/restinga, mientras que en TN y TU había una albufera totalmente cerrada –o con una salinidad muy baja según el análisis de los foraminíferos (Usera *et al.*, 1990)–, y en DE comenzaba a instalarse tímidamente una albufera. Estas diferencias permiten realizar las siguientes deducciones: a) la parte meridional de la restinga, probablemente era más ancha que en la actualidad; b) la albufera era más reducida que en la actualidad, ya que no llegó a DE; c) la orientación de la costa era diferente de la actual. La subida posterior del mar implicó un ascenso del nivel freático y la ampliación de la albufera, que finalmente llegó a DE y a TS. El crecimiento de la albufera probablemente fue la causa del abandono del asentamiento que se retranscurrió hacia el abanico del Xinxilla en siglos posteriores.

4. BIBLIOGRAFIA

- Flors, E. (Ed.) (2009): *Torre la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón). Evolución del paisaje antrópico desde la prehistoria hasta el Medievo*. Monografies de Prehistòria i Arqueologia Castellonenques, 8, 580 p.
- IGME-IRYDA (1972): *Proyecto de investigación hidrogeológica de la Cuenca Media y Baja del Júcar (1ª fase)*. Informe hidrogeológico preliminar de la Plana de Oropesa-Torreblanca.
- Guillem, P. M., Martínez, R., Pérez, G., Pérez, R. y Fernández, J. (2005): *El Prat de Cabanes (Cabanes, Castelló). Un jaciment prehistòric del III mil·lenni (a C)*. En: Sanjaume, E. y Mateu, J. (Eds.), *Geomorfologia litoral i quaternari. Homenatge a V. M^a. Rosselló*. València, Universitat de València, pp. 195-202.
- Sanjaume, E., Segura, F. y Pardo, J. E. (1990): Procesos y formas en una restinga en retroceso: el caso de la Albufera de Torreblanca. *Actas 1ª Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, pp. 375-384.
- Sanjaume, E., Segura, F., López, M. J. y Pardo, J. E. (1992): Tasas de sedimentación en la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 51, 63-81.
- Segura, F. (1990): *Las ramblas valencianas*. Valencia, 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: *El Cuaternario del País Valenciano*. Valencia, Universitat de València y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, pp. 139-154.
- Segura, F., Pardo, J. E. y Sanjaume, E. (1997): Evolución cuaternaria de l'Albufera de Torreblanca. *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (1-2), 3-18.
- Segura, F., Sanjaume, E., Pardo, J. E. y 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*. València, Universitat de València, pp. 455-469.
- Usera, J., Robles, F., Martínez- López, F. y Arco, Y. (1990): Fauna actual de gasterópodos y foraminíferos de la marjal de Torreblanca (Castellón). *Iberus*, 9 (1-2), 515-52.

La restinga recesiva de la albufera de Torreblanca (Castelló)

E. Sanjaume Saumell¹, F. Segura Beltrán¹ y J. E. Pardo-Pascual²

La albufera de Torreblanca queda cerrada por una restinga de cantos de 8 km de longitud que se apoya en los conos aluviales del Riu de les Coves al norte y el Riu Xinxilla al sur (Fig. 1). En la plataforma sumergida delante de la restinga se observan al menos dos alineaciones de formaciones rocosas, que se han interpretado como playas y dunas fósiles erosionadas por las olas. El margen interno de la albufera está enmarcado por un conjunto de pequeños conos aluviales progradantes que la delimitan y la reducen (Segura *et al.* 1997). La restinga presenta su máxima amplitud, 95 m, en el sector meridional, en tanto que al norte, debido a la constante recesión de la misma, presenta tan sólo 8,5 m de anchura, casi todos ellos ocupados por una amplia cresta de playa (*beach ridge*) muy característica (Sanjaume *et al.*, 1990) y que hasta entonces nunca se había descrito en las costas valencianas. Las *beach ridges* ya habían sido definidas por Stapor (1975) como “crestas en forma de montículo que discurren paralelas a la orilla”.

La restinga de la albufera de Torreblanca está formada fundamentalmente por cantos, aunque la parte central es arenosa. En la restinga que cierra la albufera se distinguen tres sectores: a) La parte septentrional, que arranca el Riu de les Coves y llega hasta el Quarter Vell, está formada por una estrecha cresta (*ridge*) de cantos (Fig.2). En este sector no se han localizado eolianitas en la superficie de la restinga quizá a causa de la progradación del Riu de les Coves. Cerca de Torrenostra, se han encontrado, además, niveles de turba sumergidos por debajo del nivel del mar; b) El sector central es arenoso y la playa está más desarrollada que en el caso anterior. Por otra parte, son abundantes los restos de eolianitas encontradas entre los cantos de la restinga, procedentes de la erosión de los afloramientos submarinos que constituyen la principal fuente de suministro de arena; c) El sector meridional, que termina en la Torre de la Sal, presenta la mayor anchura de toda la restinga. Aunque los guijarros predominan, el extremo meridional termina con la presencia de dunas fósiles emergidas, relacionadas con la pequeña acera o plataforma de erosión sumergida en el mar.

Sobre la restinga de cantos se desarrollan numerosos *washover fans*, que son acumulaciones de cantos en forma de abanico localizados en la cara interna de la restinga, donde han sido transportados por el mar durante las tormentas cuando el oleaje supera de parte a parte la restinga. Son de dimensiones variables y algunos podrían ser formaciones bastante antiguas dada la pátina que recubre los cantos. El proceso de *overwash* transporta cantos, que son depositados en forma de pequeños conos lobulados como señalaron Orford y Carter (1982) cuando el flujo de embestida de las olas cesa abruptamente al entrar en contacto con la albufera. La presencia de

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, eulalia.sanjaume@uv.es, francisca.segura@uv.es.

² Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, Universitat Politècnica de València, jepardo@cgf.upv.es.

la cresta de playa, la abundancia de *washover fans*, y el grueso calibre de los cantos que la forman, hacen que esta restinga sea muy distinta del resto de las restingas valencianas (Segura *et al.*, 2005).



Figura 1. Albufera de Torreblanca. Evolución de la línea de costa entre 1956-2012.



Figura 2. Nivel de turba sumergida en el mar que indica el retroceso de la restinga.

Además de las diferencias longitudinales, la restinga también presenta una serie de diferencias en sentido transversal. En la parte interna de la restinga los cantos presentan mayor tamaño (con calibres medios superiores a los 9 cm) y la mayoría se encuentran recubiertos por una pátina grisácea. En la cima del *ridge* el diámetro medio sobrepasa los 7 cm, en tanto que en la berma central el calibre medio desciende, oscilando entre 5 y 7 cm. Esta disminución es todavía más patente en la misma orilla, en donde las medias se sitúan entre 2,5 y 3,3 cm. Esta gradación

de tamaños está en relación con la energía del oleaje que los ha depositado. Como es obvio, los calibres más gruesos habrán sido depositados durante los temporales más importantes y, en consecuencia, se sitúan en las zonas más alejadas de la orilla. Por otra parte, la clasificación que se observa en cada una de las bermas ha de relacionarse con el hecho de que los cantos de mayor tamaño dejan amplios espacios vacíos entre ellos, produciendo una estructura que actúa como una columna de tamices, permitiendo que los cantos de menor calibre vayan percolando entre el resto cuando se produce la infiltración del agua de las olas. Este tipo de gradación granulométrica es azonal, puesto que también se produce en las crestas de las costas árticas noruegas (Sanjaume y Tolgensbakk, 2009). Para conocer mejor las diferencias transversales de la restinga se ha analizado el Modelo Digital de Elevaciones, basado en datos LiDAR tomados en agosto de 2009 y creado por el Institut Cartogràfic Valencià (ICV) de la zona del Codolar, justo entre los TM de Cabanes y Torreblanca, con curvas de nivel cada 25 cm. En la Figura 3 se muestran los detalles de estas curvas sobre la ortofotografía de 2012 (tomada también del ICV) y los tres perfiles topográficos perpendiculares realizados. En la Figura 4 se muestra la comparación de dichos perfiles.

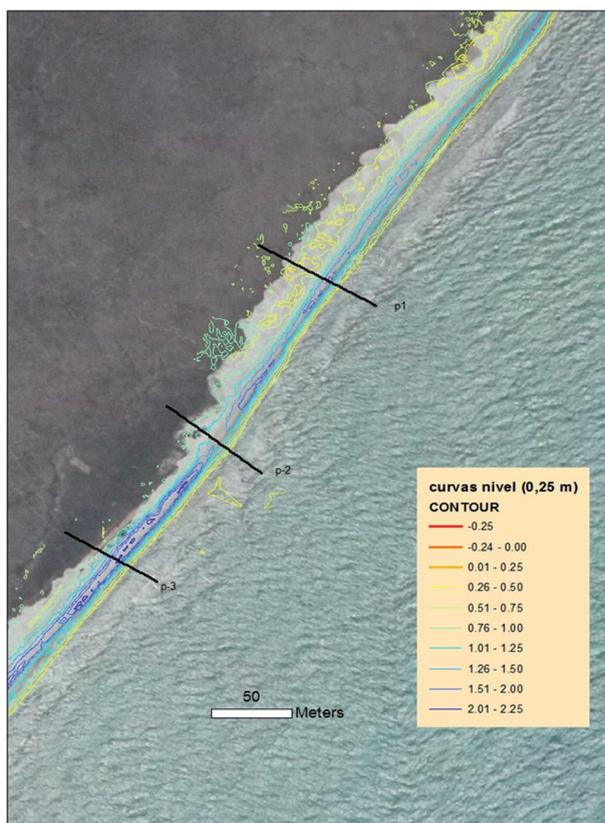


Figura 3. Localización de los perfiles transversales.

El perfil 3, el más alto sería representativo de la cresta de playa más alta y cercana a la orilla del tramo costero septentrional. El perfil 2 correspondería a uno de los pasillos transversales por donde circulan los movimientos de *overwash* en momentos de menor energía que transportan sedimentos, pero no los apilan. Finalmente el perfil 1 nos demuestra que la cresta retrocede hacia el interior, pero aumenta la amplitud de la playa. Esto sugiere un tramo menos erosivo, aunque en la parte interna correspondiente a la albufera se localiza un abanico de derrame de mayor amplitud. En definitiva, la presencia del *ridge* de playa y de los abanicos de derrame (*washover fans*) hacen esta restinga única en todo el litoral valenciano. Por otra parte, el hecho de que aparezcan restos de turba aflorando bajo el mar en el tramo más septentrional nos indica que la restinga está experimentando un serio retroceso.

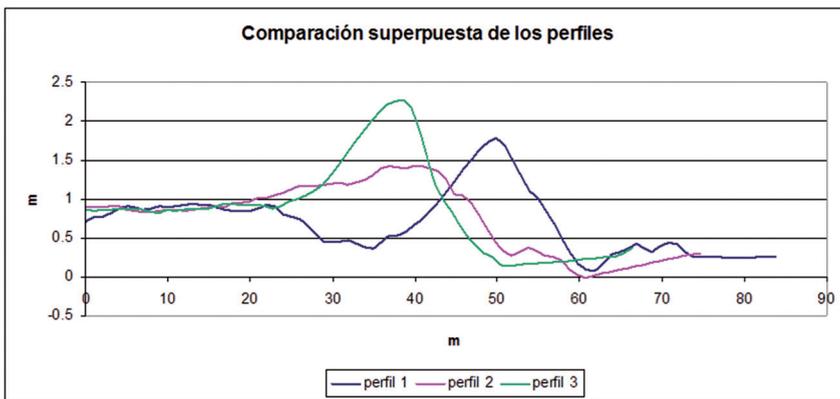


Figura 4. Comparación de los perfiles.

BIBLIOGRAFÍA

- Orford, J.D. y Carter, R.W.G. (1982): Crestal overtop and overwash sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, Southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 265-278.
- Orford, J.D. (1977): A proposed mechanism for storm beach sedimentation. *Earth Surface Processes*, 2, 381-400.
- Sanjaume, E., Segura, F. y Pardo, J. (1990): Procesos y formas en una restinga en retroceso: el caso de la Albufera de Torreblanca. En: *I Reunión Nacional de Geomorfología*. Teruel, pp. 375-384.
- Sanjaume, E. y Tolgensbakk, J. (2009): Beach ridges from the Varanger Peninsula (Arctic Norwegian coast): Characteristics and significance. *Geomorphology*, 104, 82-92.
- Segura, F., Pardo, J.E. y Sanjaume, E. (1997): Evolución cuaternaria de l'Albufera de Torreblanca. *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (1-2), 3-18.
- Segura, F., Sanjaume, E., Pardo y J.E., Riquelme, J. (2005): Canvis del nivell del mar en l'evolució del Prat de Cabanes. En: Sanjaume, E., Mateu, J.F. (Eds), *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger*. Universitat de València, València, pp. 455-469.

Registro geoarqueológico y cambio ambiental. La costa de Torre de la Sal y el humedal del Prat de Cabanes

P. Carmona González¹ y J. M. Ruiz Pérez¹

La costa de Torre de la Sal y el humedal del Prat de Cabanes se sitúan en el litoral norte de la provincia de Castelló y constituyen un sistema costero con gran valor ambiental y patrimonial (Fig. 1). En el ámbito de unas excavaciones arqueológicas extensivas, se efectuó un estudio geoarqueológico y se realizaron sondeos manuales y dataciones C14. Los datos permitieron analizar la evolución geomorfológica y los cambios a escalas holocena e histórica (Flors, 2009; Ruiz y Carmona, 2009; Carmona y Ruiz, 2014).

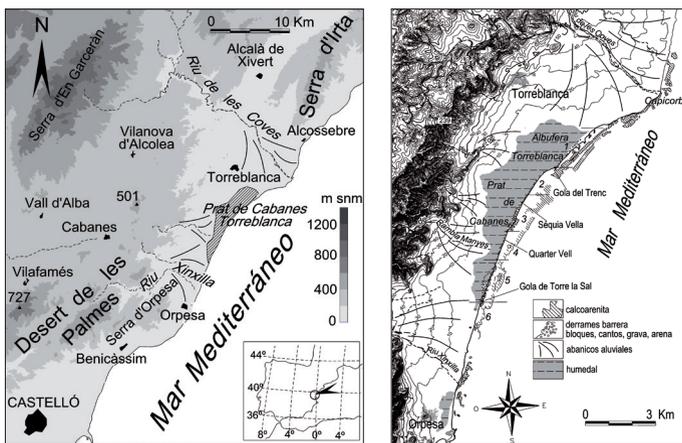


Figura 1. Izquierda: localización del área de estudio. Derecha: rasgos geomorfológicos.

1. EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL HUMEDAL DEL PRAT DE CABANES

Durante las campañas de excavación arqueológica se realizaron varios sondeos manuales en el humedal próximo. El sondeo SM7 (Fig. 2) aportó información relevante sobre las respuestas del humedal a oscilaciones climáticas globales holocenas e históricas y también acerca su evolución:

- Durante la mayor parte del Holoceno (desde el 7.530 a 7.320 años calibrados a. C.) en este sector del humedal y hasta época histórica, se conformó un ambiente de laguna dulceacuícola.
- Hacia la parte superior del registro, la laguna experimenta un aumento progresivo de la salinidad que culmina a 1,25 m (datado en 90 a 260 y 290 a 320 años calibrados d.C.).
- Las tasas de acreción produjeron la progresiva colmatación del humedal que estaría muy avanzada entre el período romano imperial (1.820±40 años años calibrados BP a 1,25 m de profundidad) y el bajomedieval (740±40 años calibrados BP a 0,8 m de profundidad).

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, pilar.carmona@uv.es, jose.m.ruiz-perez@uv.es.

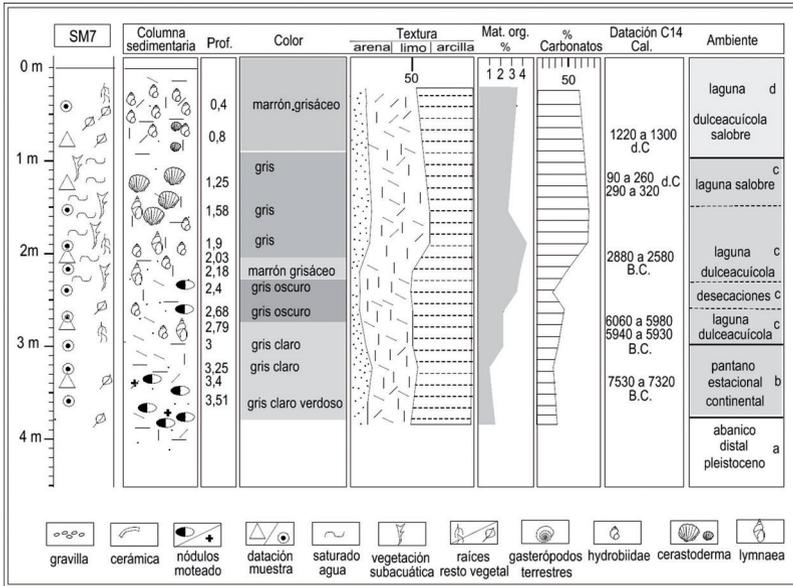


Figura 2. Columna estratigráfica, ambientes y cronología absoluta sondeo SM7.

2. EL REGISTRO GEOARQUEOLÓGICO

De manera complementaria se cuenta con la información geoarqueológica. Las excavaciones (urbanización de Costamar y entorno de Torre de la Sal) se realizaron en el tramo costero del abanico aluvial del Riu Xinxilla (Fig. 3). En Costamar se detectaron cerca de 700 estructuras negativas (excavadas en el sustrato) de las cuales más de 500 correspondían al VI-V milenio a.C., en su mayoría silos de época neolítica con una profundidad de 0,5-1 m. De época del Bronce (II milenio a.C.) se documenta un fondo de cabaña de 177 m² encajado 3,63 m en los niveles superficiales del abanico (Flors, 2009).



