

# PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA EL CAUDAL DE INVIERNO DEL RÍO GUADALQUIVIR

María Jesús ESTEBAN-PARRA<sup>1</sup>, José Manuel HIDALGO MUÑOZ<sup>1</sup>,  
Reiner PALOMINO-LEMUS<sup>1,2</sup>, Samir CÓRDOBA-MACHADO<sup>1,2</sup>,  
Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS<sup>1</sup>, Yolanda CASTRO-DÍEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada, Granada, España,*

<sup>2</sup> *Universidad Tecnológica del Chocó, Colombia*

esteban@ugr.es, jhidalgo@ugr.es, rpalomino@ugr.es, scordobam1@ugr.es,  
srgamiz@ugr.es, ycastro@ugr.es.

## RESUMEN

En este trabajo se han obtenido proyecciones de cambio climático para el caudal de invierno del río Guadalquivir en el periodo 2071-2100 usando el método de regresión de componentes principales (PCR).

La base de datos de caudales empleada ha sido suministrada por el Centro Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX. En ella se han considerado series provenientes de estaciones de aforo y embalses con un número de datos faltantes inferior al 10% (rellenados mediante regresión con estaciones vecinas bien correlacionadas). La homogeneidad de estas series se ha evaluado a través del test de Pettit y su grado de alteración antrópica mediante el índice de área común. La aplicación de estos criterios ha dado lugar a la selección de 13 series de caudal distribuidas homogéneamente sobre la cuenca, cubriendo el periodo 1952-2008. Para estos datos de caudal, los valores estacionales de invierno se han obtenido mediante el promedio de los valores mensuales de enero a marzo.

Se ha aplicado el método PCR, usando las componentes principales de las anomalías medias de la presión a nivel del mar (SLP) en invierno (promediando de diciembre a febrero) como variables predictoras del caudal, para la construcción de un modelo de *downscaling* estadístico. La base de datos de SLP es el reanálisis NCEP para todas las longitudes entre 20°N y 90°N y los periodos de calibración y validación utilizados para el ajuste y evaluación de la habilidad del modelo son 1952-1990 y 1991-2008, respectivamente. En general, usando tres componentes principales, los modelos de regresión son capaces de explicar aproximadamente hasta un 60% de la varianza de los datos de caudal.

Finalmente, el modelo estadístico obtenido para clima presente ha sido aplicado a los datos de SLP del periodo 2071-2100, usando las salidas del escenario RPC8.5 del modelo MPI-ESM-LR. Los resultados encontrados para finales de siglo muestran cambios no significativos de los caudales de este río en invierno.

Palabras clave: *Downscaling* estadístico, caudal, río Guadalquivir, cambio climático.

## ABSTRACT

In this work we have obtained climate change projections for the winter streamflow of the Guadalquivir River in the period 2071-2100 using the Principal Component Regression (PCR) method.

The streamflow data base used has been provided by the Center for Studies and Experimentation of Public Works, CEDEX. It is considered series from gauging stations and reservoirs with less than 10% of missing data (filled by regression with well correlated neighboring stations). The homogeneity of these series has been evaluated through the Pettit test and degree of human alteration by the common area index. The application of these criteria led to the selection of 13 streamflow time series homogeneously distributed over the basin, covering the period 1952-2008. For this streamflow data, winter seasonal values were obtained by averaging the monthly values from January to March.

The PCR method has been applied using the principal components of the mean anomalies of sea level pressure (SLP) in winter (December to February averaged) as predictors of streamflow for the development of downscaling statistical model. The SLP database is the NCEP reanalysis for all latitudes between 20°N and 90°N, and the calibration and validation periods used for fitting and evaluating the ability of the model are 1952-1990 and 1991-2008, respectively. In general, using three principal components, regression models are able to explain up to 60% of the variance of the streamflow data.

Finally, the statistical model obtained for the observational data was applied to the SLP data for the period 2071-2100, using the outputs of the MPI-ESM-LR model under the RPC8.5 scenario. The results found for the end of the century show no significant changes in the streamflow of this river in winter.

**Keywords:** Statistical downscaling, streamflow, Guadalquivir River, climate change.

## 1. INTRODUCCIÓN

El último informe del IPCC (IPCC-AR5) afirma que los patrones de precipitación y temperatura van a cambiar de manera significativa a finales del siglo XXI. Los cambios en las precipitaciones y la temperatura afectarán sustancialmente a la hidrología de las cuencas hidrográficas, ya que son los principales factores que actúan sobre el ciclo hidrológico global (Teutschbein and Seibert, 2010). Una de las áreas más afectadas posiblemente por estos cambios hidrológicos es la región mediterránea, en particular el sur de la Península Ibérica (PI), sometido actualmente a un fuerte estrés hídrico, en la que un descenso en el caudal de los ríos puede implicar importantes impactos ambientales y socio-económicos.

