

VARIABILIDAD Y PREDICTIBILIDAD DEL VIENTO A ESCALA REGIONAL: MODELOS DINÁMICO Y ESTADÍSTICO SOBRE TERRENO COMPLEJO

A. Hidalgo⁽³⁾, P.A. Jiménez^(1,2), E. García-Bustamante^(1,2), E.E. Lucio-Eceiza⁽¹⁾, J. Navarro⁽²⁾, J.P. Montávez⁽⁴⁾, J.F. González-Rouco⁽¹⁾

⁽¹⁾ Grupo PalMA. Dpto. de Astrofísica y CC. de la Atmósfera. 28040, Madrid, España. fidelgr@fis.ucm.es, pedro.jimenez@fis.ucm.es, elena.garcia@fis.ucm.es, eelucio@fis.ucm.es

⁽²⁾ División de Energías Renovables, CIEMAT. 28040, Madrid, España. jorge.navarro@ciemat.es

⁽³⁾ Global Forecasters S.L., 28806, Alcalá de Henares, Madrid, España. angela.hidalgo@gfcasters.es

⁽⁴⁾ Departamento de Física. Universidad de Murcia, 30071, Murcia, España. montavez@um.es

1.- Introducción

Entender y predecir la variabilidad del campo de viento en superficie ofrece numerosos aspectos de interés científico. Además, no son pocas las aplicaciones de carácter socioeconómico asociadas, relevantes también en el ámbito de estudios de impacto sobre ecosistemas. Cabe citar como ejemplo qué posibles cambios en la variabilidad del viento a escala regional, como respuesta a la evolución del clima global, podrían conllevar diversas implicaciones en la gestión y análisis de la sostenibilidad del recurso eólico (Pryor *et al.*, 2005).

La variabilidad del viento en superficie aumenta con la complejidad del terreno debido a los forzamientos dinámicos y térmicos generados por la orografía y su interacción con la dinámica y radiación atmosférica (Whiteman, 2000). Esto hace que sea necesario disponer de un gran número de observaciones para proporcionar una representación realista del campo de viento, lo que, sin embargo, no es muy habitual. Esta limitación de las regiones de terreno complejo puede ser paliada a través de simulaciones numéricas. Los modelos de circulación general (MCG) no resultan adecuados, dada su limitada resolución espacial, para entender la variabilidad del clima en escalas regionales o locales. De esta limitación surge la necesidad de aplicar técnicas apropiadas de aumento de resolución espacial, o técnicas de *downscaling* (Von Storch and Zwiers, 1999), de las que se deriven estimaciones fiables de las variables climáticas de interés a escala regional y que sean consistentes con los forzamientos sinópticos proporcionados por los MCG. Estas técnicas pueden ser de carácter dinámico (modelos mesoscalares o regionales, MCRs; Pielke, 1985) o bien de carácter estadístico (Zorita *et al.*, 1999). Ambos enfoques presentan tanto ventajas como inconvenientes. Por ejemplo, cuando se trata de simular el campo de viento durante un período largo, las técnicas estadísticas resultan más eficientes por su bajo coste computacional en comparación con los

MCRs. Estos últimos reproducen los procesos físicos responsables de las variaciones del campo de viento de una manera consistente ya que resuelven las ecuaciones fundamentales de la dinámica atmosférica. Además, los modelos dinámicos proporcionan mayor cobertura espacial que los métodos estadísticos ya que éstos últimos sólo proporcionan estimaciones en los emplazamientos donde existen observaciones. La combinación de ambos tipos de estrategias permite un análisis más completo del comportamiento del viento a escala regional.

Esta combinación de estrategias es el esquema de trabajo que se presenta a continuación para entender la variabilidad del campo de viento en una región de terreno complejo situada al nordeste de la Península Ibérica. La alta densidad de observaciones disponibles en la región seleccionada ha permitido analizar el comportamiento del viento sobre la zona así como evaluar de forma exhaustiva la habilidad que las dos metodologías de *downscaling* presentan en reproducir el campo del viento observado. Gracias a las técnicas de *downscaling* aplicadas se ha podido ampliar el estudio de la variabilidad del campo de viento a emplazamientos y períodos de tiempo en los que no se disponía de observaciones. Además, se ilustrará la aplicación de dichas técnicas en el análisis del campo de viento en Turquía así como el trabajo desarrollado hasta la fecha para investigar el comportamiento del viento en la costa Este de Canadá.

2.- Análisis de la variabilidad y climatología del campo de viento con observaciones *in situ*.