Figura 3. Izquierda ubicación de las excavaciones arqueológicas de Costamar y el Oppidum de Torre de la Sal: en color gris la expansión del humedal. Derecha fotografía aérea del año 1957.

En la actualidad, en el fondo de los silos neolíticos y de la cabaña de la edad del Bronce (cuya superficie tiene cotas entre 2-3 m s.n.m.), aflora el agua freática y algunos silos están siendo colonizados por la vegetación salobre del humedal próximo. En la zona de Torre de la Sal, cerca de la línea de costa, se excavaron los restos de una gran ciudad portuaria de época ibérica (*Oppidum* de siglos VI-I a.C.) (Fernández, 1990; Flors, 2009), con fondeadero próximo (Fig. 3). Restos de muros de casas fueron detectados en el área de oleaje de playa y se describieron alineaciones bajo el agua. También se describen pozos para abastecimiento de agua dulce cerca de la playa actual y bajo el agua marina (Fernández, 1988)

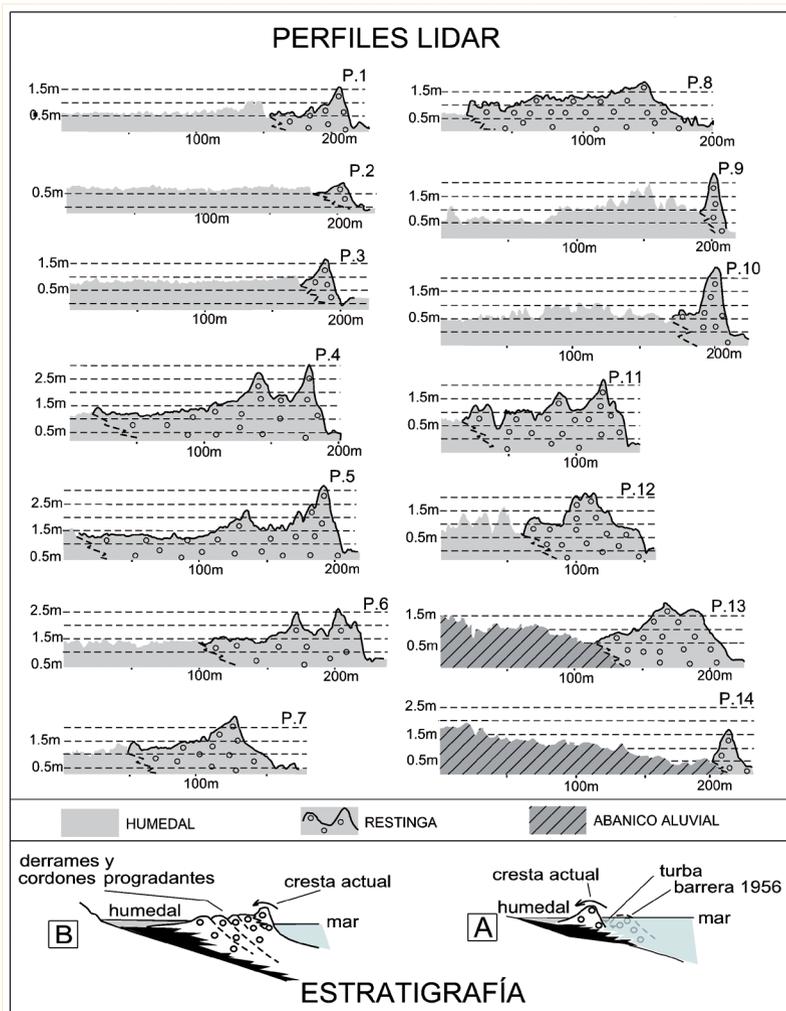


Figura 4. Arriba perfiles Lidar. Ubicación en tramos de la figura 1: tramo 1: p.1; tramo 2: p.2-3; tramo 3: p.4,5,6; tramo 4: p.7,8; tramo 5: p. 9,10,11,12; tramo 5: p. 9,10,11,12. Tramo 6: p. 13.14.

3. CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS RECIENTES

Finalmente, la comparación de la anchura y morfología de las restingas de 1956 (Vuelo Americano 1:33.000) y de la del vuelo del año 2005 (ICV 1:5.000) y los perfiles transversales realizados (Fig. 4) con datos Lidar, aportó información sobre los cambios recientes en la línea de costa. En algunos tramos, se detecta un fuerte retroceso con traslado completo de la restinga hacia el continente mediante procesos de *landward rollover*. Este retroceso se acompaña (a veces) de una considerable pérdida de anchura de la barrera. No obstante el cordón litoral presenta gran variedad de procesos, texturas, morfologías y vegetación asociados (Carmona *et al.*, 2014).

4. CONSIDERACIONES FINALES

A escala holocena (milenios), cabe destacar que, al contrario de los modelos generales evolutivos (hacia mayor continentalidad) esta albufera evoluciona hacia un incremento de la salinidad y la influencia marina a lo largo del Holoceno y época histórica. De la información geoarqueológica destacamos que los silos neolíticos y el fondo de cabaña de la Edad del Bronce, excavadas en la superficie del abanico aluvial, estaban en el momento en que estaban siendo utilizados, en seco, fuera del alcance de las fluctuaciones del freático. También en época ibérica, las construcciones y pozos de abastecimiento de agua dulce estarían emergidos en tierra seca. Estos datos son indicativos de que nos hallamos ante un litoral en retroceso afectado por procesos de subsidencia a escala holocena e histórica. La subsidencia está posiblemente relacionada con los procesos tectónicos analizados en el área cercana (Simón *et al.*, 2013). El ascenso relativo del nivel del mar ha ubicado estas estructuras al alcance de la capa freática, ha provocado el retroceso de la costa hacia el continente, la progresiva salinización del humedal y sumergido las estructuras arqueológicas bajo el agua marina.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Carmona, P., Ruiz, J.M., Ibáñez, 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.
- 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.
- 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 Arqueologia Castellonenses*, Castellón, Diputación de Castellón, 606 pp.
- 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.) *Torre la Sal (Ribera de Cabanes, Castellón) Evolución del paisaje antrópico desde la Prehistoria hasta el Medioevo, Monografies de Prehistoria y Arqueologia Castellonense*, Castellón, Diputación de Castellón pp. 21-38.
- Simón, J.L., Pérez-Cueva, A. y Calvo, A. (2013): Tectonic beheading of fluvial valleys in the Maestrat grabens (eastern Spain): Insights into slip rates of Pleistocene extensional faults. *Tectonophysics*, 593, 73–84.

El Prat de Cabanes-Torreblanca: cierre de la última bocana natural

J. F. Mateu Bellés¹

Este humedal, separado del mar Mediterráneo por una potente barra de cantos, es una estrecha franja de unos 7'5 km de longitud y más de 860 ha de superficie. Se trata de una antigua albufera flandriense en avanzado estado de colmatación (Rosselló, 1969), localizada en el área más deprimida de la llanura cuaternaria de Orpesa-Torreblanca. En ella se estancan temporalmente escorrentías superficiales de avenidas, descargas del acuífero litoral e invasiones de fuertes oleajes de levante. El *Plan Indicativo de Usos del Dominio litoral* (1976) lo propuso para ser protegido por los valores de su legado botánico, faunístico y geomorfológico. Hoy diversas figuras jurídicas (parque natural, ZEPA, LIC, SNUPEI, etc.) y el PORN (decreto 4/2003, de 21 de enero, de la Generalitat Valenciana) fijan las bases para hacer compatibles la conservación y los aprovechamientos tradicionales. Sin duda, el *Prat* es uno de los tramos costeros mejor conservados del litoral valenciano (Costa, 1999; Gómez Serrano *et al.* 2001).

La protección del *Prat* ha cerrado un ciclo iniciado en el siglo XVIII con la apertura de azarbes y bocanas artificiales, una operación imprescindible para su saneamiento y desecación con fines agrícolas. Este empeño se acrecentó desde mitad del siglo XIX (Mateu, 1977) hasta los años sesenta del siglo XX. Después hubo varios macroproyectos urbanísticos. No corresponde considerar ahora tales iniciativas especulativas de desecación o urbanización. Nuestro objetivo se refiere a un momento inmediatamente precedente cuando el *Prat* todavía era una albufera comunicada con el mar por una *gola* o bocana que, por causas complejas, se cerró aislando las aguas palustres de las marinas. La extinción de la última bocana del *Prat* alteró el régimen hidrológico; los encharcamientos de aguas menos salinas se ampliaron en el tiempo y en el espacio. El cierre de la bocana marcó el tránsito de un *Prat* albufereño a uno más continentalizado.

1. LA LAGUNA (*ESTANY*) DE ALBALAT

A principios del siglo XVII, la albufera se hallaría en un avanzado estado de colmatación pero aún subsistían láminas de agua oscilantes estacionalmente con cierta comunicación con el mar. La documentación habla del *Estany d'Albalat* con su bocana "o desaguadero al mar, por donde se purga quando abunda de humor; y se hincha de las marinas, quando necesita dellas" (Escolano, 1610). Tal *estany* se localizaría casi al pie del antiguo despoblado de Albalat. El carácter reversible del flujo indica una laguna con mezcla variable de agua marina entrante y agua dulce de las surgencias del acuífero y de las escorrentías de diferentes barrancos. En este contexto cabe valorar la noticia de 1634 en que el obispo de Tortosa, señor del lugar, aprobó las artes para pesca de la laguna de Albalat (*nansa, mànega, roll,*

¹ *Departament de Geografia, Universitat de València, juan.mateu@uv.es.*

mornell) muy apropiadas para especies de aguas de mezcla. En otras palabras, casi a mitad del siglo XVII, todavía el *Prat* mantenía la conexión reversible al mar. Por su parte, los barrancos periféricos contribuirían a delimitar diversos subambientes, aún pendientes de mayor precisión documental. Por ahora, se sabe que había una *devesa d'Albalat* y en ella un sector conocido como el *matissar (pistacea lentiscus)*. Todavía hoy, una partida del *Prat* se denomina *Saladeres* (en referencia a la típica vegetación de saladar).

Avanzado el siglo XVII, en un momento aún no documentado, se produjo el cierre de la bocana natural. A partir de entonces el humedal quedó aislado del mar, sin conexión superficial reversible. Esta desconexión agravó el carácter pantanoso y más encharcadizo del *Prat* y aumentó el estancamiento de las aguas, especialmente después de grandes temporales del mar o de episodios de mayores aportes de las surgencias del acuífero Orpesa-Torreblanca. Este cuadro resulta muy provisional a la espera de concretar mejor posibles oscilaciones del nivel del mar.

De otra parte, el cierre de la bocana y los cambios hidrológicos del *Prat*, a fines del siglo XVII o principios del siglo XVIII, parecen coincidir con un cambio de condiciones ambientales. El *Prat* se convirtió en un foco palúdico endémico para la salud de las gentes de Torreblanca, Cabanes y, especialmente, Orpesa. No se establece ninguna norma general ni relación causal, ni tampoco se pretende una inferencia entre mayores y más duraderos encharcamientos costeros y el auge del paludismo, hasta que no se disponga de mayor información demográfica, al menos para el golfo de Valencia.

2. LAS PRIMERAS BOCANAS ARTIFICIALES

La disposición de los subambientes palustres (*prat, estany, devesa, marjal*, etc.) desconectados del mar por un cordón litoral se mantenía a fines del siglo XVIII. Este aislamiento lagunar lo cartografió Cavanilles en su *Mapa del Reyno de Valencia* (1797). El abate rotuló además dos escurridores artificiales denominados respectivamente *Azarbes de Albalat y Torreblanca* que desaguaban por separado al mar, excavados para avanzar en los trabajos de saneamiento y desecación.

La bonificación de los pantanos costeros tenía un objetivo productivo (puesta en cultivo de tierras hasta entonces marginales) y un interés higienista para la salud pública. Ambos fines fueron motores de una ingente transformación agraria en el golfo de Valencia, probablemente más dura y exigente en brazos que los abancalamientos de laderas. A fines del siglo XVIII, Cavanilles admiraba complacido cómo las tierras más bajas de Torreblanca, anegadas en otro tiempo y ahora saneadas, se veían cruzadas “en ángulos rectos por varias azarbes, por donde las aguas corren a otros principales que se dirigen al mar...”. Cada día se hacía nuevas conquistas en lo inculto, se multiplican los azarbes y se aumentan las explotaciones. De otra parte, los frecuentes estanques, principalmente los llamados boca de infierno y de Albalat, y la multitud de aguas estancadas... alteraban la bondad del aire... y las masas de vapores meffíticos producían tercianas y otras enfermedades.

Los denominados *Azarbes de Albalat y Torreblanca* también aparecen cartografiados en el plano que acompaña la *Memoria relativa a la desecación del Pla de la Ribera de Cabanes* (1862), del que es autor Sebastián Monleón (Figura 1).

Al Azarbe de Albalat, aquí se le denomina *Escorredor llamado el Trench pequeño o Trenquet* que es una acequia al nivel del mar en calma. El Azarbe de Torreblanca se rotula ahora como *Escorredor llamado el Trench grande*. El fondo de esta acequia está a 1'57 m más bajo que el mar. Sebastián Monleón cartografió un tercer azarbe o *Escorredor de los Pantanos*. El fondo está a nivel de la superficie del mar en calma. Los pantanos harían referencia a las lagunas de Albalat y boca del infierno (*Boca d'Infern*). Todo parece indicar que este tercer escorredor discurría por una vaguada de unión de los *estaños* o *pantanos* principales con el mar, justamente por donde se ubicaría la última bocana o *gola* natural del *Prat*, cerrada en la segunda mitad del siglo XVII.

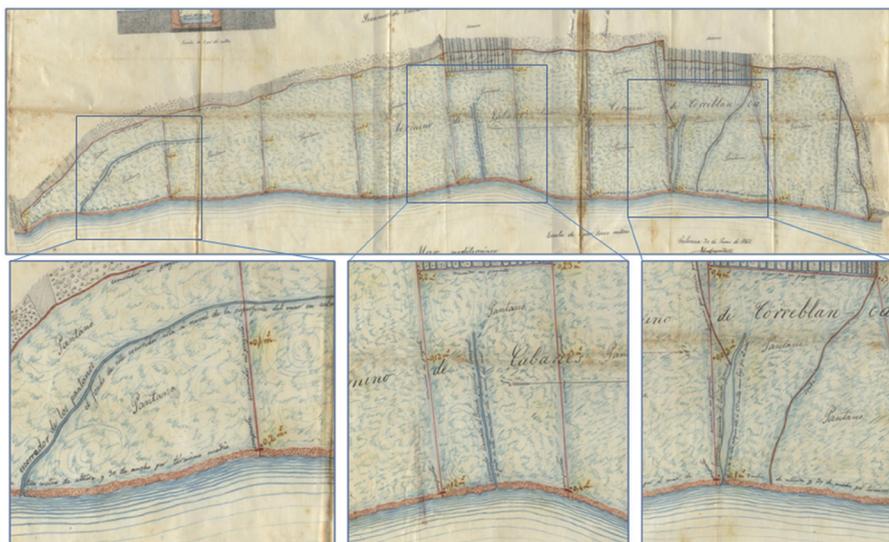


Figura 1. Sebastián Monleón (1862): Plano relativo a la desecación de la Ribera de Cabanes.

Las tres bocanas artificiales cartografiadas por Monleón precisaban mantenimiento periódico, porque los grandes temporales del mar taponaban las vías de desagüe al mar. Esta práctica se ha mantenido a lo largo del tiempo en las diversas golas que se han ido acondicionando. En Cabanes, el azarbe de Albalat o *escorredor del Trenquet* se conoce ahora como la *Séquia Vella* (Acequia antigua) y no guardan memoria de la *gola del Estaño*, ni de su emplazamiento. Por ahora, a la espera de más información sobre Torreblanca, resulta aventurado explicar que en 1862 la acequia del *Trenc* estuviera 1'57 m más baja que el nivel del mar, sin referirla al carácter regresivo reciente de la línea de costa.

3. EL CONTEXTO DEL CAMBIO HIDROLÓGICO ALBUFEREÑO

En los tramos costeros de restinga y albufera del golfo de Valencia, existen muchas golas o bocanas. El carácter efímero de las bocanas naturales, su secular mantenimiento o de apertura de nuevas bocanas dificultan su análisis evolutivo. Sin embargo, todo parece indicar que, en la segunda mitad del siglo XVII, hubo un avance de la continentalización de los humedales por cierre de las últimas bocanas naturales (Mateu *et al.*, 1999). Hubo una extensión de los aguazales en unas albuferas en avanzado estado de colmatación. Como contrapartida, desde la segunda mitad del siglo XVIII hasta los sesenta del siglo XX, se abrieron numerosos azarbes, acequias y escorredores y muchas bocanas o *golas* artificiales para extender la ricultura. Sin duda el caso mejor documentado es el de la Albufera de Valencia (Sanchis, 2001) y puede aportar referencias acerca de la reciente evolución del Prat de Cabanes-Torreblanca. ¿Son fenómenos locales o comparten algunos factores explicativos? La cuestión del cierre de las últimas bocanas naturales plantea además su posible vínculo con el auge del paludismo costero y también la del nivel del mar en las distintas etapas de la Pequeña Edad del Hielo.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Costa, M. (1999): *La vegetación y el paisaje en las tierras valencianas*. Edit. Rueda, Madrid.
- Escolano, G. (1610): *Década primera de la Historia de Valencia*. Valencia, X libros.
- Gómez Serrano, M.A. *et al.* (2001): *Guía de la naturaleza de la costa de Castellón*. Antinea, Vinaròs.
- Mateu, J.F. (1977): El factor antrópico en la transformación del Prat d'Albat. En: *Medio Físico, Desarrollo Regional y Geografía (V Coloquio de Geografía)*. Universidad de Granada, Granada, pp. 193-199.
- Mateu, J.F. , Sanchis, C. y Ferri, M. (1999): El golf de València durant els segles XVI I XVII. En: *Geoarqueologia I Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*. Universitat de València, pp. 367-374.
- Rosselló, V.M. (1969): *El litoral valencià*, L'Estel, València.
- Sanchis, C. (2001): *Regadu i canvi ambiental a l'Albufera de València*. PUV, València.