Actualmente, los modelos de circulación general, GCMs, son las principales herramientas que se utilizan para simular el clima actual y proyectar el futuro cambio climático. Sin embargo, la resolución de las salidas de los GCMs es demasiado vasta para ser utilizada directamente por los modelos hidrológicos en la evaluación del impacto del cambio climático. Para subsanar esas deficiencias se han utilizado técnicas de reducción de escala dinámicas y estadísticas. El *downscaling* dinámico utiliza las condiciones de contorno laterales dadas por un GCM para conducir un modelo climático regional (RCM) de mayor resolución (Giorgi, 1990). Los RCMs proporcionan una mejor descripción de los efectos locales (p.e. orografía), si bien suponen un elevado coste computacional. Además una problemática importante es que existen sesgos importantes heredados del GCM que conduce al RCM (Fowler et al., 2007). Por otro lado, el *downscaling* estadístico implica relacionar el comportamiento a gran escala de algunas variables (predictores) con el comportamiento de ciertas variables en una escala más pequeña (predictandos; Wilby et al., 1998). Este enfoque asume que las variables de gran escala están perfectamente simuladas por los modelos climáticos, y que las relaciones encontradas entre predictores y predictandos no cambian con el tiempo, por ejemplo, a consecuencia del cambio climático.

El objetivo de este trabajo es obtener proyecciones de cambio climático para el caudal de invierno del río Guadalquivir mediante *downscaling* estadístico usando como campo predictor la presión media a nivel del mar. La originalidad de este estudio estriba en que la variable predicha es directamente el caudal, así como en el uso de uno de los GCMs analizados en el IPCC-AR5 con uno de los nuevos escenarios de emisión, el RCP8.5. Este escenario se caracteriza por presentar el ritmo de crecimiento de gases de efecto invernadero más marcado, alcanzando concentraciones de CO<sub>2</sub> equivalente de 1370 ppm en 2100 (van Vuuren et al., 2011).

## 2. DATOS Y METODOLOGÍA

La base de datos de caudales empleada ha sido suministrada por el Centro Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX. Consiste en series mensuales de caudal provenientes de estaciones de aforo y embalses con un número de datos faltantes inferior al 10% en el periodo 1951-2008. La homogeneidad de estas series se ha evaluado a través del test no paramétrico de Pettitt que permite localizar rupturas o cambios abruptos en las series, y el grado de alteración antrópica de las series se ha analizado mediante el índice de área común (Kundzewicz and Robson, 2004). Este índice calcula el porcentaje de área común entre las curvas de los ciclos anuales de caudal antes y después de la ruptura localizada por el test de Pettitt. Aquellas series que presentaron valores de este índice menores del 50% fueron descartadas del estudio al considerar que presentan un régimen de caudal altamente alterado.

La aplicación de estos criterios ha dado lugar a la selección de 13 series de caudal distribuidas homogéneamente sobre la cuenca del río Guadalquivir, cubriendo el periodo 1951-2008 (Fig. 1). Para estos datos de caudal, los valores estacionales de invierno se han obtenido mediante el promedio de los valores mensuales de enero a marzo, ya que la respuesta del caudal suele estar retrasada del orden de un mes respecto a la precipitación (Trigo et al., 2004). Las series de caudal consideradas presentan fuertes correlaciones entre ellas (con valores por encima de 0.8), por lo que aquí se presentarán con mayor detalle sólo los resultados para dos de ellas, correspondientes al embalse del Tranco de Beas y al embalse de El Pintado.

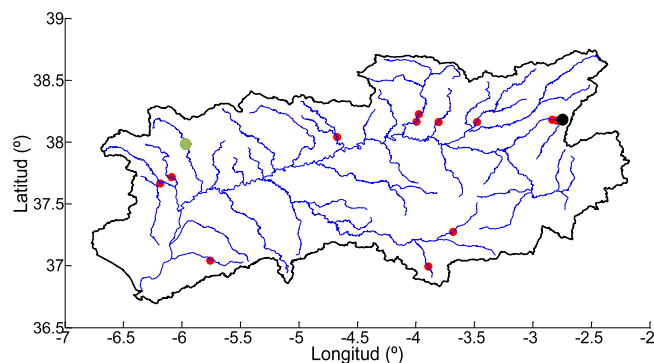


Fig. 1: Localización de las series de caudal analizadas en este trabajo. En negro se muestra la de Tranco de Beas y en verde la de El Pintado.