El área de estudio es la Comunidad Foral de Navarra (CFN), una región de orografía bastante compleja. La mayor parte del terreno es montañoso, dominado por la cordillera pirenaica, lo que contrasta con las llanuras del valle del Ebro. Las observaciones de viento en dicha región proceden de 41 estaciones meteorológicas y cubren un período de 14 años,

entre 1992 y 2005. Estas observaciones se han sometido a un control de calidad con el fin de facilitar una correcta interpretación de los resultados (Jiménez et al. 2010b)

Con las observaciones de calidad se pueden responder cuestiones acerca de la variabilidad y la climatología del viento en la región. Uno de los aspectos más interesantes es comprender cómo varía el viento en superficie atendiendo a aspectos como la topografía o cuales son los regímenes de viento de carácter más local.

La *variabilidad temporal y espacial* del viento se ha estudiado a escala diaria llevando a cabo una *regionalización* del mismo, es decir, identificando en el área de estudio subregiones con un comportamiento similar del viento (Jiménez et al. 2006, 2008). Para ello, se han agrupado aquellos emplazamientos en los que el viento presentaba variabilidad temporal similar. La clasificación se ha llevado a cabo mediante dos metodologías basadas en el análisis de componentes principales (Jiménez et al., 2008). La primera utiliza un análisis de conglomerados (del inglés "cluster analysis") (Fovell et al., 1993) y la segunda la rotación de las componentes principales (Richman et al., 1986). Ambas metodologías proporcionan resultados similares lo que confiere robustez a las 4 regiones identificadas (Fig. 1): una subregión que engloba estaciones en el valle del Ebro (EV, círculos), una segunda subregión que está fundamentalmente compuesta por estaciones de montaña (MS, cuadrados), una tercera formada por estaciones localizadas en áreas centrales de la CFN con una alineación norte-sur (NS, rombos) y una cuarta subregión mayoritariamente formada por emplazamientos localizados en los valles estrechos al sur de los Pirineos (NV, triángulos). La variabilidad de la componente meridiana del viento es muy similar en todas las subregiones siendo la variabilidad zonal la que causa las diferencias entre las subregiones (Jiménez et al. 2008, 2010a).

De otro lado, para conocer en profundidad cómo es el viento medio en toda la región o *climatología* de las circulaciones superficiales, se han identificado los *patrones típicos de viento* (PTVs), de nuevo a escala diaria (Jiménez et al., 2009b). Esta clasificación permite analizar cuáles son las circulaciones predominantes sobre la zona de estudio. La clasificación se ha llevado a cabo de acuerdo a dos metodologías. La primera agrupa los campos de viento basándose en la similitud espacial de los mismos (Weber and Kaufmann, 1995) y la segunda los clasifica atendiendo a la variabilidad temporal (Richman, 1986; Green et al., 1993). Ambas metodologías proporcionaron resultados similares lo que confiere robustez a los 6 patrones de viento identificados. Los vientos del noroeste

constituyen el patrón dominante (3 PTVs con una frecuencia de 60.9%), seguidos por las circulaciones del sureste (2 PTVs con una frecuencia de 30.5%). Por último, existe un patrón con vientos procedentes del suroeste (8.5%). La dirección principal de las cadenas montañosas que rodean la CFN es la NO-SE, de lo que se deduce la fuerte influencia de la orografía sobre las circulaciones superficiales.

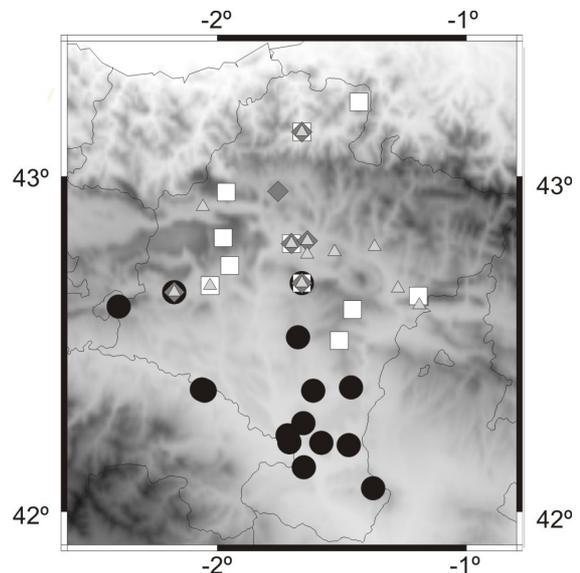


Fig. 1. Regionalización del campo de viento en la CFN: 1) valle del Ebro (círculos), 2) estaciones de montaña (cuadrados), 3) grupo central con alineación Norte-Sur (rombos) y 4) valles del Norte (triángulos).