CAPITULO V

L'ALBUFERA DE VALÈNCIA
Y EL ESPACIO INTERDELTAICO
TÚRIA-XÚQUER

L'Albufera de València y el espacio interdeltaico Túria-Xúquer

Coordinador: C. Sanchis Ibor

Colaboradores: J. M. Benavent Olmos, P. Carmona González,
J. F. Mateu Bellés, J. E. Pardo-Pascual, I. Portugués Mollá,
V. M. Rosselló i Verger, J. M. Ruiz Pérez, E. Sanjaume Saumell
y A. Vizcaíno Matarredona

OBJETIVOS

Los ríos Túria y Xúquer confluyen en la zona central del óvalo de València sobre una cuenca neógeno-cuaternaria, que queda enmarcada por las estribaciones más meridionales del sistema Ibérico. Esta llanura costera fue delimitada, durante la transgresión flandriense, por una restinga que aisló una porción del mar y dio origen a la Albufera de València.

Ambos ríos han configurado dos llanuras aluviales con diferentes características geomorfológicas. El Xúquer discurre mediante un tren de meandros sobre una pronunciada cresta aluvial, partiendo en dos el espacio pantanoso costero. El Túria, por su parte, ha construido una secuencia de abanicos progradantes desde un antiguo canal trenzado, históricamente constreñido entre pretiles de piedra y hoy artificialmente desviado hacia el sur.

L'Albufera de València queda entre estos dos edificios aluviales, como un espacio interdeltaico, alimentada en buena medida por sus aportes hídricos. Por sus valores y singularidades, se trata de un auténtico laboratorio natural que ha merecido la atención de científicos de diversas disciplinas de las ciencias de la tierra desde inicios del siglo XX.

La visita recorrerá estos tres ámbitos con el objetivo principal de reconocer la interacción entre los sistemas fluviales y costeros, y entre la actividad humana y las dinámicas naturales, habida cuenta de la intensa actividad antrópica desarrollada en este espacio en los últimos siglos. Se analizarán los procesos geomorfológicos de construcción de los llanos aluviales de ambos ríos y su progradación sobre los espacios palustres, a partir de estudios paleoambientales. Se describirá la dinámica de inundaciones del Xúquer y el Túria, a fin de entender tanto los procesos de aluvionamiento histórico, como la peligrosidad de inundación actual. Además, las interferencias antrópicas sobre la dinámica litoral serán objeto de análisis, abordándose el impacto de las acciones de destrucción y restauración de los ecosistemas costeros. Por último, se reconstruirá la secuencia evolutiva de l'Albufera de València, desde el humedal salobre de época medieval, hasta el actual estanque hipereutrófico, para concluir con una reflexión y un debate sobre la problemática gestión de estos ecosistemas.

ITINERARIO

1. Los dos cauces del Túria en València

A su paso por el área metropolitana de València el río Túria presenta dos cauces, uno histórico que bordea el corazón de la ciudad, y otro artificial, construido tras la riada que en 1957 asoló València. La visita explorará la relación entre río y la ciudad, materialización de distintas concepciones del espacio fluvial y causa de contrastados impactos ambientales y sociales.

2. La llanura aluvial del Túria: evolución geomorfológica

Se analiza la evolución geomorfológica del cauce y el llano de inundación costero del río Túria. En el registro geoarqueológico de la ciudad de València se reconocen cuatro fases paleohidrológicas relacionadas con eventos globales holocenos mediterráneos. Los procesos de avulsión en el tramo costero configuran diversas morfologías de tipo deltaico que se interdigitan con ambientes de humedal.

3. La Devesa, restinga de l'Albufera: cordones dunares, erosión costera y vegetación

L'Albufera de València está separada del mar por una restinga, cuya zona central, la Devesa, conserva destacados valores naturales. En ella se reconocen diversas alineaciones dunares, severamente afectadas por la urbanización, pero hoy día parcialmente restauradas. La visita recorre estos subambientes, prestando también atención a sus comunidades vegetales.

4. El Xúquer en la Ribera Baixa: un llano de inundación convexo

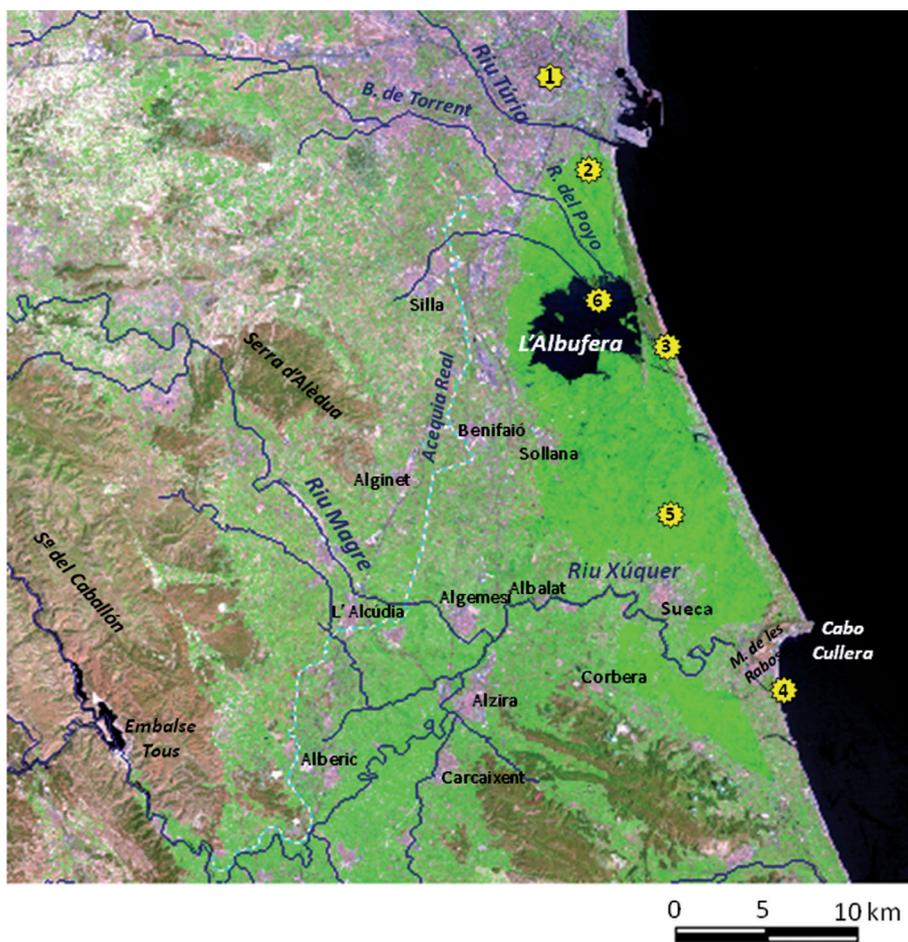
En la Ribera Baixa, el Xúquer ha construido una llanura aluvial convexa. El río circula formando un tren de meandros sobre una cresta aluvial, flanqueado por las marjales de Corbera al sur y l'Albufera al norte. Desde la montaña de les Raboses (Cullera), prácticamente a vista de pájaro, se explicará la evolución geomorfológica de este espacio fluvial y su dinámica de inundaciones.

5. L'Albufera de València. Cambios ambientales históricos

L'Albufera ha experimentado, a lo largo del último milenio, importantes cambios en su fisonomía, fundamentalmente de resultados de la acción antrópica. El hombre ha modificado los principales parámetros hidrológicos del humedal en un proceso de interacción plurisecular, que se examinará para comprender la configuración de este artefacto de naturaleza y cultura.

6. El lluent y los *tancats*. Eutrofización y restauración del humedal

Recorrido en barca a través del estanque, desde la gola de Pujol hasta el *tancat* de la Pipa, a fin de conocer el proceso de eutrofización de las aguas de l'Albufera y conocer sus consecuencias sobre el ecosistema palustre. Asimismo, se repasarán las acciones recientemente desarrolladas para mejorar la calidad de aguas y restaurar algunos de los hábitats más singulares del Parque Natural.



Localización Itinerario L'Albufera de Valencia y el espacio interdeltáico Túria-Xúquer.
 Imagen Landsat 5 T.M, 26-7-2001, CC3345. Fuente: USGS Earth Explorer.
 Elaboración: M. J. López García.

La génesis de l'Albufera de València

V. M. Rosselló i Verger¹ y C. Sanchis Ibor²

1. INTRODUCCIÓN

La actual Albufera de València es una formación marino-litoral reciente, aislada del Mediterráneo por una restinga de 30 km que se extiende entre la desembocadura del río Túria y el cabo de Cullera. La reconstrucción de las primeras etapas de formación de este humedal costero es bastante compleja, a pesar de las aportaciones efectuadas en las últimas décadas por diferentes autores mediante técnicas diversas. La restinga que hoy día cierra la marjal y la laguna es la última de una larga secuencia de barreras y cordones dunares que, al menos desde el Tirreniense, han ocupado diferentes posiciones entre el mar y los depósitos aluviales de los ríos Xúquer y Túria.

2. LAS ALBUFERAS DEL PLEISTOCENO

La presencia de alineaciones o barreras sumergidas frente a la línea de costa actual y el desarrollo de una secuencia de migración hacia el interior, forman parte una hipótesis ya planteada en la primera mitad del siglo XX por Hernández Pacheco (1932). Sin embargo, esta idea no ha podido ser constatada mediante sondeos hasta años más tarde. Medio siglo después, Rey *et al.* (1983) identificaron, en paralelo a las isobatas, unas crestas sumergidas de longitudes cercanas a los 3 km entre los 40 y los 80 m de profundidad, que según sugieren Sanjaume y Carmona (1995) podrían interpretarse como restingas pleistocenas.

Trabajos más recientes (Albarracín *et al.*, 2013; Alcántara *et al.*, 2013) han confirmado mediante perfiles sísmicos y sondeos la presencia de varias restingas sumergidas en el Mediterráneo, asociadas a ambientes lagunares costeros en su parte occidental y a depósitos de plataforma continental en el lado oriental. Según estos autores, al menos desde el Tirreniense la geomorfología del sector central del golfo de Valencia se asocia a sistemas de restinga y albufera, siguiendo una evolución similar a la observada en otros sectores del Mediterráneo occidental. Los depósitos aparecen en distintas posiciones a lo largo del golfo en los 10 primeros kilómetros del área sumergida. Estos trabajos han identificado además, un paleocanal que seccionaría una restinga pleistocena cerca del cabo de Cullera (Alcántara *et al.*, 2013). El hallazgo parece corroborar otra antigua hipótesis, la de una desembocadura del río Júcar al norte de la Muntanya de les Raboses, que fue apuntada por diversos geógrafos y naturalistas durante el siglo XIX y más recientemente justificada por el registro sedimentario aluvial (Ruiz Pérez, 2001).

La presencia de retazos de restingas pleistocenas era conocida desde trabajos anteriores, como los referidos al afloramiento de eolianitas de la Penyeta del Moro (Rosselló, 1979), si bien en este caso se sitúan bajo los depósitos dunares actuales.

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, vicent.rossello@uv.es.

² Centro Valenciano de Estudios del Riego, Universitat de Politècnica de València, csanchis@hma.upv.es.

Otros afloramientos de calcarenitas han sido identificados con posterioridad en parajes más meridionales de la restinga actual. La posición de este conjunto de depósitos, elevado respecto a la posible barrera sumergida tirreniense, ha reabierto el debate sobre la posible subsidencia tectónica del sector central del óvalo valenciano. No obstante, con los datos actuales parece muy prematuro definir la dinámica de bloques de este sector costero, y se hace difícil estimar el alcance de estos movimientos respecto a los cambios derivados del eustatismo.

3. FORMACIÓN Y CIERRE DE LA RESTINGA HOLOCENA

El sistema actual de restinga-albufera es una construcción holocena asociada al último ciclo transgresivo del Mediterráneo, una pulsación (Flandriense) cuyo máximo se debió alcanzar entre el 5000 y el 6000 BP. Maldonado y Zamarreño (1983) plantearon un modelo evolutivo para este espacio basado en un sistema de restingas en retroceso a lo largo de dicha transgresión, a partir del estudio de la secuencia de barras sumergidas. Este planteamiento concuerda con trabajos más recientes ya mencionados (Albarracín *et al.*, 2013). El mar fue invadiendo progresivamente sucesivos espacios lagunares, en una progresión sólo alterada por breves periodos de progradación costera (Rosselló, 1995).

El progresivo ascenso del nivel marino pudo tener una penúltima estabilización en torno al 6900 ± 60 BP, de acuerdo con Ruiz y Carmona (2005). Estos autores identificaron niveles de playa a pocos metros de profundidad en Pinedo, en una posición 800 m retirada hacia el este respecto a la línea de costa actual. Se corresponderían con las facies marinas y de albufera ya identificadas en posiciones más meridionales (Rosselló, 1972).

El germen de la actual restinga podría ser el cordón litoral de cantos descrito por Robles *et al.* (1985), que se sitúa en el margen interno del cordón dunar, entre El Saler y el Racó de l'Olla. Se trata de una estructura presumiblemente continua con 0,5 m de espesor y cubierta por 1 o 1,5 m de arena, que también ha sido localizada en los sondeos efectuados por Carmona y Ruiz (1999).

El desarrollo de la restinga tiene un marcado carácter autóctono, ya que todos sus materiales proceden del río Turia (Sanjaume, 1985). En la zona central, se distinguen al menos tres alineaciones. La más interior, sobre la que se alza El Palmar, se extiende entre El Saler y l'Estell, y en el pasado separaba l'Albufera del estanque de l'Alcatí. Las otras dos ocupan la zona de la Devesa, y se hallan separadas por un surco interdunar ocupado por una retahíla de charcas (*mallades*).

La génesis más probable es la formación de una flecha de punta libre desde el Túria, continuada por diversas islas-barrera hacia el sur. El cabo de Cullera serviría de punto de apoyo para otra flecha que crecería desde el mediodía. Estos depósitos podrían haberse anclado además en el basamento fósil de eolianitas. Se trataría, por tanto, de una acción combinada de dinámicas longitudinales (flechas) y transversales (barras). La secuencia exacta de construcción de estas unidades es todavía difícil de precisar con rigor. No obstante, sí que puede establecerse una fecha de origen para este conjunto de depósitos de restinga que, según diversos sondeos (Santisteban *et al.*, 2009; Marco-Barba *et al.*, 2013), sería posterior a 6.600 ± 40 BP y tendría un límite máximo oriental en el 6.250 ± 40 BP.

El cierre del conjunto albufereño tampoco puede datarse con precisión. El último sector en desarrollarse debió ser el que queda entre El Perelló y el Mareny de Barraquetes, habida cuenta de su menor anchura y que en el extremo sur de éste se localizaba la gola histórica del humedal, denominada del Rey o de l'Albufera. La documentación histórica refiere una gola que disponía de mecanismos artificiales de apertura y cierre desde el siglo XIII y que en el siglo XVI tenía aproximadamente 200 m de anchura (Sanchis, 2001).

Este cierre, además, se asocia a un proceso de cambio de salinidad de escala plurisecular, vinculado asimismo a pulsaciones climáticas y acciones antrópicas, que se detallan en otro apartado (Sanchis, 2016). También en este volumen se describe la evolución reciente de los cordones dunares de la restinga (Sanjaume *et al.*, 2016) y se aborda la dinámica sedimentaria de los ríos Xúquer y Túria y su incidencia en la configuración geomorfológica de l'Albufera de València (Carmona, 2016; Ruiz Pérez *et al.*, 2016).

4. BIBLIOGRAFÍA

- Albarracín, S., Alcántara, J., Barranco, A., Sánchez, M.J., Fontán, A. y Rey, J. (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*, 33 (2-3), 217-223.
- Alcántara, J., Albarracín, S., Montoya, I., Flor, G., Fontán, A. y Rey, J. (2012): An indurated Pleistocene coastal barrier on the inner shelf of the Gulf of Valencia (Western Mediterranean): evidence for a prolonged relative sea-level still stand. *Geo-Marine Letters*, 33 (2-3), 209-216.
- Carmona, P. y Ruiz Pérez, J.M. (2016): El llano costero del río Turia. En: Mateu, J.F. (Coord.), *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*, Universitat de València.
- 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.
- Hernández Pacheco, F. (1932): Las costas de la Península Ibérica y sus movimientos, *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias. Congreso de Lisboa*, 5(2), 89-120.
- Maldonado, J. y Zamarreño, I. (1983): Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español. En: Castellví, J. (ed.), *Estudios oceanográficos de la plataforma continental*, Barcelona, Bustos, pp. 15-52.
- Marco-Barba, J., Holmes, J., Mesquita, F. y 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.
- Rey, J. y Díaz, V. (1983): Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma continental del levante español. En: Castellví, J. (ed.), *Estudios oceanográficos de la plataforma continental*, Barcelona, Bustos, pp. 53-74.
- Robles, F., Collado, M.A. y Borredà, V. (1985): Variaciones de la fauna de moluscos en la Albufera de Valencia: implicaciones paleogeográficas. *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*, Universitat de València, pp. 123-133.