Como variable predictora del caudal se ha usado la presión a nivel del mar (SLP) obtenida de los datos de reanálisis NCEP/NCAR. Los datos de invierno se han obtenido promediando la SLP mensual de los meses de diciembre a febrero en el mismo periodo de tiempo que la base de datos de caudal.

Para la obtención de las proyecciones de cambio climático se han usado las salidas de la variable SLP del modelo MPI-ESM-LR, obtenidas del *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP5, Taylor et al., 2012). El modelo de *downscaling* obtenido se ha aplicado tanto a las salidas de clima presente como a las correspondientes al escenario de emisión RCP8.5.

La metodología para la obtención del modelo estadístico de *downscaling* es la regresión de componentes principales, PCR, siguiendo el esquema propuesto por Li and Smith (2009). Este método ha sido ampliamente usado en la realización de *downscaling* estadístico. Esencialmente consiste en obtener un modelo de regresión en el que las variables predictoras son las series de componentes principales (PCs) de un campo, en este caso la SLP de invierno, siendo el predictando el caudal de invierno en una determinada estación. Dado que las PCs no están correlacionadas por construcción, esta metodología evita los problemas ligados a la colinealidad de los predictores. El periodo de calibración utilizado para el ajuste del modelo es 1952-1990, mientras que el periodo 1991-2008 ha sido usado en la validación del mismo.

Un aspecto fundamental en esta metodología es la elección del número de PCs a retener. Para ello se ha tenido en cuenta que expliquen un elevado porcentaje de varianza, la correlación entre las distintas PCs con las series de caudal, así como el error cuadrático medio del modelo de predicción obtenido con la inclusión de las sucesivas PCs. Para evaluar los límites de confianza de las estimaciones se ha usado la técnica *bootstrapping* (Li and Smith, 2009).

Una vez ajustado, este modelo de predicción ha sido aplicado al campo de la SLP de invierno de las salidas de clima presente del GCM MPI-ESM-LR, para el periodo 1951-2005. Esto ha permitido obtener el sesgo esperable en la modelización, que ha sido tenido en cuenta al obtener las proyecciones de cambio climático aplicando el modelo de *downscaling* a las salidas del GCM en el periodo 2071-2100.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1 Patrones medios y variabilidad de la SLP

Como se ha comentado anteriormente, el *downscaling* estadístico asume la permanencia de las relaciones entre los predictores y el predictando. Una forma de comprobar este aspecto es, en cierta medida, analizar la estabilidad del campo predictor, de sus patrones de variabilidad y su varianza asociada obtenidos mediante un PCA. La Figura 2 muestra los campos medios de la SLP de invierno tanto para los datos del NCEP como para la salida histórica del MPI-ESM-LR en el periodo 1952-2005, y para la de clima futuro en la treintena 2071-2100 bajo el escenario RCP8.5. En general, los tres campos mostrados presentan un aceptable grado de similitud, si bien el modelo tiende a subestimar las altas presiones siberianas y a mostrar un mayor gradiente de la SLP sobre el Atlántico Norte, con valores de presión más altos sobre la mitad sur de la PI en la simulación de futuro.

Por otro lado, los principales modos de variabilidad obtenidos del análisis de componentes principales de los datos de reanálisis de la SLP de invierno y del modelo MPI-ESM-LR, tanto para clima presente como para la salida de clima futuro considerada, muestra estructuras espaciales parecidas sobre el Ártico y el Atlántico. Además los porcentajes de varianza explicada por cada EOF son similares, tanto en los datos de reanálisis como en las salidas del GCM, si bien para los datos de futuro el EOF1 explica algo más de varianza y muestra un patrón más diferenciado al de los datos del NCEP, lo que no afectan a los resultados pues estos se basan en la proyecciones de los datos sobre los EOFs observacionales. La Tabla 1 muestra estos porcentajes para los 10 primeros EOFs.