Se realizó asimismo una clasificación de la presión a nivel del mar en patrones típicos de presión (PPs) con el objetivo de entender los forzamientos sinópticos más importantes en cada PTV y su influencia en el clima regional de la CFN (Jiménez et al., 2009b). El balance ageostrófico y el gradiente de presión a lo largo de los valles parece describir satisfactoriamente las características generales de las circulaciones superficiales sobre la región de estudio. Esto responde a un tratamiento clásico de los tipos de tiempo y de las clasificaciones sinópticas que son responsables de ellos. Más adelante se evaluarán este tipo de influencias de la circulación a gran escala en el campo de viento regional desde el punto de vista de los modelos de downscaling estadístico.

3. Contribución de los modelos mesoescalares (*downscaling dinámico*) al estudio de la climatología y variabilidad del campo de viento.

El estudio de la variabilidad y climatología del campo de viento se puede complementar mediante el uso de *modelos mesoescalares* que suplen la limitada disponibilidad de observaciones. A pesar del gran desarrollo experimentado en la

modelización numérica durante las últimas décadas, una simulación numérica debe ser siempre comparada con las observaciones para verificar que reproduce el comportamiento del viento sobre la región.

La simulación del campo de viento se ha realizado con el modelo mesoescalar WRF (Weather Research Forecast, Skamarock *et al.*, 2005). Para llevar a cabo una evaluación lo más rigurosa posible se ha simulado todo el período observacional (1992-2005). Además, la simulación se ha realizado a una resolución espacial alta, 2 km, ya que la región presenta una orografía compleja. Hasta la fecha, no se conocen otros trabajos que simulen un período tan largo (más de 13 años) a tan alta resolución espacial, habida cuenta del alto coste computacional que ello conlleva.

3.1. Variabilidad del campo de viento.

El conocimiento de la variabilidad del viento sobre la zona de estudio (Jiménez *et al.*, 2008) proporciona un marco adecuado para evaluar la capacidad de la simulación en reproducir el comportamiento del campo de viento observado. La simulación debería identificar las regiones de similar variabilidad temporal (Fig. 1) obtenidas con las observaciones. Para comprobarlo, se han aplicado las técnicas de regionalización al campo de viento simulado en aquellos emplazamientos en los que se disponía de observaciones. Se encontró que la simulación reproduce las características fundamentales de las regiones encontradas previamente (Fig. 1, Jiménez *et al.*, 2010a).

Como la simulación numérica muestra cierta habilidad para reproducir la variabilidad del viento en la zona, uno puede beneficiarse de su mayor cobertura espacial para investigar la variabilidad del viento donde y cuando no se disponga de observaciones. Con este propósito, se aplicaron de nuevo las metodologías de regionalización a la simulación completa del campo de viento en toda la CFN (Jiménez *et al.*, 2010a). La regionalización obtenida se representa en la figura 2. Los resultados muestran consistencia con las regiones identificadas mediante el uso de las observaciones (Fig. 1), apareciendo regiones adicionales fuera de la CFN. Estos resultados proporcionan información que puede ser útil en una posible mejora de la red de observaciones. Por ejemplo, se podría instalar alguna estación en la cima de las montañas de los Pirineos para extender la cobertura de la subregión de montaña (MS). Además, dada la habilidad mostrada por la simulación en la reproducción del campo de viento, la técnica proporciona confianza para abordar una extensión de la cobertura temporal del campo de viento simulado que proporcione

información de la variabilidad del viento antes de 1992, cuando no hay observaciones disponibles.

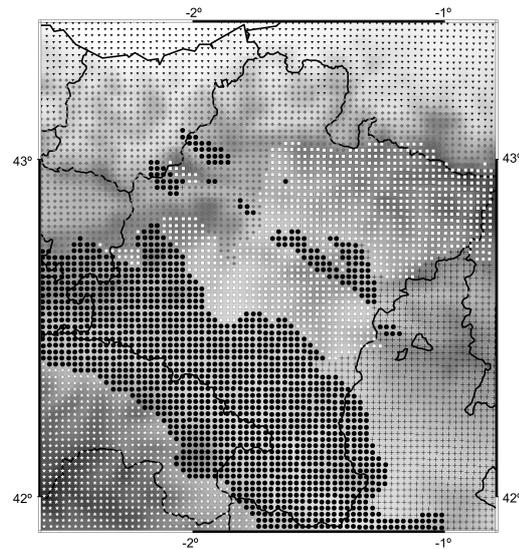


Fig. 2. Subregiones obtenidas aplicando la metodología basada en análisis de conglomerados a la simulación del campo de viento. Cada símbolo representa un punto de la malla del modelo. Los puntos correspondientes a similar variabilidad del viento presentan el mismo símbolo.