- Rosselló, V.M. (1979): Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia, *Cuadernos de Geografía*, 11, 7-25.
- Rosselló, V.M. (1979): Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia, *Cuadernos de Geografía*, 25, 111-126.
- Rosselló, V.M. (1995): *L'Albufera de València*, Publicacions de l'Abadia de Montserrat.
- Ruiz Pérez, J.M. (2001): *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*, Tesis doctoral, Universitat de València.
- Ruiz Pérez, J.M. y Carmona, P. (1999): Evolución reciente del delta del río Turia y la restinga de la Albufera de Valencia. En: *Geoarqueología i Quaternari litoral. Memorial M^a Pilar Fumanal*, València, PUV, pp. 321-331.
- Ruiz Pérez, J.M. y Carmona, P. (2005): La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de València. En Sanjaume, E. y Mateu, J.F. (Eds.), *Geomorfología litoral i Quaternari, Homenatge a V.M^a. Rosselló*. Universitat de València, pp. 399-419.
- Ruiz Pérez, J.M., Carmona, P. y Mateu, J.F. (2016): El llano costero del río Júcar, en Mateu, J.F. (Coord.), *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*, Universitat de València.
- Sanjaume, E. (1985): *Las costas valencianas. Sedimentología y Morfología*, Universitat de València.
- Sanjaume, E. y Carmona, P. (1995): L'Albufera de València: rasgos geomorfológicos y evolución cuaternaria. En: *El Cuaternario del País Valenciano*, València, Universitat de València-AEQUA, pp. 155-162.
- Sanjaume, E. y Pardo, J.E. (2016): Evolución de las dunas de La Devesa del Saler. En: Mateu, J.F. (Coord.), *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*, Universitat de València.
- Sanchis Ibor, C. (2001): *Regadiu i canvi ambiental a l'Albufera de València*, València, PUV.
- Sanchis Ibor, C. (2016): Acción antrópica y cambio ambiental en la Albufera de Valencia, En: Mateu, J.F. (Coord.), *El territorio valenciano. Transformaciones ambientales y antrópicas*, Universitat de València.
- Santesteban C., Marco-Barba, J. y Miracle, M.R. (2009): La evolución holocena de la Albufera de Valencia. *Geogaceta*, 46, 99-102.

El llano costero del río Turia

P. Carmona González¹ y J. M. Ruiz Pérez¹

El río Turia sale a la llanura valenciana a través de un estrecho valle con niveles de terrazas encajadas en un abanico aluvial pleistoceno. El abanico queda recubierto en el sector distal por los aportes del llano de inundación holoceno del río que conforma la llanura aluvial costera. Los procesos de avulsión costeros configuran diversas morfologías de frente deltaico entre las que se intercalan los ambientes pantanosos de El Palmar, El Grau y Francs i Marjals. En el registro geoarqueológico se reconocen cuatro fases paleohidrológicas del río Turia relacionadas con eventos globales holocenos.

1. EL RÍO TURIA. MORFOLOGÍA Y PROCESOS DEL CAUCE

La trayectoria del cauce del Turia en la llanura costera valenciana experimentó varios cambios en el trazado (Holoceno superior) migrando de norte a sur mediante procesos de avulsión, hasta fijar un curso paralelo a la costa al sur de puerto, en la Punta d'En Silvestre (datado en época romana). Este cauce progradaba sobre los humedales de Francs i Marjals medievales y cambió de trayectoria mediante un nuevo proceso de avulsión hacia los marjales del Grau a finales del siglo XIV (Ruiz y Carmona, 1999) (Fig. 1). El río Turia con caudales medios de 14,7 m³/seg presentaba rasgos hidrológicos intermedios entre los cursos fluviales perennes como el río Júcar y los cursos efímeros o ramblas, y aunque su caudal fue explotado desde la Edad Media para el riego de la llanura, en época romana e Islámica, su descarga y morfología natural (La Punta) posibilitaban la navegación de pequeñas embarcaciones hasta la ciudad de Valencia (Carmona y Ruiz, 1999; Rivera, 2007; Lerma y Pascual, 2007).

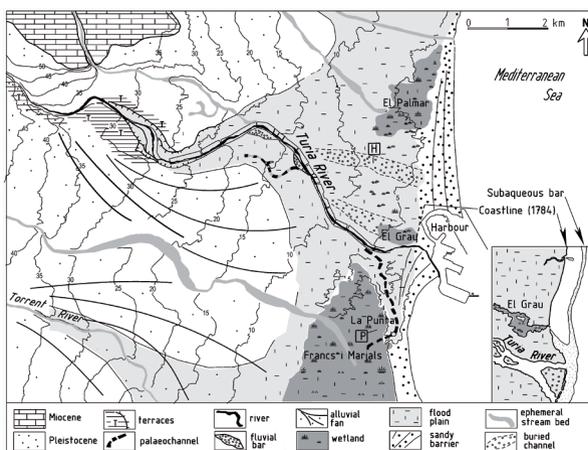


Figura 1. Rasgos geomorfológicos de la llanura costera del río Turia (según Carmona y Ruiz, 2011).

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, pilar.carmona@uv.es, jose.m.ruiz-perez@uv.es.

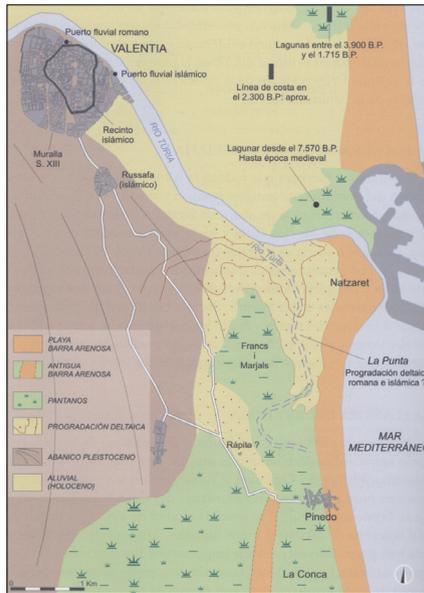
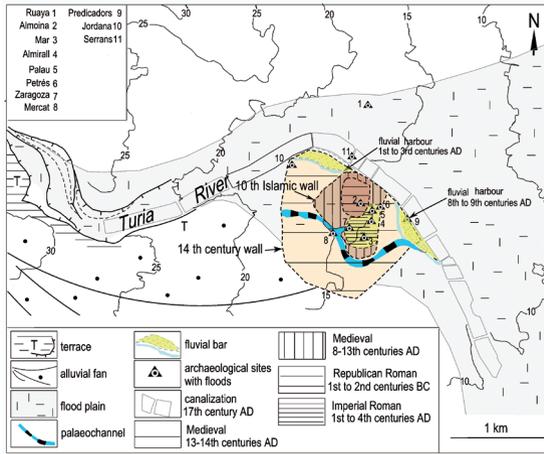


Figura 2: Parte superior recintos históricos de València y registros de inundaciones. Inundaciones en el registro geoarqueológico. Abajo: La Punta y la ubicación de los puertos fluviales romano e islámico.

En el siglo XIV, el Guadalaviar (Turia) es citado como río naval. Basándose en las condiciones hidrogeomórficas y de caudal Rosselló (1990) discute la posibilidad de remontar el río hasta la ciudad, al menos desde la baja Edad Media. Muy posiblemente tras la avulsión hacia el Grau, el incremento del gradiente en el tramo final (superior al 2‰), el sangrado de agua para el regadío y la transformación morfológica del cauce debió impedir definitivamente la navegabilidad del Turia desde el siglo XV (Ruiz y Carmona, 1999). A finales del siglo XVI, el cauce del río es descrito como somero, con carga de fondo gruesa, ligeramente sobreelevado entre diques aluviales, fácilmente desbordable y con tendencia a cambiar de trayectoria durante las inundaciones. Debido a las crecidas recurrentes durante la Pequeña Edad de Hielo, fue canalizado a lo largo de la Edad Moderna (Carmona, 1997). Hacia el siglo XVIII, la cartografía histórica del puerto marítimo de Valencia muestra la desembocadura del río con dos canales distributarios alrededor de una barra emergente de frente deltaico y un banco de arena subacuático paralelo a la costa.

2. EL REGISTRO PALEOHIDROLÓGICO DEL RÍO TURIA EN LA CIUDAD DE VALÈNCIA

La ciudad de València, situada en la orilla derecha del río Turia (Fig. 1 y 2), ha sido el referente de las inundaciones históricas hasta la última gran inundación de 1957. Las numerosas secciones analizadas en el registro geoarqueológico de la ciudad proporcionan un registro físico de inundaciones que abarca un período de mil trescientos años (Bronce final, ibérico, romano, islámico) (Carmona, 1990). Tras la conquista cristiana en 1238 d.C., las crónicas históricas detallan 4 eventos de media por siglo (Almela, 1957), sin embargo, la construcción de las murallas y el progresivo desarrollo urbano de la ciudad dificultan la conservación del registro sedimentario correspondiente. En el registro paleohidrológico y geoarqueológico de la llanura de inundación del río Turia se han identificado varias fases que están relacionadas con oscilaciones climáticas globales históricas: 1) Edad del Hierro (frío y húmedo) (en torno al 880 BC), un periodo de inundaciones de gran magnitud; 2) El periodo húmedo ibero romano (cálido) correspondiente a inundaciones no catastróficas de textura limo-arenosa y tipología *over bank*; 3) El periodo denominado Dark Ages (frío) (500-900 d.C.): formación de ambientes de ciénaga; 4) Periodo de grandes inundaciones del siglo X; 5) La Pequeña Edad del Hielo (frío y húmedo) (1300-1850 d.C.) con alta frecuencia y magnitud de inundaciones (Carmona and Ruiz, 2011; Ruiz *et al.*, 2014).

3. LOS HUMEDALES COSTEROS

Los procesos de avulsión del río a lo largo del Holoceno configuraron diversas morfologías de frente deltaico entre las que se intercalaban los ambientes pantanosos y lagunares de El Palmar, El Grau, y Francs i Marjals. El registro sedimentológico y bioestratigráfico confirma que los niveles basales de estas lagunas eran salobres y que la de Francs i Marjals constituía el sector septentrional de la extensa paleolaguna correspondiente a la transgresión marina holocena. Este sector quedó aislado del mar por las flechas meridionales de la desembocadura del río que fueron migrando desde el interior hacia la costa. La desconexión marina se produce hacia el 3710 ± 130 cal. año B.P. y el cambio de salobre a dulce en torno al 820 ± 90 cal. año B.P. (Carmona *et al.*, en prensa).

4. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue llevado a cabo, en parte, gracias al soporte del proyecto Labex OT-Med (ANR-11-LABX-0061) y el A*MIDEX project (nº ANR-11-IDEX-0001-02), financiado por el gobierno francés, dentro del programa «Investissements d’Avenir» gestionado por la Agencia Nacional de Investigación (ANR).

5. BIBLIOGRAFÍA

- Almela, F. (1957): *Las riadas del Turia (1321-1949)*, Valencia, Exmo. Ayto., 129 p.
- Carmona, P. (1990): *La formació de la plana al.luvial de València. Geomorfologia, hidrologia i geoarqueologia de l’espai litoral del Túria*. Edicions Alfons el Magnànim-IVEI, València, 175 p.
- Carmona, P. (1997): La dinámica fluvial del Turia en la construcción de la ciudad de Valencia. *Documents Anàlisi Geogràfica*, 31, 85-102.
- Carmona P. y Ruiz J.M. (2011) Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena*, 86, 139–149.
- Carmona, P., Ruiz, J.M., Blázquez, A.M., López-Belzunce, M., Riera, S. y Orengo, H. (en prensa): Environmental evolution and Mid-Late Holocene climate events in the Valencia lagoon (Mediterranean coast of Spain). *The Holocene*.
- Lerma, V. y Pascual, J. (2007): Embarcaderos y fondeaderos de época islámica en la ciudad de Valencia. En: Hermsilla, J. (Coord.), *Historia del puerto de Valencia*. Universitat de València, España, 48 -54.
- Ribera, A. (2007): Valencia romana, puerto fluvial y marítimo. Instalaciones portuarias y vocación comercial. En: J. Hermsilla, J. (Coord.), *Historia del puerto de Valencia*, Universitat de València, España, pp. 35-43.
- Rosselló, V.M. (1990): El Grau de València, un puerto difícil, *Estudios Geográficos*, 199-200, 619-634.
- Ruiz, J.M. y Carmona, P. (1999): La desembocadura del Guadalaviar en época medieval. Progradación deltaica y avulsión. En: Rosselló, V. (Ed.), *Geoarqueologia i quaternari litoral*. Homenaje a Maria Pilar Fumanal. Universitat de València, València, pp. 245-257.

Los dos cauces del Turia en Valencia

I. Portugués Mollá¹

El desvío del tramo final del Turia fue la respuesta política y técnica a la riada del 14 de octubre de 1957 que había tenido una magnitud jamás registrada en la ciudad (caudal estimado en 3.700 m³/s) y trágicas consecuencias personales (81 fallecidos oficiales y 7.300 personas sin hogar) y materiales (daños valorados en 4.400 millones de pesetas, un 32,5% de la renta de la Gran Valencia). Sólo tres meses después se aprobó el *Anteproyecto de Defensa de Valencia contra las avenidas del río Turia (1958)*, redactado por el ingeniero de la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ en adelante) Antonio García Labrandero.

El proyecto definitivo de *Solución Sur* (1961), derivado del anterior, estableció las características de la derivación. El asunto había sido discutido en varias ocasiones a finales del siglo XIX e inicios del XX. Entonces fueron consideradas razones económicas, defensivas y logísticas. Además de aquellas ventajas, la denominada *Solución Sur* también contempló reformas urbanísticas que debían atender varias deficiencias crónicas, resueltas en el contexto del desarrollismo tecnocrático. Estas actuaciones fueron regidas por la Ley 81/61 del Plan Sur, una suerte de Plan Director de carácter metropolitano. Su ejecución mediante proyectos parciales (hasta trece) tuvo profundas consecuencias territoriales que afectaron al tradicional anillo de Huerta en torno a la urbe pero también a su histórica fachada fluvial.

A su paso por el área metropolitana de Valencia el Turia encuentra dos cauces, uno antiguo y central en la trama urbana (Rosselló, 1999) y otro artificial. El primero ha perdido su función hidrológica y el segundo vehicula las crecidas y las aleja al sur de la capital. Sin embargo, el intenso aprovechamiento agrícola de l'Horta, facilitado por el azud único del *Repartiment*, motiva que la nueva canalización permanezca habitualmente en seco. Paradójicamente por ninguno de los dos ramales circulan ya caudales de forma habitual.

1. UN NUEVO CANAL PARA EL TURIA

La principal actuación hidráulica de la *Solución Sur* fue la apertura de un nuevo canal para el Turia a modo de *by-pass* que vehicularía las crecidas ordinarias y extraordinarias. En realidad, el *Anteproyecto de defensa* de 1958 había planteado dos alternativas más: la denominada Norte, que circundaba la ciudad en aquella dirección desde Quart de Poblet (5 km al oeste de la capital) hasta el barranco del Carraixet, con el que compartiría lecho hasta llegar al mar; y la Centro, que mantenía el trazado del río y aumentaba la capacidad hidráulica del cauce mediante un profundo dragado. Esta opción se completaba con la construcción de un embalse de laminación aguas arriba, a la altura de Vilamarxant. Sin embargo, conectar dos cursos torrenciales (*Solución Norte*), o mantener el paso del Turia por la ciudad (*Solución Centro*), fueron medidas percibidas como insuficientes ante futuros episodios como el de 1957. Por ello prácticamente no fueron consideradas por un autoritario poder tecnocrático.

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, ivan.portugues@uv.es.

El canal definitivo cubre 12 km desde Quart de Poblet hasta la desembocadura. A la altura del Cementerio General describe una curva con dirección noroeste-sudeste salvando barrios y poblados dispersos en l'Horta. La última parte se desvía ligeramente hacia el sur para desembocar en las pedanías de La Punta y Pinedo. El nuevo lecho fue diseñado para contener 5.000 m³/s, es decir, los 3.700 m³/s estimados en 1957 más un margen de seguridad del 35%. El Centro de Estudios Hidrográficos y la CHJ establecieron los aspectos técnicos definitivos a fin de evitar desbordamientos, arrastres o sedimentaciones indeseadas, con una estructura en tres tramos, un azud intermedio y otro sumergido en el contacto con el mar. El primer sector tiene una anchura de 175 m y una longitud de 3.160 m; en los dos restantes la anchura es de 200 m y las longitudes de 5.640 y 3.000 m, respectivamente. Los dos primeros tramos presentan revestimiento de hormigón y el último de escollera. La profundidad media es de siete metros.

Las obras de la *Solución Sur*, adjudicadas en 1964 a la unión temporal de empresas MZOV, comenzaron en febrero de 1965. El canal se inauguró en diciembre de 1969 y tres años después las obras complementarias (viales, puentes, ajardinamientos, obras de riego). El cauce entró en funcionamiento el 14 de junio de 1972 con ocasión de una pequeña avenida.

2. TRANSFORMACIÓN DEL VIEJO LECHO EN PARQUE URBANO

En los años sesenta el lecho del Turia, todavía funcional, acogía varios usos que evidenciaban cierta zonificación: en el tramo superior y arranque urbano había extracciones de áridos; el central, a su paso por el casco histórico, estaba ocupado por instalaciones deportivas y explanadas multiusos; el final y muy degradado actuaba de colector de aguas negras y de los vertidos de plantas industriales próximas al puerto.