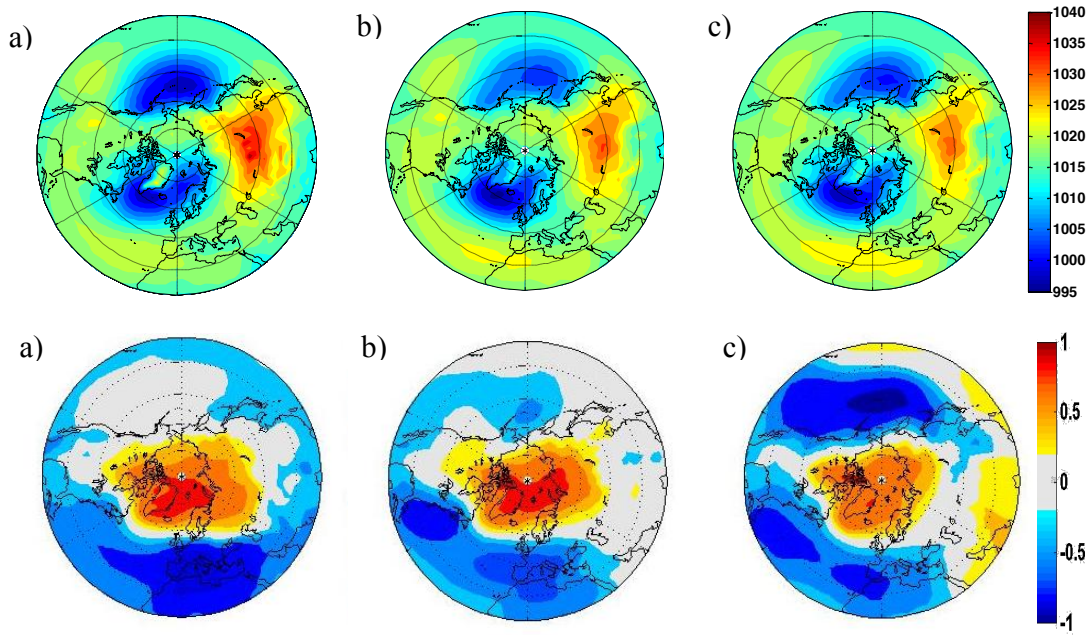


Fig. 2: (Panel superior) Mapas de la SLP media de invierno (mb) de a) los datos del NCEP en el periodo 1952-2008, b) las salidas del MPI-ESM-LR en el periodo 1952-2005, c) las salidas del MPI-ESM-LR en el periodo 2071-2100 bajo el escenario RCP8.5. (Panel inferior) Mapas mostrando los factores de carga asociados a la primera PC para a) los datos del NCEP en el periodo 1952-2008, b) la SLP del GCM en la simulación de clima presente (1951-2005), y c) la SLP del GCM en el escenario RPC8.5 en el periodo 2071-2100.

	NCEP	GCM_presente	GCM_futuro
1	28.85	30.06	34.45
2	14.79	14.75	15.85
3	9.86	9.41	9.78
4	8.13	7.33	7.82
5	6.84	6.63	6.43
6	5.68	5.19	4.31
7	4.43	3.67	3.62
8	3.23	3.06	2.85
9	2.72	2.84	2.71
10	1.88	2.46	2.15

Tabla 1: PORCENTAJE DE VARIANZA EXPLICADA POR LOS 10 PRIMEROS EOFS OBTENIDOS DEL PCA PARA CADA BASE DE DATOS DE SLP UTILIZADA.

### 3.2 Obtención del modelo de *downscaling*

La Figura 3 muestra los *loading factors* asociados a los cuatro primeros EOFs de la SLP de invierno de los datos de reanálisis. El primer EOF está asociado con la Oscilación Ártica (AO), estando su PC altamente correlacionada con este índice y con el de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). El segundo EOF representa esencialmente el patrón del

Pacífico/Norte América (PNA), mientras que el tercer y cuarto EOFs, están asociados a los patrones del Atlántico Este (EA) y del Atlántico Este/Oeste de Rusia (EA/WR), respectivamente.

Todas las series de caudal consideradas en este estudio presentan correlaciones significativas con las PCs 1, 3 y 4. De las 13 estaciones analizadas, 5 de ellas presentan además correlaciones con la PC8, correlacionada significativamente con la serie temporal del patrón SCAND, mientras que para el resto de PCs analizadas (hasta la décima) no se encuentran correlaciones significativas. Por otra parte los errores de predicción del modelo se minimizan en la cuarta PC. Así pues en el desarrollo del modelo PCR se han usado las series PC1, PC3 y PC4 de la SLP de invierno como variables predictoras.

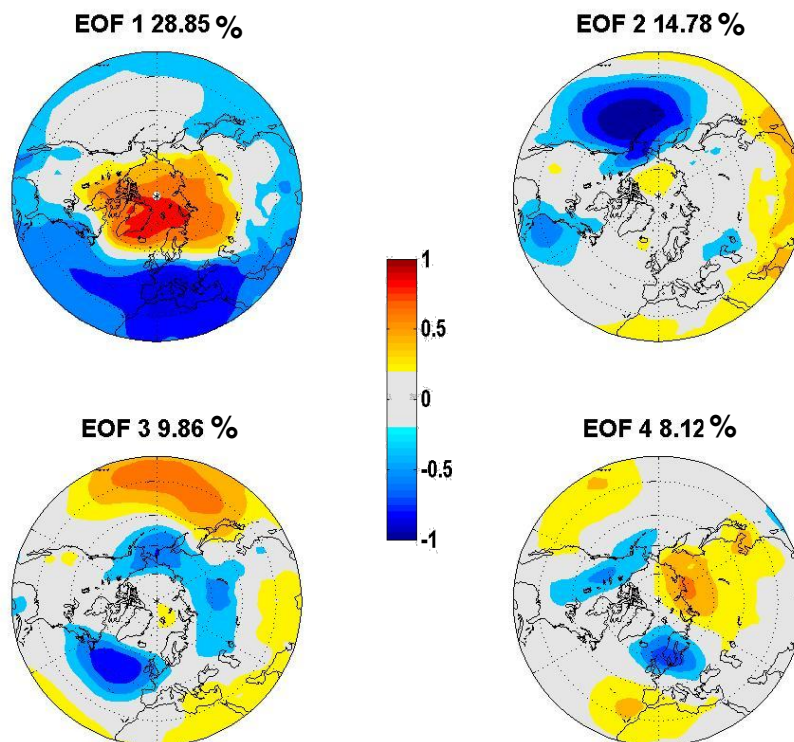


Fig. 3: Mapas de *loading factors* (correlaciones) asociados a las 4 primeras PCs obtenidas de la aplicación del PCA a los datos del NCEP en el periodo 1951-2008. Se indica también el porcentaje de varianza explicada por cada modo.

La Figura 4 muestra las dos series de caudal de invierno del Río Guadalquivir correspondientes a los embalses de Tranco de Beas y El Pintado, junto con los valores estimados por el modelo de *downscaling* obtenido en el periodo de calibración, así como los intervalos de confianza al 95% (obtenidos mediante *bootstrapping*) de las predicciones generadas para el caudal en el periodo de validación. Por otro lado, la Tabla 2 presenta un resumen de la estadística de dicha modelización, mostrando los valores de correlación entre los caudales observados y predichos, significativos al nivel de confianza del 95% y el error cuadrático medio (*rms $\theta$* ), para ambos periodos.

Como puede verse el modelo funciona razonablemente bien, aunque falla claramente al estimar los altos valores de caudal registrados en los años 1963 y 1996-98. Estos años

corresponden a años muy lluviosos. El procedimiento aplicado a los datos de precipitación correspondientes a algunas estaciones de la cuenca falla también al subestimar marcadamente la precipitación de estos años (resultados no mostrados). Estos años son los principales responsables de los altos valores del *rmse*.

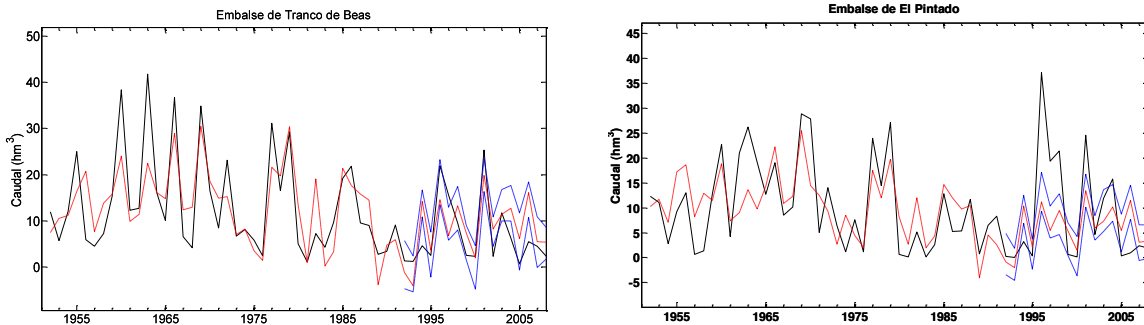


Fig. 4: Series de caudal para las estaciones del Embalse de Tranco de Beas y del Embalse de El Pintado (línea negra continua), valores del modelo en los periodos de calibración y validación (línea roja discontinua) e intervalos de confianza al 95% para la estimación en el periodo de validación (línea azul discontinua).