La puesta en marcha de la *Solución Sur* significó la pérdida de la función hidrológica del cauce natural. De forma inmediata los terrenos liberados (más de 1.500.000 m²) adquirieron un alto valor estratégico por su disposición a modo de faja central (anchura entre 120 y 150 m y longitud de 9 km) (Llopis, 2010). Dada la posibilidad de establecer calzadas a distinto nivel no interferidas por el tráfico urbano, los terrenos fueron concebidos como soporte para una autopista este-oeste que comunicaría el puerto con el aeropuerto y, a su vez, enlazaría los accesos a Barcelona y Madrid (Fig. 1). Era un intento de revertir el desfasado sistema radial de comunicaciones y sustituirlo por uno axial. Igualmente daría servicio a una nueva estación de ferrocarriles prevista en el cauce, cerca del puente del Ángel Custodio, destinada a reemplazar a la terminal histórica (Estació del Nord). Sin embargo, el Plan Nacional de Autopistas de 1971 diseñó una circunvalación al oeste de la aglomeración metropolitana y desestimó aquel aprovechamiento para el cauce.

En todo caso, el planeamiento tan sólo modificó la escala de sus pretensiones. Varios informes ministeriales insistieron en la conversión del lecho en vía rápida con función colector-distribuidora del tránsito local. Conectaría con el callejero a través de nudos estratégicos. Las previsiones incluían además una línea de ferrocarril y una pequeña mancha verde paralela a los viales comunicada con la superficie por pasarelas.

Estas propuestas desarrollistas fueron contestadas por movimientos académicos y sociales de contraplanificación durante los setenta. Abogaban por la cesión de los terrenos a la administración local para consolidar un jardín lineal y céntrico a fin de recuperar un espacio de esparcimiento que, como antaño, permitiera la evasión del trasiego urbano y contrarrestara el preocupante déficit de zonas verdes. El debilitamiento del Régimen, la presión mediática y plataformas reivindicativas como la Comisión *Pro-cauce* forzaron su transferencia al Ayuntamiento en 1976. Dos años después se modificó el Plan General de Valencia y su Comarca para la catalogación del cauce como Parque Público y se aprobó un Plan de Reforma Interior para su ordenamiento. En 1981 el arquitecto Ricardo Bofill esbozó unas directrices básicas en el *Avance del Plan* y un año después se presentó con gran éxito el *Plan Especial del Viejo Cauce del río Turia: Una València nova. El Jardí del Túria*. Distinguía 18 tramos para su progresiva urbanización y ajardinamiento. Dos tramos centrales fueron diseñados por el propio Bofill y el resto por distintos talleres de arquitectura valencianos. El Jardí del Túria se convirtió en un hito urbanístico, socio-cultural y arquitectónico, sin función hidrológica (Fig. 2).



Figura 1. Proyecto de Autopista en el cauce del Turia (1968). Figura 2. Ajardinamiento del Turia (tramos del Palau de la Música y Parque Gulliver), década de 1990.
Fuente: www.skyscrapercity.com.

3. IMPACTO TERRITORIAL DEL PLAN SUR

Por un lado, la ejecución del Plan Sur supuso la modernización de infraestructuras y servidumbres. Al margen del nuevo canal, cabe destacar la reordenación del sistema ferroviario y de accesos por carretera (se consolida la V-30 como anillo Sur), así como los abastecimientos de agua potable o la nueva red de colectores. El sistema tradicional de regadíos de l'Horta, compuesto por azudes y diferentes tomas, fue substituido por un modelo de azud único que utiliza nuevos partidores y sifones para conectar las acequias antiguas interrumpidas por el canal (Portugués, 2015).

El nuevo curso, que debía actuar de barrera al crecimiento de la mancha urbana hacia el sur, fragmentó l’Horta Sud, de gran valor cultural, paisajístico y ambiental. Las bolsas hortícolas entre la trama urbana y el nuevo cauce quedaron condenadas por el Plan Urbano de 1966, adaptado al Plan Sur, y fueron rápidamente urbanizadas. Al mismo tiempo, el puerto pudo ampliar sus instalaciones entre las dos desembocaduras y ocupó el frente costero de l’Horta para la ZAL. De otra parte, la implantación de complejos industriales (polígono de Vara de Quart) y logísticos (Mercavalencia, cocheras de la EMT), actividades molestas (depuradora de Pinedo, depósitos descontrolados de contenedores del puerto) y la ampliación de los nudos de carreteras y ferrocarril marginales han degradado el flanco meridional de Valencia y lo han convertido en un mero lugar de paso.

Por su parte, el Plan Sur cortó el paso a la corriente por Valencia. Desaparecida la función hidráulica, el PERI del Turia y el nuevo PGOU de 1988 dirigieron el avance del jardín y programaron edificios singulares (Palau de la Música, 1987; IVAM, 1989; Parque Gulliver, 1990) o grandes complejos (Ciutat de les Arts i de les Ciències, 1997-2008; Bioparc, 2008) en el antiguo cauce o en sus márgenes. Esta política ha permitido recuperar la maltrecha fachada fluvial especialmente en los tramos periféricos. En la actualidad el Jardí del Túria es el mayor parque de Valencia y un referente turístico y de ocio. Además, la aprobación de los Parques Naturales del Turia (2007) y l’Albufera (1986) (a oeste y sur) y el paralizado Plan de Acción Territorial de l’Horta (redactado en 2010) lo definen como corredor verde metropolitano que atraviesa la ciudad y conecta diferentes ambientes (bosque, huerta, marjal y costa) de la llanura aluvial.

Sin embargo, la actuación sobre el viejo lecho ha recibido algunas críticas. En especial por su carácter heterogéneo alejado del diseño unitario inicial, por la falta de integración con los elementos histórico-artísticos del entorno (puentes, monasterios, puerta de la muralla) y por un uso excesivo del cemento. De otra parte, los viales marginales al servicio del tráfico local acotan el parque y refuerzan su aislamiento. Además, quedan cuestiones pendientes en su gestión. Permanecen inconclusas las conexiones del parque con el mar (proyecto Delta Verde), aguas abajo, y con el curso natural del Turia, aguas arriba. Por último, suscita debate la posible recuperación de la corriente de agua para restaurar el sentido hidrológico primigenio del actual corredor verde.

4. BIBLIOGRAFÍA

- Llopis, A. (2010): El jardín del Turia: Otros tiempos, otros proyectos, otras imágenes. En ICARO: *Historia de la ciudad. Proyecto y Complejidad* (t. VI), CTAV-Ajuntament de València, Valencia, 273-289.
- Portugués, I. (2015): The new channel of the Turia River (Valencia, Spain). Reordering of a metropolitan cultural waterscape, *International Conference Waterscapes as a Cultural Heritage*, 14 al 16 de mayo, Venecia.
- Rosselló, V. M. y Esteban, J. (1999): *La façana septentrional de la ciutat de València*, Fundació Bancaixa, Valencia, 150 p.

El llano costero del río Júcar

J. M. Ruiz Pérez¹, P. Carmona González¹ y J. F. Mateu Bellés¹

Los llanos de inundación costeros y deltas mediterráneos se formaron después del último episodio glacial, con el ascenso general del nivel marino holoceno y la formación de extensas lagunas salobres en las costas bajas aluviales hace unos 6000 años. Una vez se estabilizó el nivel del mar las lagunas se colmataron con sedimentos finos y deltas arenosas de las corrientes fluviales. Dicha evolución se refleja en las secuencias estratigráficas identificadas en sondeos en llanuras y deltas mediterráneos con asociaciones complejas de lagunas costeras, deltas (interiores y en mar abierto) y llanos de inundación como los de los ríos Rhone, Tiber, Ombrone, Arno y Júcar, entre otros, que siguen este modelo morfogenético (Anthony *et al.*, 2014).

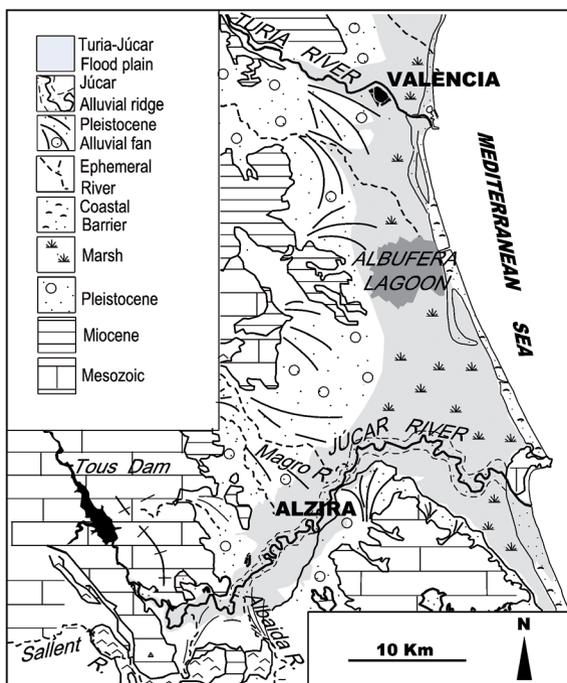


Figura1. El espacio interdeltaico Turia-Xúquer y la Albufera de València.

1. DELTA INTERIOR Y CINTURON DE MEANDROS DEL RÍO JÚCAR

Basándose en una restitución 1:5.000 de la fotografía aérea de 1968, Rosselló (1972) planteó la existencia de un delta interior palmeado de época holocena en la llanura costera del río Júcar. Recientemente, la topografía del MDT Lidar de 1

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, jose.m.ruiz-perez@uv.es, pilar.carmona@uv.es, juan.mateu@uv.es.

metro de resolución permite identificar alargadas prominencias aluviales hacia el norte (la Llonga) y hacia el sureste (Allargats) que corresponden a antiguos brazos deltaicos interiores del Júcar. Según las dataciones C14, la progradación más antigua aparece en el sector septentrional del río (zona de la Llonga datada hacia el 5900 B.P.), mientras que la prominencia de Allargats es posterior (4050 B.P.) y muestra una conexión morfológica todavía visible en la costa en el Estany de Cullera (Fig. 2). A mediados del Holoceno el cinturón de meandros más oriental de la Ribera Baixa todavía no se había formado y los niveles de laguna salobre enterrados por los diques aluviales más orientales (El Tol.lo) y meridionales (Allargats) del Júcar (se han datado entre el 4830 y 5220 BP hacia 4-5m de profundidad (Ruiz, 2001). Por otro lado, los datos de la arqueología extensiva aportan algunos datos sobre su cronología. No hay indicios de poblamiento de época antigua (proto-histórica, ibérica o romana) en los ambientes superficiales de la Ribera Baixa. Restos cerámicos de época ibérica y romana aparecen enterrados a dos metros de profundidad al sur de Sueca. Es al final de la alta Edad Media (período cultural islámico) cuando aparece por primera vez un poblamiento disperso en alquerías, principalmente sobre los márgenes del cinturón de meandros (Ruiz y Carmona, 2005).

2. EL LLANO DE INUNDACIÓN

La llanura de inundación costera del río Júcar abarca una superficie en torno a 300 km² y su perímetro está bien definido por el contacto con las terrazas aluviales pleistocenas del río y los abanicos fluviales de los tributarios (Sallent, Albaida y Magro). Hacia el norte, la llanura se extiende hasta el *lagoon* costero de la Albufera y, hacia el sur de Cullera, por detrás de la barrera sin discontinuidad hasta cerca de Gandia. El cauce del Júcar en el llano de inundación es de trazado meandrizante, tiene un gradiente medio del 1 ‰ y circula encajado en una cresta aluvial limoarenosa, sobre elevada varios metros respecto a las cuencas de inundación laterales y humedales costeros. Mateu (1980) distinguió diferentes tramos morfológicos y dinámicos en el llano de inundación y destacó la relevancia de las confluencias fluviales en las inundaciones de la Ribera del Júcar a causa de los estrangulamientos topográficos y los cierres hidráulicos que llegan a provocar reflujos (*regolfs*) y retardan el drenaje de la inundación. Un primer sector encajado entre terrazas (a la salida del encajamiento entre montañas), un segundo sector en la Ribera Alta con prominente cresta aluvial (*alluvial ridge*) y ríos paralelos (Verd y Barxeta) que vehiculan las crecidas a través de las cuencas de inundación laterales y, tras el estrechamiento provocado por el abanico aluvial del río Magro, un tercer sector que enlaza con los humedales costeros de la Ribera Baixa y la franja de arenas costeras.

Recientemente, el MDT Lidar de 1 m de resolución facilita un detallado análisis morfométrico, a través de perfiles transversales representativos, que ayuda a caracterizar la morfología, dinámica y distribución de los flujos de inundación en las Riberas Alta y Baixa. La evolución geomorfológica se caracteriza por la limitada movilidad del tren de meandros dentro de una estrecha franja de meandrización y el predominio de los procesos de acreción vertical. Las mayores tasas de acreción de sedimentos arenosos *overbank* se registran junto al cauce, mientras que las cuencas de inundación más alejadas del río se caracterizan por un lento aluvionamiento de

sedimentos finos muy apreciable a escala secular. Esta diferencia explica la paulatina sobreelevación de la cresta aluvial que en la Ribera Alta alcanza entre 3 y 6 metros por encima de las cuencas de inundación. Aquí, el techo de los *levees* en las orillas del cauce se alza entre 7 y 10 m por encima de la lámina de agua del río que en este sector es muy somero.

En la Ribera Baja, la baja pendiente configura extensos ambientes de transición desde las cuencas de inundación hacia los humedales costeros y la Albufera. La superficie de la llanura inundable es mucho mayor y se extiende desde la cresta aluvial (sobre elevada a 12 m en Albalat y 8 m en Sueca) hasta los humedales litorales próximos a 0 m snm. En este sector la sección transversal del cauce es más ancha que en el tramo anterior y, debido a la proximidad del nivel de base marino y a diversos azudes de riego, las orillas quedan mucho más bajas respecto a la lámina de agua del cauce (Ruiz, 2001).

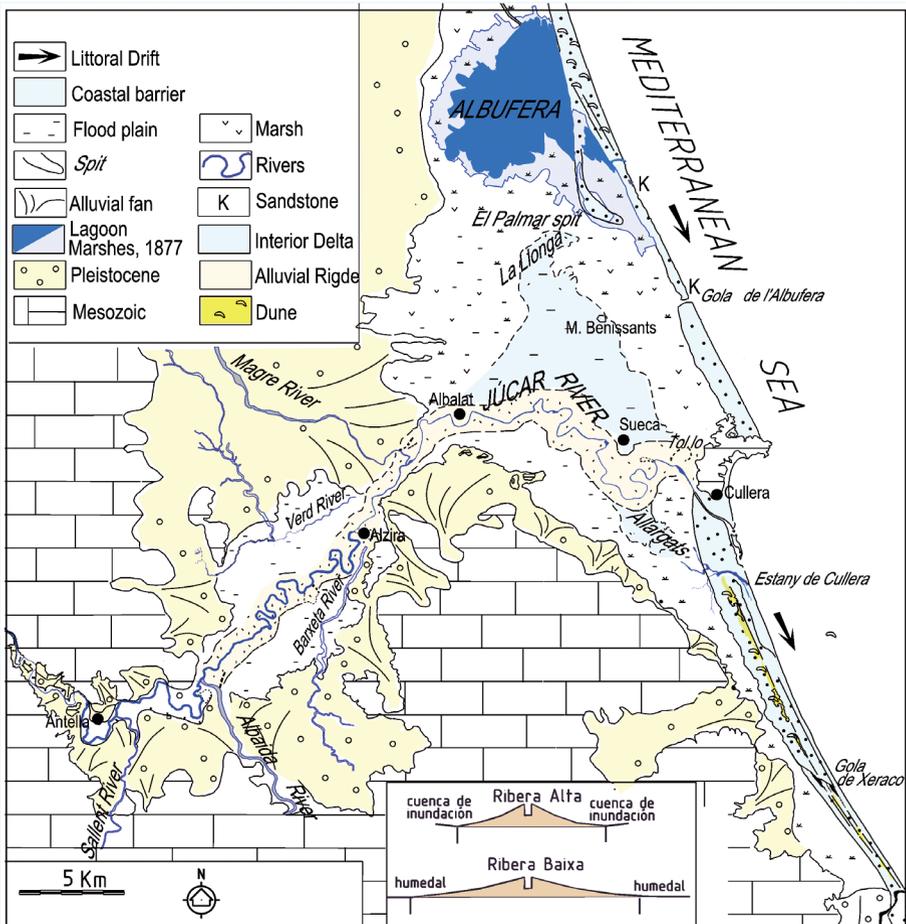


Figura 2. Rasgos geomorfológicos de la llanura aluvial costera del río Xúquer (según datos de Ruiz, 2001).

3. INUNDACIONES Y CAMBIOS GEOMORFOLÓGICOS DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO

La recopilación de datos históricos de 301 episodios de inundación en los ríos Turia y Júcar a lo largo de casi 700 años ha permitido analizar la frecuencia y magnitud de inundaciones durante la Pequeña Edad del Hielo (Ruiz *et al.*, 2014). Se han identificado los periodos de frecuencia de inundación más alta (considerando eventos ordinarios a extremos) entre 1579-1598, 1610-1633, 1671-1695, 1770-1808, 1850-1908, 1913-1924 y 1947-1958, con picos entre 1610-1633, 1770-1791, 1850-1899 y 1913-1924. Por otro lado, se detecta un cambio en la estacionalidad inundaciones durante los períodos de alta frecuencia de 1579 a 1630 y de 1850 a 1899, con el aumento de eventos no otoñales. Los periodos identificados son aproximadamente sincrónicos con los descritos en otras regiones del Mediterráneo occidental. La agrupación de un gran número de inundaciones en períodos de varias décadas, alternando con períodos de muy baja frecuencia implica que no es un fenómeno aleatorio (Ruiz *et al.*, 2014).