	Tranco de Beas		El Pintado	
	Calibración	Validación	Calibración	Validación
<i>r</i>	0.73	0.67	0.71	0.64
<i>rmse</i>	7.8	6.7	6.0	5.1

Tabla 2: CORRELACIÓN (*r*) Y ERROR CUADRÁTICO MEDIO (*rmse*) ENTRE LOS VALORES DEL CAUDAL OBSERVADOS Y PREDICHOS POR EL MODELO AJUSTADO TANTO PARA EL PERIODO DE CALIBRACIÓN (1951-1990) COMO DE VALIDACIÓN (1991-2008).

Una vez validado el modelo de *downscaling*, este se ha reajustado usando todos los datos, esto es, calibrándolo de nuevo en el periodo completo. Los coeficientes de correlación entre los valores observados y predichos son ahora 0.8 y 0.76 y los *rmse* son 5.7 y 6.3 para Tranco de Beas y El Pintado, respectivamente.

### 3.3 Proyecciones de cambio climático

Una vez establecido el modelo PCR para el *downscaling* estadístico del caudal, este se ha aplicado a los datos de las simulaciones de clima presente del GCM MPI-ESM-LR en el periodo 1952-2005, coincidiendo esencialmente con el periodo de datos de caudales (1952-2008), y a las de clima futuro en el periodo 2071-2100 bajo el escenario RCP8.5.

La Tabla 3 muestra los valores medios de caudal estimados en ambos periodos de tiempo, junto con sus intervalos de confianza al 95%, obtenidos mediante *bootstrapping*. Se observa un sesgo no despreciable entre los datos observacionales de caudal y las estimaciones de clima presente, lo que puede deberse a que el GCM tiende a mostrar un patrón más zonal de la SLP que los datos del NCEP. Este sesgo es tenido en cuenta al calcular las proyecciones del caudal de invierno en el periodo 2071-2100. Así, en esta tabla las diferencias de caudal en el futuro

se obtienen restando los valores medios obtenidos para clima presente, siendo los porcentajes relativos a la media observacional.

Como puede apreciarse, los cambios proyectados para la treintena 2071-2100 presentan moderados descensos del caudal, algo mayores para la estación más oriental Tranco de Beas (17.51%) que para la más occidental, El Pintado (12.22%). Los márgenes de confianza son muy amplios, en consonancia con el hecho de que las medias entre los dos periodos no son significativamente distintas según el test de Wilcoxon.

Estación		Presente (1952-2005)			Futuro (2071-2100)		
		Caudal (hm <sup>3</sup> )	Dif. obs (hm <sup>3</sup> )	Dif. (%)	RCP8.5 Caudal (hm <sup>3</sup> )	Dif. presente (hm <sup>3</sup> )	Dif. (%)
Tranco de Beas	Obs.	11.82					
	DS GCM	14.32 (8.20 18.3)	2.50	21.15	12.25 (5.60 16.36)	-2.07	-17.51
El Pintado	Obs.	9.98					
	DS GCM	11.36 (5.56 15.41)	1.38	13.82	10.14 (4.28 13.87)	-1.22	-12.22

Tabla 3: VALORES MEDIOS OBTENIDOS POR EL MODELO DE *DOWNSCALING* (DS GCM) PARA CLIMA PRESENTE (1952-2005) Y CLIMA FUTURO (2071-2100) CON EL GCM MPI-ESM-LR. ENTRE PARÉNTESIS FIGURAN LOS INTERVALOS DE CONFIANZA OBTENIDOS MEDIANTE *BOOTSTRAPING*. LOS RESULTADOS PARA EL PERIODO 2071-2100 SE OBTIENEN RESPECTO A LOS RESULTADOS DEL MODELO EN EL PERIODO HISTÓRICO.

#### 4. CONCLUSIONES

En este trabajo se han obtenido proyecciones del caudal del río Guadalquivir para el escenario RCP8.5 en el periodo 2071-2100 usando las salidas del GCM MPI-ESM-LR en un esquema de *downscaling* estadístico. La metodología empleada para este *downscaling* ha sido la obtención de un modelo para el caudal a partir de la metodología denominada regresión de componentes principales (PCR) de la SLP junto con técnicas de *bootstrapping* para la obtención de los intervalos de confianza de las estimaciones obtenidas.

En particular, se han estudiado dos series de caudal del total de la base de datos seleccionada, una correspondiente a una estación ubicada en la cabecera del río Guadalquivir (Embalse de Tranco de Beas) y otra al oeste de la cuenca (embalse de El Pintado). Ambas series presentan correlaciones altas con el resto de las series de caudal disponibles para el estudio. Las series utilizadas como variables predictoras en los modelos PCR son las PCs 1, 3 y 4 de la SLP de invierno de los datos de reanálisis del NCEP. Los modelos estadísticos ajustados para estas dos estaciones de caudal muestran un aceptable comportamiento tanto en el periodo de calibración (1951-1990) como en el de validación (1991-2008), si bien fallan al estimar valores especialmente altos del caudal. Este comportamiento es también encontrado en otras series analizadas así como en el *downscaling* de la precipitación de invierno en el área de estudio. Una fuente error puede ser la elección de la amplia área predictora en relación a la PI.

El GCM MPI-ES-LR usa como componente dinámico el modelo ECHAM6, que hereda los sesgos en precipitación de su antecesor, el ECHAM5, mostrando una sobrestimación de la misma en las zonas extratropicales continentales (Stevens et al., 2013) y, en particular, sobre la PI (Nieto y Rodríguez-Puebla, 2006). En simulaciones de la precipitación sobre la PI con el



modelo regional Weather Research and Forecasting model (WRF) usando como modelo de entrada el ECHAM5, se obtienen sobrestimaciones de la precipitación, llegando en muchas zonas a superar aumentos de 100%, en particular en la zona oriental del valle del Guadalquivir (Argüeso et al., 2012a). Estos autores muestran que, como se ha comentado anteriormente, el ECHAM5 tiende a simular un patrón de la SLP más zonal que el de los datos de reanálisis. Este mismo aspecto es también mostrado por el ECHAM6 (Stevens et al., 2013), si bien argumentan que este factor deber ser insuficiente para justificar la elevada sobrestimación de la precipitación cuando se usa el modelo ECHAM5 como condiciones de contorno en el *downscaling* dinámico (Argüeso, 2011).

Los resultados de las proyecciones del caudal de invierno en el Guadalquivir para finales del siglo XXI bajo el escenario RCP8.5, muestran descensos medios entorno al 15%, que no son estadísticamente significativos. Este resultado está de acuerdo con las proyecciones de cambio climático para la precipitación usando el ECHAM5 en simulaciones obtenidas mediante *downscaling* dinámico con el modelo WRF realizadas por Argüeso et al. (2012b) para el mismo periodo de tiempo. En ese trabajo, usando los escenarios B1, A1B y A2, se encuentran descensos aproximadamente de un 20% durante el invierno en la mayor parte del sur peninsular, no significativos salvo en áreas limitadas de la zona más oriental de la cuenca del río Guadalquivir, ni siquiera para el escenario de mayores concentraciones.

Por otra parte, el caudal del río Guadalquivir no sólo está dirigido por la precipitación. La temperatura es otro factor que afecta al caudal, regulando los procesos de evapotranspiración en la cuenca así como el agua en forma de nieve caída en invierno que contribuye al caudal de primavera (López-Moreno y García-Ruíz, 2004). Mientras que la precipitación durante el invierno en gran parte de la PI, en particular en el valle del Guadalquivir, está controlada en gran medida por la circulación atmosférica, fundamentalmente a través del impacto de la NAO (Esteban-Parra et al., 1998), este patrón afecta de forma muy limitada al comportamiento de las temperaturas invernales (Esteban-Parra et al., 2003). Las simulaciones de la temperatura en clima presente usando el modelo WRF con condiciones de contorno dadas por ECHAM5 (Argüeso, 2011) muestran valores más bajos de temperaturas máximas en la mayor parte de la cuenca del Guadalquivir con leves sobrestimaciones en el área oriental, pero sobrestiman marcadamente las temperaturas mínimas en toda zona de cabecera del río. El presente estudio no permite dilucidar o acotar el impacto directo de la temperatura en el caudal en el sentido de conocer si el aumento de caudal obtenido en clima presente pudiera reflejar, por ejemplo, el aporte de la nieve fundida durante el invierno en vez de en primavera.