Asociado a estas fases de elevada frecuencia de inundaciones se han identificado, a partir de cartografía histórica, procesos de meandrización, estrangulamiento de meandros y avulsión de tributarios, destacando la avulsión del río Albaida en 1785. El trazado del Júcar se estabiliza paulatinamente durante la primera mitad del siglo XX, en parte por las diferentes obras de defensa frente a inundaciones y contención de orillas. Desde entonces se ha producido un encajamiento del cauce, fomentado por la proliferación de graveras y la construcción de embalses de regulación desde 1952 (embalse de Alarcón). El crecimiento de la vegetación de ribera con densos cañaverales que atrapan limos arenosos y el vertido de escombros para contener las orillas tienden a estrechar progresivamente el cauce del río y a reducir su sección. De esta forma su capacidad para evacuar crecidas extraordinarias sigue siendo claramente insuficiente y un riesgo de inundación significativo persiste a pesar de la construcción de tres embalses de laminación de avenidas después de 1982.

4. BIBLIOGRAFIA

- Anthony, E.J., Marriner, N. y 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.
- Mateu, J.F. (1980): El llano de inundación del Xúquer (País Valenciano): geometría y repercusiones morfológicas y paisajísticas. *Cuadernos de Geografía*, 27, 121-142.
- Rosselló, V.M. (1972): Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 11, 7-25.
- Ruiz, J.M. (2001): *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía de la Universitat de Valencia, 201 p. + gráficos.
- Ruiz J.M. y Carmona P. (2005): La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de València. En: Sanjaume, E. y Mateu J.F. (Ed.), *Cuaternalio litoral y geomorfología. Homenaje a V.M. Rosselló*. València, Universitat de València, pp. 399–419.
- Ruiz J.M., Carmona P. y Pérez Cueva A. (2014): Flood frequency and seasonality of the Jucar and Turia Mediterranean Rivers during the “Little Ice Age”. *Méditerranée*, 122, 121–130.

Acción antrópica y cambio ambiental histórico en l'Albufera de València

C. Sanchis Ibor¹

Las albuferas mediterráneas han experimentado, a lo largo del último milenio, importantes cambios ambientales, principalmente asociados a procesos de continentalización y colmatación, con una mayor o menor interacción antrópica y una secuencia cronológica bastante similar (Lemeunier, 1997; Mateu *et al.*, 1999). En este sentido, el caso de l'Albufera resulta paradigmático, y la abundante documentación conservada ha permitido la descripción de las diversas fases o estadios de evolución (Sanchis, 2001).

1. EL ESTADIO SALOBRE: L'ALBUFERA DE LOS PESCADORES

A finales de la Edad Media, l'Albufera era un estanque de aguas salobres, bien comunicado con la mar por una amplia gola. El espejo de aguas invernal se extendía entre Cullera y Pinedo, sobre una superficie (75 km²) que triplicaba la del actual laguna. Al norte, el espacio pantanoso se prolongaba hacia la desembocadura del Túria, por medio de una marjal mal saneada y sólo parcialmente cultivada. En el extremo sur, las digitaciones del delta interior del Xúquer dibujaban un límite irregular del humedal, compartimentado en diversas marjales y numerosos estanques. Sin embargo, por el lado de poniente, los relieves miocenos acentuaban el contraste topográfico entre el marjal y el antepaís albufereño. Aquí, el desnivel topográfico permitía que, a pocos metros del estanque, se desarrollara el cortejo floral esclerófilo mediterráneo. La documentación de los siglos XV y XVI desvela la presencia de vides, olivos y cereal de secano a pocos metros del *lluent*, el espejo de aguas, sin apenas transición pantanosa.

El humedal era propiedad de la corona aragonesa. Jaume I se lo había reservado tras la conquista y sus herederos disfrutaron de las rentas que generaba el arrendamiento de los derechos de pesca (Muñoz, 1983), las salinas (Rosselló, 1987) y el pastoreo (Quartiella y Román, 1987). La agricultura estaba prohibida en el humedal y sólo podía desarrollarse fuera de los límites del patrimonio real.

La pesca destacaba entre las demás actividades extensivas por su valor económico. Pero además, conllevaba una primitiva artificialización del funcionamiento hidráulico del humedal. La gola de l'Albufera se abría y cerraba durante largos periodos mediante diques de estacas, gleba y arena, a fin de regular la altura del humedal y controlar la población piscícola (Sanchis, 1998). Una estela de piedra con el escudo de armas real servía para aforar el nivel del *lluent* y determinar su apertura y cierre en situaciones extraordinarias. En caso de aguas bajas, dos canales artificiales, las acequias del Rey, permitían introducir agua desde los ríos Xúquer y Túria y alimentar el humedal. Además, los pescadores instalaban compuertas efímeras en los pequeños estanques y balsas de los marjales para facilitar la pesca en ellos.

¹ Centro Valenciano de Estudios del Riego, Universitat de Politècnica de València, csanchis@hma.upv.es.

2. CRISIS DE SALINIDAD Y CAMBIO AMBIENTAL

A inicios del siglo XVII diversos documentos refrendan una progresiva pérdida de salinidad de las aguas del lago, a la que los coetáneos atribuyen una significativa reducción las capturas piscícolas y que se relaciona con el abandono de las instalaciones salineras de l'Albufera. Estos cambios se asocian a tres factores fundamentales. En primer lugar, a la pulsación climática de la Pequeña Edad del Hielo, que se traduce en un incremento de las precipitaciones y de los desbordamientos –en algún caso simultáneos– de los ríos Xúquer y Túria sobre l'Albufera. En segundo lugar, a la construcción de un dique estable que cierra durante 30 años –entre 1607 y 1637– la gola de l'Albufera, tras cuya destrucción la gola queda completamente obturada. Finalmente, por el desarrollo de los regadíos de la Ribera del Xúquer, cuyos arrozales comenzaban a expandirse en el entorno de la gola, vertiendo en este espacio las aguas sobrantes y favoreciendo el desarrollo de la vegetación palustre.

De resultas de estos procesos, la corona vio reducir ostensiblemente las rentas obtenidas del humedal, ya que el cambio de salinidad había trastocado un sistema de explotación perfectamente adaptado a unas determinadas condiciones ecológicas. En consecuencia, durante el siglo XVII se realizaron numerosas intervenciones hidráulicas para tratar de revertir l'Albufera a su estado anterior a esta crisis. Los esfuerzos se centraron fundamentalmente en la restauración y reapertura de la gola, pero resultaron completamente inútiles, para desesperación de los pescadores.

3. REGADÍO Y SANEAMIENTO: L'ALBUFERA DE LOS ARROCEROS

A mediados del siglo XVIII, la monarquía recuperó el control del humedal después de varias décadas de cesión a un partidario de la causa borbónica en la Guerra de Sucesión. La recuperación de l'Albufera significa el establecimiento de una *nueva planta* en la gestión del ecosistema. Conscientes de la imposibilidad de revertir el estado del lago, el Patrimonio Real impulsó su colonización agrícola mediante asentamientos enfitéuticos.

El primer paso en la construcción de un nuevo ecosistema fue desposeer a los pescadores del control de la gola, que fue otorgado a los arroceros mediante la promulgación de unas ordenanzas de gestión. Además se dispuso de la apertura de una nueva gola, El Perelló, para facilitar el saneamiento agrario, ante la imposibilidad de drenar el humedal por la antigua gola, enrunada y alejada del estanque principal.

Pero la pieza clave de esta operación fue la prolongación de la Acequia Real del Júcar. La transformación agrícola requería de nuevos aportes hídricos, singularmente en toda el área occidental de l'Albufera, a donde entonces no llegaban las aguas del Júcar y el Turia. Para ello fue necesaria una alianza entre el Duque de Híjar, señor de Sollana e interesado en puesta en riego de este municipio, y la monarquía, que ostentaba el gobierno del histórico canal (Peris Albentosa, 1992). Desde finales del siglo XVIII, la ampliación de la Acequia Real sobre las tierras situadas a poniente permitiría la rápida expansión del arrozal y por ende, la inyección de importantes volúmenes de agua fluvial en la laguna, consolidando de forma definitiva el estadio dulceacuícola. Varios trabajos recientes han constatado, a partir del registro fósil de carófitos (Rodrigo *et al.*, 2009) y ostrácodos (Marco-Barba *et al.*, 2013), este cambio de las condiciones de salinidad acaecido entre los siglos XVII y XVIII.

La Acequia Real fue la primera y más relevante de otras intervenciones, que mediante nuevas acequias (Múzquiz, Campanar, Canal del Túria) facilitaron la operación de colonización, para la cual también se hizo necesaria la construcción de numerosos drenajes. A finales del XIX, sólo quedaban por transformar las tierras que quedaban por debajo del nivel del mar, por lo cual fue necesario introducir sistemas de bombeo (primero mediante aceñas y luego con motores de vapor) y levantar motas para aislar las porciones de la laguna (*tancats*) que se iban drenando y rellenando. Además, tuvo que abrirse una nueva gola, El Perellonet, para mejorar la eficiencia hidráulica del desagüe, pues el avance de los arrozales había dejado El Perelló muy lejos de la laguna.

Los pescadores, desposeídos desde hacía más de un siglo de su dominio sobre las bocanas, asistieron inermes a un proceso de expansión agraria que ponía en peligro su subsistencia. Su desamparo sirvió de argumento a Blasco Ibáñez para escribir *Cañas y Barro*, novela que difundió una Albufera icónica por toda España a inicios del siglo XX. El éxito de la obra despertó un cierto interés por la conservación del humedal que a la postre podría fin al proceso expansivo (Sanchis, 1999). No en vano, la llegada al poder de los blasquistas en el Ayuntamiento de Valencia motivó el inicio de las gestiones para conseguir la cesión del humedal al consistorio municipal. El proceso administrativo se pondría en marcha en 1911 y fue culminado en 1927, paralizando casi definitivamente la expansión agrícola.



Figura 1. Vista de l'Albufera de València de Anthonie van den Wijngaerde (1563).

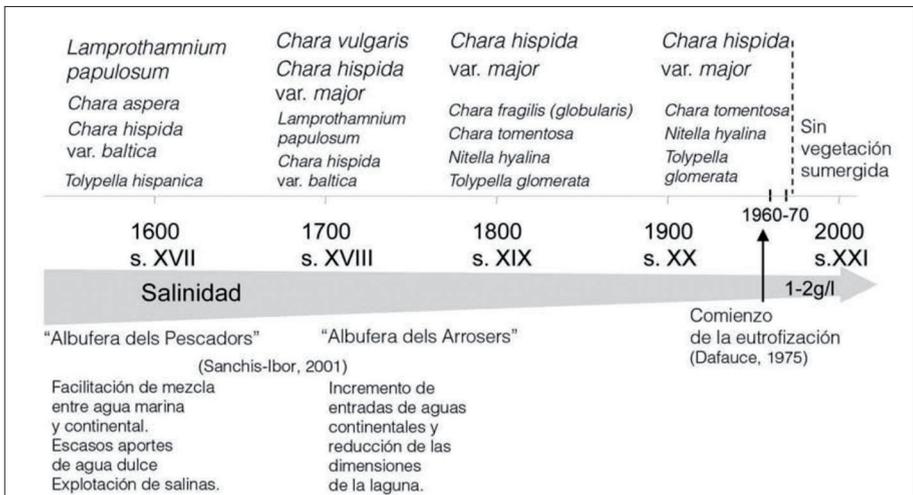


Figura 2. Cambios en las poblaciones de carófitos según el registro fósil según Rodrigo et al. (2009). Gentileza de María Antonia Rodrigo.

4. ESTADIOS, ECOSISTEMAS, *MÉDIANCES*

La evolución de l'Albufera nos refiere una estrecha conexión entre la acción humana y los cambios ambientales históricos de nuestros ecosistemas costeros, con numerosos paralelismos en otras costas mediterráneas. La pionera artificialización del espectro de fluctuaciones hídricas del humedal, la ajustada adaptación de los sistemas de gestión a las condiciones ecológicas, y el intenso modelado humano del paisaje, nos llevan inevitablemente a considerar la noción de *mediance* (Berque, 2000) para el caso de l'Albufera (Sanchis *et al.*, 2009). La sucesión de estadios, ecosistemas o *mediances* plasman un progresivo modelado social del sistema anfíbio y una adaptación constante de la población al medio natural, no exenta de coyunturas críticas, conflictos y desajustes en los procesos de transición. Proyectar este enfoque hacia el análisis de los actuales conflictos en la gestión del ecosistema albuferero y sobre el diseño de escenarios de futuro para l'Albufera de València, resulta asimismo una perspectiva ineludible.

5. BIBLIOGRAFÍA

- Berque, A. (2000) : *Médiance. De milieux en paysages*, Montpellier, Reclus Belin.
- Lemeunier, G. (1997): Drenaje y crecimiento agrícola en la España mediterránea (1500-1800). *Áreas*, 17, 31-42
- Marco-Barba, J., Holmes, J., Mesquita, F. y 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.
- Mateu, J., Sanchis, C. y Ferri, M. (1999): El Golf de València durant els segles XVI i XVII. Canvis ambientals. En: Rosselló, V.M., *Gearqueologia i Quaternari litoral*, pp. 367-374.
- Muñoz, M.R. (1983): El quint peix de l'Albufera i el terç delme de la mar fins 1431. *Afers*, 1, 43-59.
- Peris Albentosa, T. (1992): *Regadío, producción y poder en la Ribera del Xúquer. La Acequia Real de Alzira, 1258-1847*. València, COPUT.
- Quartiella, X. y Román, X. (1987): *Pescadors i llauradors. Activitats econòmiques de les classes populars a l'Albufera (Segle XVII)*. Ajuntament de Catarroja.
- Rodrigo, M.A., Alonso-Guillén, J.L., Cirujano, S y Soulié-Märsche, I. (2009): Aproximación a las comunidades de carófitos que existieron en la Albufera de Valencia a partir del estudio de las oósporas del sedimento. *Anales del Jardín Botánico de Madrid*, 66(2), 195-208
- Rosselló, V. (1987): Les salines de l'Albufera: un enigma històric i una hipòtesi geogràfica. *Cuadernos de Geografía*, 42, 113-132.
- Sanchis Ibor, C. (1998): *De la gola a les goles. Canvi ambiental a l'Albufera de València*, València, Fundació Bancaixa.
- Sanchis Ibor, C. (1999): *La Albufera en el tiempo y la obra de Blasco Ibáñez*, València, Palmart.
- Sanchis Ibor, C. (2001): *Regadiu i canvi ambiental a l'Albufera de València*, València, PUV.
- Sanchis Ibor, C. (2008): L'Albufera de Valencia. Une lagune de mediance en mediance. *Géographie et Cultures*, 63, 5-22.

La eutrofización de l'Albufera de València y su impacto en la vegetación palustre

C. Sanchis Ibor¹, J. M. Benavent Olmos² y J. E. Pardo-Pascual³

Entre las huertas y ciudades del Mediterráneo tradicionalmente ha existido una estrecha relación entre las funciones de regadío y saneamiento urbano. Las acequias que vehiculaban los residuos de la población servían también para regar los campos, aportando unos nutrientes muy necesarios para las agriculturas pre-industriales. Este delicado equilibrio se rompió hace varias décadas, de resultas de un proceso desordenado de crecimiento urbano. La carga contaminante transportada por las acequias superó la capacidad de absorción de los sistemas agrarios y comenzó a afectar a los ecosistemas adyacentes: fluviales, palustres o marinos. L'Albufera de València se ha convertido, desgraciadamente, en un ejemplo paradigmático de estos procesos, cuyos prologados efectos están definiendo un nuevo estadio en la evolución del humedal.

1. LA EUTROFIZACIÓN DE L'ALBUFERA DE VALÈNCIA

A partir de los años sesenta las acequias que alimentaban l'Albufera comenzaron a transportar importantes volúmenes de residuos urbanos e industriales que trastocaron radicalmente los parámetros químicos del ecosistema. En el año 1974 las comunidades de macrófitos de la laguna desaparecieron. Los análisis efectuados por el IATA (1974) y Dafaucé (1975) refrendaron el proceso de degradación de la calidad de aguas del estanque.

Desde entonces, la Albufera es un lago eutrófico, más bien hipereutrófico, un estado definido por el exceso de nutrientes. La eutrofia se manifiesta en una explosión del fitoplancton que oscurece el agua, en recurrentes ciclos de anoxia y en una radical caída de la producción piscícola, singularmente de las especies de mayor valor comercial. A lo largo de los últimos veinte años, nuevos análisis de clorofila a, fosfatos y metales han constatado el deterioro de las aguas palustres (Soria *et al.*, 1987; Vicente y Miracle, 1992; Martín-Monerris, 1998).

Las primeras actuaciones dirigidas a revertir esta situación llegaron después de la declaración del Parque Natural, con la aprobación del Plan de Especial Protección y del Plan Director de Saneamiento, en los años 1990 y 1992. En este último se definía un sistema de tratamiento de aguas residuales formado por nueve estaciones depuradoras y varios colectores alrededor del lago, de entre los que destacaba el Colector Oeste, destinado a recoger las aguas residuales de L'Horta Sud y dirigir las al EDAR de Pinedo. Estas intervenciones consiguieron una sensible mejora en la calidad de agua del lago, y las concentraciones medias anuales de clorofila a –de 485 µg/l en 1981– se redujeron a cifras que oscilaron entre 160 y 200 µg/l en los últimos años del siglo XX (SDA, 2011).

¹ Centro Valenciano de Estudios del Riego, Universitat de Politècnica de València, csanchis@hma.upv.es.

² Servei Devesa-Albufera, Ajuntament de València.

³ Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, Universitat Politècnica de València, jepardo@cgf.upv.es.

Sin embargo, en el siglo XXI estos progresos se han detenido y los valores de clorofila a permanecen estables en torno a los 140 $\mu\text{g/l}$. Las causas pueden obedecer a dos razones. En primer lugar, la falta de capacidad y las deficiencias del Colector Oeste provocan que con cierta frecuencia –singularmente durante los episodios de lluvia– se produzcan vertidos de agua residual sobre el barranco de Torrent y la red de acequias que alimenta el lago, causando picos de contaminación muy dañinos. Además, las infraestructuras de los mencionados planes, ejecutadas entre 1992 y 2007, no han conseguido aislar por completo las infraestructuras de riego que abastecen el estanque.

Por otro lado, la reducción de los caudales que llegan desde el Xúquer, históricamente la principal vía de entrada de agua de calidad a la Albufera, parece estar menguando la capacidad del ecosistema para asimilar la llegada de las aguas residuales: entra menos contaminación, pero también hay menos agua limpia. La media de aportaciones anuales del estanque fue superior a los 400 hm^3 para el período 1970-1990 y apenas si llega a los 200 hm^3 para la etapa 1990-2015. La mejora de la eficiencia de los sistemas de regadío tradicionales, asociada a la creciente competencia por los recursos fluviales, conlleva estas consecuencias para los humedales situados en la cola de las llanuras aluviales irrigadas.

Mientras tanto, últimamente se han puesto en marcha varias medidas destinadas a revertir el estadio eutrófico, iniciativas impelidas por las exigencias de la Directiva Marco del Agua. En 2004, se definió una estrategia de intervención, fundamentada en cuatro líneas maestras: i) obras de interceptación de acequias para sellar la red de riego frente a los vertidos; ii) construcción de un nuevo Colector Oeste con tanques de tormenta para almacenar pluviales contaminadas; iii) reutilización del efluente con tratamiento terciario de la EDAR de Pinedo, y iv) construcción de filtros verdes, lagos artificiales o restaurados sobre antiguos arrozales destinados a aprovechar la capacidad autodepurativa de los ecosistemas palustres. Tres de estos humedales artificiales están en marcha hoy día en Sollana (Tancat de Mília), Sueca (La Plana) y Catarroja (Tancat de la Pipa). Sin duda la actuación de referencia en este ámbito es el Tancat de la Pipa, que más allá de los propósitos de mejora de calidad del agua, ha significado un éxito en cuanto a la recuperación de hábitats y especies, así como en la divulgación y la investigación científica. En estos momentos, en él se desarrollan proyectos del Instituto de Ingeniería del Agua y el Medio Ambiente y el Instituto Agroforestal Mediterráneo (UPV), del Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva (UV) y de SEO Birdlife (Martín-Monerris, 2008).

2. IMPACTOS SOBRE LA VEGETACIÓN Y LOS HÁBITATS PALUSTRES

La pérdida de calidad de aguas del humedal, además de los efectos directos sobre la fauna, ha incidido negativamente en la evolución de las comunidades vegetales de l'Albufera. El impacto más evidente y el que manifiesta un efecto más prolongado en el tiempo, es el retroceso de la vegetación palustre de la laguna, tanto en la orla desarrollada en sus orillas, como en sus islas (*mates*). Esta reducción superficial es el resultado de un incremento de la capacidad erosiva de la laguna tras la extinción de las comunidades de macrófitos que flotaban en el *lluvent*, popularmente conocidas como el *pèl* de l'Albufera. Las algas extendidas por el espejo de aguas frenaban la

acción del oleaje, protegiendo la vegetación palustre. Su desaparición ha expuesto carrizos, juncos y enneas a la energía de los temporales.

En consecuencia, entre 1973 y 1994 la superficie ocupada por la vegetación palustre pasó de 344 ha a 287 ha (Argilés, 1997). Un estudio más reciente, mediante técnicas de teledetección y SIG, ha permitido cuantificar estos procesos con mayor detalle en el periodo 1956-2006 (Pardo *et al.*, 2012). Este trabajo muestra un avance de la vegetación en el periodo anterior a la desaparición de los macrófitos, singularmente en aquellos puntos protegidos de los vientos marinos y próximos a fuentes de suministro de sedimentos como barrancos o grandes canales de drenaje. Sin embargo, durante el estadio eutrófico, la gran mayoría de las formaciones palustres han reducido su superficie, singularmente en los sectores más expuestos al oleaje.

La Oficina Técnica Devesa-Albufera (Ajuntament de València) inició en 2011 una regeneración experimental en la Manseguerota, la mata que más había reducido su superficie desde 1956 (-89%). La isla se acordonó con estacas formando un cinturón en el que se plantó vegetación y se añadieron barreras para su protección. El perímetro está consolidado con una malla de fibras para sujetar la tierra amontonada. Esta protección ha sido situada en las direcciones sur y oeste, donde mayor es el impacto del oleaje producido por el viento. El seguimiento de su evolución debe determinar la aplicación de medidas similares en otras matas.

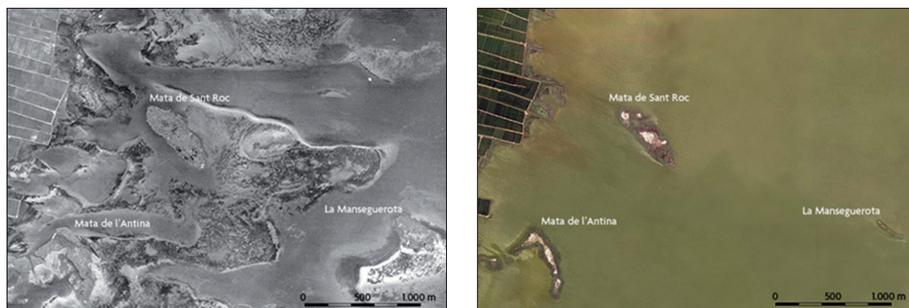


Figura 1. Vista parcial de l'Albufera en 1956 y 2006. Entre ambas fotografías se observa la desaparición de las comunidades de macrófitos que flotaban en el espejo de aguas, la carga orgánica de la masa de aguas actual y la reducción de las matas, singularmente en la Manseguerota.

Más recientemente se viene observando otro proceso de degradación de los hábitats palustres. En el interior de las islas de l'Albufera, la vegetación está desapareciendo, desplazada por costras salinas que dejan el suelo desnudo. Este fenómeno, que se inicia en los últimos años del siglo XX, parece asociado a dos factores. Por un lado, a la reducción de los aportes de aguas del Xúquer, que obliga a efectuar un menor número de renovaciones de la masa de agua del lago. Por otro, a las medidas que la Junta de Desagüe de l'Albufera toma para reducir los costes de bombeo en los *tancats* –las parcelas situadas bajo el nivel de la laguna–, que se materializan en una vaciado parcial del lago desde la gola de Pujol. En el pasado, la inundación invernal de la laguna y marjales oscilaba entre frecuentemente entre las cotas + 40 y + 75

cm. Estas cifras fueron reduciéndose hasta los +35 cm, y finalmente en 1993 la Junta de Desagüe de la Albufera acordó fijar el nivel de inundación invernal del lago en la cota +20 cm. Este bajo nivel invernal de la laguna, junto con el acortamiento de los periodos de inundación adoptados en los últimos tiempos, estarían favoreciendo el ascenso de sales por capilaridad hasta la superficie de las matas, donde llegan a alcanzar concentraciones letales para la vegetación palustre (SDA, 2015).



Figura 2. Degradación reciente de la cubierta vegetal de la Mata de Sant Roc. De izquierda a derecha imágenes obtenidas de Google para 2001, 2010 y 2014.

3. BIBLIOGRAFÍA

- Argilés, R. (1997): *Estudio de la evolución de las matas de La Albufera de Valencia. Propuestas para su restauración*, Trabajo fin de carrera, ETSIA (UPV)-SDA (Ajuntament de València).
- Dafauce, C. (1975): *La Albufera de Valencia, un estudio piloto*, Madrid, ICONA.
- IATA (1974): *Estudio de la contaminación y aterramiento de la Albufera de Valencia*, Instituto de Agroquímica y Tecnología de los Alimentos, memoria inédita.
- Soria, J.M., Miracle, M.R y Vicente, E. (1987): Aporte de nutrientes y eutrofización de la Albufera de Valencia. *Limnetica*, 3(2): 227-242
- Vicente, E. y Miracle, M.R. (1992): The coastal lagoon Albufera de Valencia: an ecosystem under stress. *Limnetica*, 8: 87-100.
- Martín Monerri, M. (1998): *Modelación de la calidad en aguas superficiales. Aplicación al caso de la Albufera de Valencia*, Tesis doctoral, Universitat de València.
- Martín Monerri, M. (2008): El sistema de filtros verdes del Tancat de la Pipa. *Ambienta*, 83: 53-56.
- Pardo Pascual, J.E., Mateo, A., Porres, M.J. y Fernández, A. (2012): *Estudio de evolución de las áreas de las matas de la Albufera de Valencia*, Informe inédito, Universitat Politècnica de València.
- Rosselló, V. M., 1995. *L'Albufera de València*, Barcelona, Publicacions de l'Abadia de Montserrat.
- SDA (2011): *Informe de seguimiento sobre la calidad de aguas de l'Albufera de València, Servici Devesa-Albufera*, Ajuntament de València.
- SDA (2015): *Informe sobre degradación de las formaciones botánicas de las principales matas del lago de l'Albufera*, Servici Devesa-Albufera, Ajuntament de València.

Evolución de las dunas de La Devesa del Saler

E. Sanjaume Saumell¹ y J. E. Pardo-Pascual²

La Devesa del Saler forma parte de la restinga que cierra l'Albufera de Valencia. La playa de la que se alimentan las dunas es disipativa, con dos sistemas de barras submarinas: la externa, paralela a la costa, y la interna –más cercana a la orilla– es de tipo *crescentic bar*, lo que determina la aparición de numerosas sinuosidades rítmicas en la orilla de la playa. Pequeñas bermas de tormenta, *beach cusp* arenosas y ripples eólicos son las microformas playeras más abundantes. Este sector ha sido estudiado y muestreado desde 1972. El campo de dunas holocenas, antes de su arrasamiento a inicios de los años 70 del siglo pasado presentaba dos conjuntos de características ligeramente contrastadas en cuanto a altura, extensión y morfología, separados por una amplia zona deprimida (Sanjaume, 1974).

El conjunto interno estaba formado por dunas transversales muy diseccionadas por pasillos de deflación. La mayor alteración de sus minerales pesados sugería que las dunas de este conjunto interno, colonizadas con vegetación arbórea y matorral, eran más antiguas que las externas (Sanjaume, 1985). El conjunto externo, que fue destruido casi por completo, estaba formado por la duna delantera y dos subalineaciones de dunas transversales, con alturas superiores a los 6,5 m de altura, diseccionadas por frecuentes pasillos de deflación y *blow outs*, siendo colonizadas por vegetación fijadora. Entre estos conjuntos se extendía una amplia zona deprimida (*mallada*), de anchura variable. Aquí la proximidad del nivel freático y las dificultades de drenaje determinaban la instalación de charcas temporales con vegetación higrófila y salobre muy típica. Por su anchura y extensión no parece probable que esta depresión se hubiera generado simplemente por deflación eólica (Sanjaume, 1985), sino por progradación de todo el conjunto de la playa. Hay dos grandes momentos de superávit sedimentario con episodios históricos de violentas inundaciones. El conjunto interno, más antiguo, se habría formado en época romana y el conjunto externo en época islámica y medieval. La depresión que quedaba entre ambos conjuntos podría relacionarse con el déficit de sedimentos del periodo visigodo, puesto que en ese tiempo, tal como demuestran los registros sedimentarios, no se produjeron inundaciones importantes (Sanjaume y Carmona, 1995). Habría suficiente alimentación para que la playa progradara, pero no existiría el superávit necesario para el desarrollo de las dunas, que se reanudaría en época islámica favoreciendo la formación del conjunto externo.

Este campo de dunas permaneció sin grandes cambios hasta la segunda mitad del siglo XX, quizá por la propia historia de la Devesa que hasta 1865 fue un coto de caza de la Corona, pasando a manos del ayuntamiento de Valencia a principios del siglo XX. En 1962 se redacta el Plan de Urbanización de la Devesa y se ceden los terrenos para la construcción del Parador Nacional Luis Vives y del campo de golf inmediato. En 1965 se aprueba el Plan de Ordenación del Saler para la construcción de una gran urbanización.

¹ Departament de Geografia, Universitat de València, eulalia.sanjaume@uv.es.

² Departament d'Enginyeria Cartogràfica, Geodesia i Fotogrametria, Universitat Politècnica de València, jepardo@cgf.upv.es.

Entre 1970 y 1973 se arrasó por completo el conjunto dunar externo y parte de la arena de las dunas se utilizó para colmatar la *mallada* central. Se construyeron edificios, un tramo de paseo marítimo, aparcamientos, viales, etc. El conjunto interno, por su parte, se vio mediatizado por la construcción de edificios, aparcamiento y obras de infraestructura. Como consecuencia no sólo se perdieron dunas sino también muchos pinos (Sanjaume, 1988). De manera que a finales de 1973 la zona forestal del Saler había disminuido un 30%.

A partir de 1979, el primer Ayuntamiento democrático de Valencia inició una etapa de recuperación del espacio natural destruido: se pararon las edificaciones, se recuperó el suelo no edificado vendido a particulares y se invirtió en obras de regeneración de las dunas. Los investigadores que trabajamos en el proyecto de 1981, entre otras medidas, decidimos mantener el sector más meridional de La Devesa (La Punta del Perellonet), como laboratorio para seguir su evolución natural. Con el paso de los años, esa decisión ha sido de gran relevancia, puesto que ha permitido ir constatando la evolución de las dunas sin haberse realizado actuaciones para favorecer su desarrollo. En el resto de la Devesa, la Oficina Técnica Devesa-Albufera inició obras de regeneración que ha continuado hasta la actualidad (Fig. 1), convirtiéndose en un centro pionero en el desarrollo de metodologías para la recuperación natural de las dunas costeras (Benavent *et al.*, 2004). Además, la Administración Central también ha regenerado algunas dunas en las zonas más degradadas.



Figura. 1. Duna delantera regenerada en la zona central de la Devesa del Saler.

Se ha realizado un análisis detallado de la evolución de la Punta del Perellonet empleando diversas técnicas (perfiles topográficos, levantamientos fotogramétricos, levantamientos mediante GPS-RTK, LiDAR) lo que ha permitido reconocer y comprender cómo y porqué se ha recuperado la morfología dunar en este sector. Se dispone de fotografías aéreas (Fig.2) que evidencian el completo arrasamiento de las dunas en 1973, dejando una superficie completamente llana. Por otra parte, durante los levantamientos de los perfiles topográficos (1989), se localizaron en las dunas unos niveles de suciedad que marcaban el nivel cero después del arrasamiento. Basándonos en esos datos se hizo la primera comparación entre 1973 y 1989 que constató que en la zona se había creado una nueva morfología dunar, pero sustancialmente distinta a la anterior a su destrucción. En su evolución ha sido determinante la movilización de parte del sedimento desde el interior del campo dunar hacia la playa, facilitando el

desarrollo de la duna delantera. Aunque este proceso fue mucho más exagerado en los primeros momentos tras el arrasamiento cuando no había vegetación (Fig.2), se ha seguido produciendo, pero con menor intensidad, hasta estos últimos años. Este modelo de cambio por autoabastecimiento (Sanjaume y Pardo, 1991) fue el principal responsable de la regeneración de la morfología dunar. Posteriormente, la desigual distribución de la vegetación y de las nuevas dunas determinan que la configuración topográfica sea cada vez más compleja.

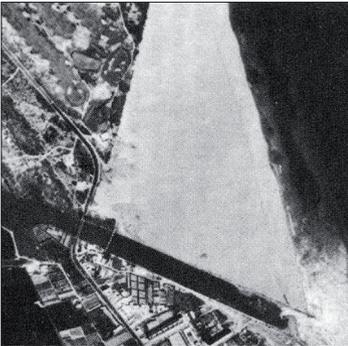


Figura 2 . Situación en que quedó la Punta del Perellonet tras el arrasamiento de las dunas en 1973.

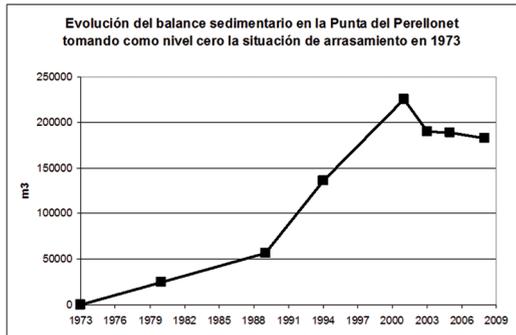


Figura 3 . Evolución del cambio sedimentario registrado en la Punta desde la situación arrasada (1973).