Por otro lado, el estudio mencionado anteriormente muestra que para diversos escenarios, incluido el A2, los aumentos medios de la temperatura en invierno en el periodo 2071-2100 obtenidos usando ECHAM5 como entrada del WRF se sitúan alrededor de 2.5°C respecto al periodo 1970-2000. Es necesaria una investigación más completa para conocer si el efecto de estos aumentos de temperatura podría propiciar un aumento o disminución del caudal de invierno vía los cambios en la ratio de lluvia/nieve, influjo de una temprana fusión de la nieve, cambios debidos a la evapotranspiración u otros factores más complejos con retroalimentaciones en la respuesta del suelo y la cubierta vegetal (García-Ruiz et al., 2011).

## 5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos CGL2010-21188/CLI (MICINN, FEDER) y P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía). La Universidad Tecnológica del Chocó y COLCIENCIAS financian la estancia de S. Córdoba y R. Palomino en la Universidad de Granada.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Argüeso, D. *High-resolution projections of climate change over the Iberian Peninsula using a mesoscale model*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Argüeso, D.; Hidalgo-Muñoz, J.M; Gámiz-Fortis, S.R.; Esteban-Parra, M.J. y Castro-Díez, Y. (2012a). "Evaluation of WRF Mean and Extreme Precipitation over Spain: Present Climate (1970–99)". *J. Climate*, 25, 4883–4897.
- Argüeso, D.; Hidalgo-Muñoz, J.M; Gámiz-Fortis, S.R.; Esteban-Parra, M.J. y Castro-Díez, Y. (2012b). "High-resolution projections of mean and extreme precipitation over Spain using the WRF model (2070-2099 versus 1970-1999)". *J. Geophys. Res.* 117 (12), D12108.
- Esteban-Parra, M.J., F.S. Rodrigo y Y. Castro-Díez (1998). "Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880–1992". *Int. J. Climatol.*, 18 (14), 1557-1574.
- Esteban-Parra, M.J., Pozo-Vázquez D., Castro-Díez, Y. and Trigo, R.M. (2003). "NAO influence on maximum and minimum temperature of the Iberian Peninsula" 14th Symposium on Global Change and Climate Variations, AMS, CD-ROM, 6.6-1-6.6-6.
- Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007). "Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling". *Int J Climatol.*, 27,1547–1578.
- Kundzewicz, Z. W., and A. J. Robson (2004). "Change detection in hydrological records". *Hydrol. Sci. J.*, 49, 7-19.
- Li, Y., Smith, I. (2009). "A Statistical Downscaling Model for Southern Australia Winter Rainfall". *J. Climate*, 22, 1142–1158. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2160.1>
- López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M., (2004). "Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees". *Hydrol. Sci. J.*, 49, 787–802.
- Nieto, S, y Rodríguez-Puebla, C. (2006). "Comparison of Precipitation from Observed Data and General Circulation Models over the Iberian Peninsula". *J. Climate*, 19, 4254–4275.
- García-Ruiz J.M., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Lasanta-Martínez, T. y Beguería, S. (2011). "Mediterranean water resources in a global change scenario". *Earth-Science Reviews*. 105, 121-139.
- Giorgi, F. (1990). "Simulation of regional climate using a limited area model nested in a GCM". *J. Climate*, 3, 941–963.
- Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., Salzmann, M., Schmidt, H., Bader, J., Block, K., Brokopf, R., Fast, I., Kinne, S., Kornblueh, L., Lohmann, U., Pincus, R., Reichler, T., & Roeckner, E. (2013). "Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6". *J. Adv. Mod. Earth Sys.*, 5, 146-172.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012). "An overview of CMIP5 and the experiment design". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, DOI:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Teutschbein, C. and Seibert, J. (2010). "Regional Climate Models for Hydrological Impact Studies at the Catchment Scale: A Review of Recent Modeling Strategies". *Geogr. Com.* 4(7), 834-860.
- Trigo, R.M., D. Pozo-Vázquez, T.J. Osborn, Y. Castro-Díez, S.R. Gámiz-Fortis and M. J. Esteban-Parra (2004). "North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula". *Inter. J. Climatol.*, 24 (8), 925-944.
- van Vuuren D.P., Edmonds J, Kainuma M.L.T., Riahi K., Thomson A., Matsui T., Hurtt G., Lamarque J.-F., Meinshausen M., Smith S., Grainer C., Rose S., Hibbard K.A., Nakicenovic N., Krey V., Kram T. (2011). "Representative concentration pathways: An overview". *Climatic Change*, 109, 3-51.
- Wilby, R.L., Wigley, T.M.L., Conway, D., Jones, P.D., Hewitson, B.C., Main, J. and Wilks, D.S. (1998). "Statistical downscaling of General Circulation Model output: A comparison of methods." *Water Res. Res.* 34(11), 2995-3008 (R).