El balance sedimentario obtenido a partir de los siete mediciones topográficas (1980, 1989, 1994, 2001, 2003, 2005, 2008) presenta una fuerte y clara acumulación, particularmente notable hasta 2001 (Fig. 3). Este es un hecho particularmente llamativo teniendo en consideración que el grueso de las playas del Saler mantienen una tendencia evolutiva claramente erosiva (Sanjaume y Pardo, 2005). El balance positivo, en realidad, puede explicarse si las dunas de la Punta han actuado como sumidero de buena parte de los materiales transportados por la deriva litoral después de los vertidos artificiales a las playas más septentrionales. Se ha de tener en consideración que en la zona septentrional del Saler se vertieron 820.000 m³ de arena, sobre todo a lo largo de la década de los 90. Esta tendencia se frena claramente en 2001, tanto por el efecto de grandes temporales como por el cese de aportaciones artificiales (Sanjaume y Pardo, 2011). El análisis de los cambios posteriores a 2001, basados en fuentes topográficas sumamente detalladas –GPS-RTK y LiDAR– permite advertir que hay un cierto vaciamiento de materiales en la zona interior y en los fondos de las calderas de abrasión que se movilizan hacia la playa, con lo cual aumenta la altura de las dunas delanteras. Este hecho confirma esa teoría inicial presentada por Sanjaume y Pardo, (1991), a pesar de que se basaba en datos menos precisos, del proceso de regeneración de la morfología dunar con materiales procedentes del interior de La Punta. Las dunas originales y las de nueva creación han experimentado comportamientos bastante diferentes. La duna delantera del campo de golf, por ejemplo, ha crecido en altura sin experimentar ningún desplazamiento significativo hacia la orilla, mientras que las *foredunes* del resto de La Punta (aunque también han experimentada una cierta elevación), se han desarrollado principalmente en anchura, pasando de una

única y amplia alineación inicial, cuya amplitud oscilaba entre 60 y 90 m, a dos o tres alineaciones paralelas mucho más estrechas, separadas por distintos tipos de calderas de abrasión (Sanjaume y Pardo, 2011).

La erosión acelerada de las últimas décadas ha determinado un importante retroceso de la orilla (Sanjaume y Pardo, 2005), por lo que las dunas regeneradas artificialmente en primera línea y las pocas dunas originales que se conservan (parte externa del campo de golf) han quedado sometidas a la acción erosiva de las olas durante los temporales, lo que ha determinado la aparición de un escarpe en la parte basal de las mismas (Fig. 4). Por el contrario, las dunas de nueva creación se han ubicado mucho más hacia el interior. Su situación refleja el punto de equilibrio entre la erosión marina y la acumulación eólica, la zona a la que no llegan ni los oleajes de tormenta. Se ha comprobado que el retranqueamiento natural de las dunas es, como mínimo, de unos 15 m respecto a la posición actual de la orilla (Fig.5).



Figura 4. Escarpe en la parte basal de la duna delantera durante el temporal del 12/10/2010 inmediatamente al sur de la Gola del Pujol.



Figura 5. Retranqueamiento de las dunas creadas naturalmente en la Punta con respecto a las originales del exterior del campo del golf.

BIBLIOGRAFÍA

- Benavent, J.M., Collado, F., Martí, R.M., Muñoz, A., Quintana, A., Sánchez, A. y Vizcaino, A. (2004): *La restauración de las dunas litorales de la Devesa de l'Albufera de Valencia*, Ayto. de Valencia, 87 pp.
- Sanjaume, E. (1974): El cordón litoral de la Albufera de Valencia: Estudio sedimentológico, *Cuadernos de Geografía*, 14, 61-96.
- Sanjaume, E. (1985): *Las costas valencianas*. SPU, Valencia, 505 p.
- Sanjaume, E. (1988): The dunes of Saler, Valencia, Spain. *Journal of Coastal Research*, SI 3, 63-70.
- Sanjaume, E. y Carmona, P. (1995): L'Albufera de Valencia: rasgos geomorfológicos y evolución cuaternaria. En: *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València, Valencia, 155-162.
- Sanjaume, E. y Pardo, J.E. (1991): Dune regeneration on a previous destroyed dune field, Devesa del Saler, Valencia, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 81, 125-134.
- Sanjaume, E. y Pardo, J.E. (2005): Erosion by human impact on the Valencian coastline. *Journal of Coastal Research*, SI 49, 76-82.
- Sanjaume, E. y Pardo, J.E. (2011): Las dunas de la Devesa del Saler. En: Sanjaume E. y Gracia, F.J. (Eds.), *Las dunas de España*. Sociedad Española de Geomorfología, Cádiz. 263-283.

Las comunidades vegetales de la Devesa de l'Albufera de València

C. Sanchis Ibor¹ y A. Vizcaíno Matarredona²

La mayor parte de las restingas y cordones dunares del golfo de Valencia han estado cubiertas históricamente por una vegetación bien adaptadas a los suelos arenosos, la salinidad y los vientos marinos. Estas formaciones quedaban coronadas, en muchos casos, por pinares y lentiscales que ocupaban las dunas fijas de estas dehesas (Mateu *et al.*, 1999). Durante las operaciones de colonización agrícola de los siglos XVIII y XIX muchas de estos conjuntos fueron arrasados y sólo en la Devesa de l'Albufera, se preservaron en un estado óptimo. Allí, la protección del Patrimonio Real y de la administración del Estado garantizó la conservación del bosque y de las demás comunidades halófilas y psamófilas. Incluso se efectuaron, desde finales del XIX, diversas intervenciones pioneras de gestión forestal y protección frente a incendios.

Más tarde, la operación urbanizadora lanzada desde el Ministerio de Turismo durante la dictadura franquista afectó severamente estos ecosistemas. La alarma por esta intervención motivó el desarrollo de diversos trabajos de inventario “a la vista de las agresiones infringidas a las costas valencianas” y “antes de la desaparición de todo tipo de ecosistema natural costero” (Costa y Boira, 1981, 234). Los pinares eran probablemente las formaciones más apreciadas por la población que reivindicó la protección de la Devesa, pero sin duda no presentaban tanto valor botánico como otras especies y comunidades de la restinga menos conocidas.

1. LAS COMUNIDADES VEGETALES

Diversos autores han definido, a partir de los citados inventarios, un transecto óptimo que se desarrollaría desde el mar hacia la Albufera (Costa y Mansanet, 1980; Costa *et al.*, 1984; Rosselló, 1995). Sobre la playa seca (Fig. 1) aparece la primera comunidad vegetal (Salsolo kali-Cakiletum Aegyptiacae). Aquí, ejemplares dispersos de barrilla (*Salsola kali*) y oruga de mar (*Cakile maritima*) juegan un papel determinante en la retención de arena en el frente dunar. Estas formaciones se alternan en las primeras dunas móviles con lastonares abiertos (*Agropyretum mediterraneum*) que Costa y Mansanet (1980) encontraron en estado puro en la zona meridional de la Devesa. Es una asociación caracterizada por el junquillo de playa (*Elymus farctus*), que se acompaña entre otros por la correhuela marina (*Calystegia soldanella*), el cuernecillo de mar (*Lotus creticus*) y la algodonosa (*Otanthus maritimus*).

Las crestas dunares suelen estar cubiertas por gramíneas perennes. Allí predomina la asociación *Medicago marinae-Ammophiletum arundinaceae*, un borronar estabilizado gracias a las profundas raíces del barrón (*Ammophila arenaria subsp. arundinacea*). En el que aparecen también la hierba de la plata (*Medicago marina*) y la safanòria marina o zanahoria bastarda (*Echinophora spinosa*), intercalados con otras especies de la formación anterior.

¹ Centro Valenciano de Estudios del Riego, Universitat de Politècnica de València, csanchis@hma.upv.es.

² Oficina Técnica Devesa-Albufera, Ajuntament de València, avizcaino@valencia.es.

A sotavento, sobre las dunas semifijas, las gramíneas dan paso a comunidades camefíticas de mayor diversidad florística. Costa y Mansanet (1980) reconocieron en estos sectores una asociación de melera y crucianella marina (*Crucianelletum maritimae*) hoy día bien desarrollada y con una cobertura densa entre los senderos que conducen a las playas. La floración amarilla de la melera (*Ononis natrix*) y particularmente de la siempreviva o *florete de pasqua* (*Helichrysum stoechas* var. *maritima*) confieren un aspecto espléndido a estos espacios durante la primavera. En las zonas más claras aparecen terófitos efímeros, dando lugar a un pastizal (*Erodio-Malcolmietum parviflorae*) que puede considerarse un estadio previo a la anterior formación, y que caracterizan el alhelí marino (*Malcolmia littorea*) y un geranio (*Erodium laciniatum*) identificado por A.J.Cavanilles.

Finalmente, sobre las dunas viejas ya estabilizadas, encontramos una maquia exuberante (*Phillyreo-Rhamnetum angustifoliae*), muchas veces impenetrable, definida por la presencia aladierno (*Rhamnus alaternus*) y el labiérnago (*Phillyrea angustifolia*), que se acompañan del lentisco (*Pistacia lentiscus*) y otros arbustos comunes en las maquias de interior (*Quercus coccifera*, *Rhamnus oleoides*, *Myrtus comunis*, *Asparagus officinalis*). Lianas como la *rogeta* (*Rubia peregrina*), la madreSelva (*Lonicera implexa*), el *gessamí bord* (*Clematis flammula*) y sobre todo la zarzaparrilla (*Smilax aspera*) son frecuentes en el sotobosque. Esta última trepa con frecuencia desde el estrato arbustivo y cubre buena parte del tronco y ramas de los pinos (*Pinus halepensis*) que coronan la formación. En las zonas más claras o degradadas de estas viejas dunas, Costa y Mansanet (1980) reconocen una comunidad (*Teucrio belionis-Halimietum halimifoli*) definida por el jaguarzo blanco (*Halimium halimifolium*) y los cojinetes de tomillo marino (*Teucrium belion*), como una formación sustitutiva de la anterior.

Además, en las *mallades* o depresiones del surco interdunar, entre estas formaciones de las dunas viejas, la salinidad y la presencia de espejos de aguas intermitentes facilita el desarrollo de comunidades halófilas y halo-hidrófilas. Se trata de espacios cubiertos por suelos limo-arenosos que permiten el encharcamiento temporal de las aguas de lluvia, sobre los que se forman costras salinas durante los periodos de estiaje. En las *mallades* más salinizadas, el área central queda ocupada por una comunidad casi monoespecífica de *cirialeres* o sosa alacranera (*Sarcocornia fruticosa*). Junto a ésta crecen pequeñas gramíneas (*Puccinellia festuciformis* y *Sporobolus pungens*) que respectivamente dan nombre a la asociación (*Puccinellio festuciformis-Arthrocnemetum fruticosi*) y a una subasociación (*Sporoboletosum pungentis*) identificada aquí por Costa y Boira (1981). Sin embargo, en las *mallades* con menor salinidad o en la periferia de las anteriores, aparecen densos herbazales halo-hidrófilos (As. *Carici extensae-Juncetum maritimi* y *Schoenus-Plantaginetum crassifoliae*). La presencia de ejemplares aislados de taray (*Tamarix gallica* y *Tamarix africana*) no es extraña en estos ambientes salinos.

2. REGENERACIÓN Y CAMBIOS RECIENTES

Este transecto de comunidades vegetales, seriamente afectado por las intervenciones del *desarrollismo*, ha experimentado una sustancial recuperación en los últimos años, de resultas de la desarticulación de buena parte de la infraestructura urbana de la Devesa, de las restricciones de acceso motorizado y de las intervenciones de restauración dunar (Benavent *et al.*, 2004).

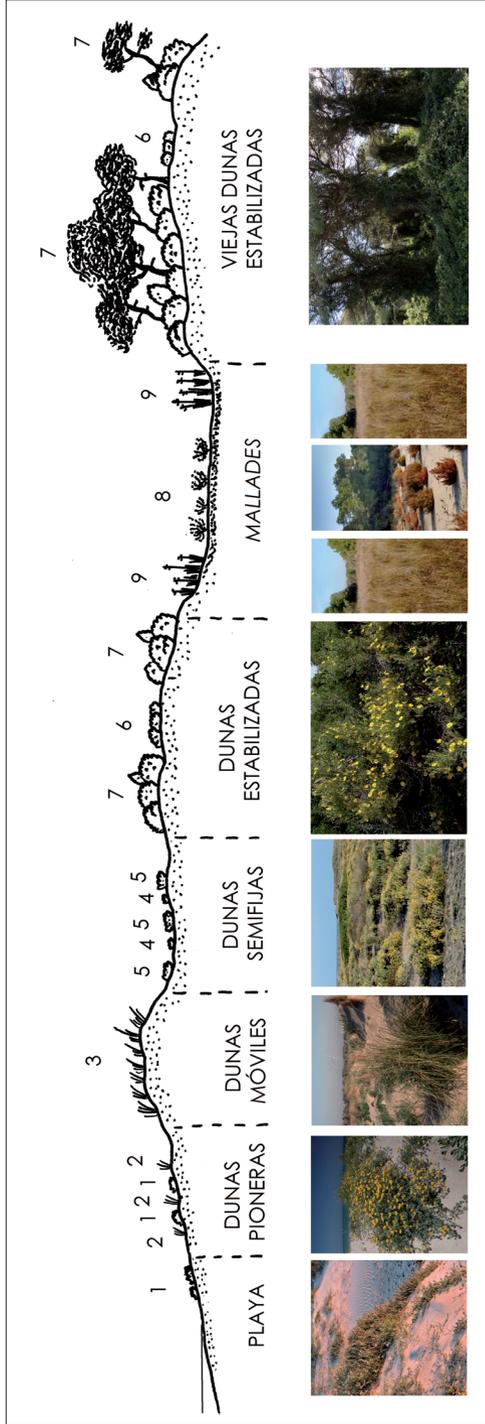


Figura 1. Reconstrucción de la vegetación natural de la Devesa de l'Albufera. Modificado de Costa y Mansanet (1980). 1. Barrilla anual con oruga marina (*Salsolo-Cakiletum aegyptiaceae*). 2. Lastonar abierto pionero (*Agropyretum mediterraneum*). 3. Lastonar de barrones (*Medicago-Ammophyletum arundinaceae*). 4. Formación de melera y crucianella marina (*Crucianelletum maritimae*). 5. Pastizal terófito de alfileres y alheli marino (*Erodio-Malcolmietum parviflorae*). 6. Bralla de jaguarzo blanco (*Teucrio bellonis-Halimietum halimifoli*). 7. Mata de espinal y labiérnago (*Phillyreo angustifoliae-Rhamnetum angustifoliae*). 8. Mallades con halófilas (*Puccinellio festuciformis-Arthrocnemum fruticosi*). 9. Mallades con hidro-halófilas (*Carici extensae-Juncetum maritimi*).

Sobre las dunas regeneradas se plantaron y sembraron numerosos ejemplares de las especies más representativas de estas comunidades vegetales y posteriormente, se han desarrollado diversas acciones de reintroducción de especies de especial interés botánico, como el enebro marino (*Juniperus oxycedrus* L. subsp. *macrocarpa*). Además, se han efectuado intervenciones de retirada de especies exóticas, como la ña de gato (*Carpobrotus edulis*) y pitas (*Agave* spp).

En consecuencia, hoy día se observa una significativa mejora en la extensión de las comunidades vegetales respecto a las décadas pasadas, pero también en la densidad. La densificación de la cubierta vegetal se observa claramente en las primeras zonas que fueron restauradas, tanto en las crestas dunares como a sotavento de estas, pero es especialmente significativa en el bosque de la Devesa, donde la maquia es cada vez más espesa e inaccesible.

En términos de diversidad botánica, el cambio quizás no es tan significativo, pero aun así, hay también elementos para el optimismo, como la aparición reciente de una nueva especie de limonium en las *mallades* del Racó de l'Olla, que ha recibido el nombre de este valioso espacio natural: *Limonium albufera*.

3. BIBLIOGRAFÍA

- 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*, Ajuntament de València.
- Carretero, J.L. y Boira, H. (1989): *Flora y vegetación de l'Albufera. Bases para su recuperación*, València, Edicions Alfons el Magnànim.
- Costa, M. y Mansanet, J. (1980): Los ecosistemas dunares levantinos: la Dehesa de la Albufera de Valencia. *Anales del Jardín Botánico de Madrid*, 37 (2):277-299.
- Costa, M. y Boira, H. (1981): La vegetación costera valenciana: los saladares. *Anales del Jardín Botánico de Madrid*, 38 (1):233-244.
- Costa, M., Peris, J.B. y Figuerola, R. (1984): *La vegetación de la Devesa de l'Albufera*, València, Ajuntament de València.
- Mateu, J., Sanchis, C. y Ferri, M. (1999): El Golf de València durant els segles XVI i XVII. Canvis ambientals. En: Rosselló, V.M. (Ed.), *Geoarqueologia i Quaternari litoral*, pp. 367-374.
- Rosselló, V.M. (1995): *L'Albufera de València*, Barcelona, Publicacions de l'Abadia de Montserrat.
- Sanchis, E., Rubio, J.L. y Mansanet, J. (1986): Suelos y vegetación del Monte de la Dehesa de la Albufera (Valencia). *Rev. Agroquím. Tecnol. Aliment.*, 26, 435-450.

XXXI Jornadas de campo del Grupo de Geografía Física
Valencia, 30 de mayo-3 de junio 2016

Comité Organizador:

Adolfo Calvo Cases
Ana María Camarasa Belmonte
Pilar Carmona González
Artemi Cerdà Bolinches
María José Estrela Navarro
Neus La Roca Cervigón
María José López García
Joan F. Mateu Bellés
Alejandro Pérez Cueva
Carles Sanchis Ibor
Francesca Segura Beltrán

Secretaría Técnica:

Juan Antonio Pascual Aguilar
Iván Portugués Mollá



ORGANIZA:



Departament de Geografia



Grupo de
Geografía Física
de la AGE

PATROCINA:



Vicerektorat de Participació i Projecció Territorial



Facultat de Geografia i Història