3.2. Climatología del campo de viento.

Cabe destacar que la habilidad del modelo en reproducir el comportamiento observado está relacionada directamente con: 1) la influencia de la orografía del terreno; 2) la habilidad en generar forzamientos realistas de la gran escala. Así, se ha encontrado que, incluso con una resolución horizontal de 2 km, limitaciones en la representación de la *orografía* pueden introducir errores sistemáticos en la simulación. Esto último se ilustra en la Figura 3 en la que se representa el sesgo de la velocidad del viento entre el valor observado y simulado y el error cuadrático medio de la dirección (RMSE) calculado con cada par de series temporales observadas y simuladas. La dirección del viento se reproduce mejor en la cima de las montañas (RMSE menor) que en los valles probablemente debido a que la influencia de la orografía circundante en la circulación es menor en las montañas. El modelo tiende a infraestimar la velocidad del viento en las estaciones situadas en la cumbre de las montañas, que son las más ventosas, mientras que lo sobrestima en las estaciones situadas en los valles, las regiones menos ventosas. El resultado es una reducción de la variabilidad espacial del campo de viento simulado en comparación con la del observado y parece estar asociado al suavizado de la topografía que emplea el modelo. Se puede decir, por tanto, que la alta resolución espacial de esta simulación (2 km) no garantiza que se reproduzca en detalle la climatología del viento en esta región.

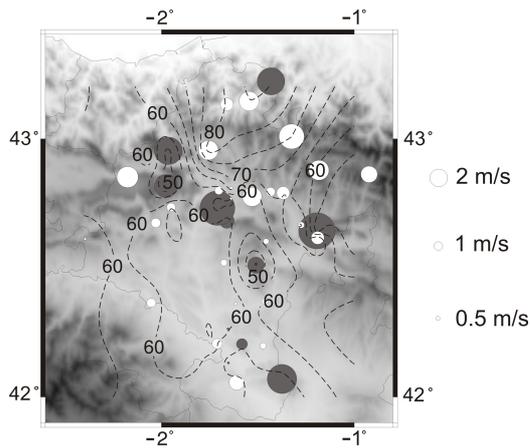


Fig. 3. Sesgo del módulo del viento (círculos) y RMSE de la dirección (líneas de contorno) calculadas con los pares de series temporales observadas y simuladas. El radio del círculo es proporcional a la magnitud del sesgo y el color blanco (gris) indica sobreestimación (infra) del valor observado.

Aunque la infraestimación del viento es sistemática en las montañas, la simulación no siempre sobreestima el módulo del viento en los valles. Esto último puede observarse en la Figura 4, en la que se representa el sesgo de la velocidad del viento para cada uno de los PTV y para cada subregión. En las subregiones de valle (EV, NS y NV) el modelo sobreestima el viento bajo los patrones PTV3, PTV4, PTV5 y PTV6. Pero existe una tendencia a infraestimarlo bajo los patrones PTV1 y PTV2. Esto último es una consecuencia de los problemas que presenta la simulación a la hora de reproducir la *escala sinóptica*. Para ilustrarlo, la Figura 5 representa el sesgo de la velocidad del viento (Fig. 5a) y el RMSE de la dirección (Fig. 5b) para los días pertenecientes a la asociación entre los dos primeros patrones PTV1 y PTV2 y el patrón de presión PP1 ya que son los que presentan mayor frecuencia bajo dicho PP (0.50 y 0.38% respectivamente, Jiménez et al. 2009b). En la Figura 6 se representan los histogramas de la diferencia de presión a lo largo del valle del Ebro para los mismos PTVs asociados a PP1 para las observaciones (sombra) y la simulación (líneas). Se observa como para los dos PTVs la simulación reproduce las diferencias de presión positivas pero los valores no son tan altos como los observados. Esta infraestimación del gradiente de presión a lo largo del valle del Ebro contribuye a la tendencia general del modelo de infraestimar la velocidad del viento en las 4 subregiones bajo los dos primeros PTVs identificados (Fig. 5a). El RMSE de la dirección para el PTV1 bajo PP1 indica una buena reproducción de la climatología de la dirección del viento del PTV1 (Fig. 5b). Esto podría ser una consecuencia de las velocidades de viento tan altas observadas bajo este PTV1, lo que minimiza los efectos locales de la orografía o los procesos físicos que el modelo no reproduce apropiadamente. En el caso del PTV2, el modelo

reproduce bastante peor la dirección del viento, lo que parece estar relacionado con la infraestimación del gradiente de presión (Fig. 6). Esta infraestimación causa diferencias de presión negativas en algunos días clasificados del PTV2 frente a las observadas que son positivas, dando lugar esos días a direcciones del sureste en lugar del noroeste, dirección predominante del PTV2 (tesis de Jiménez, 2009).

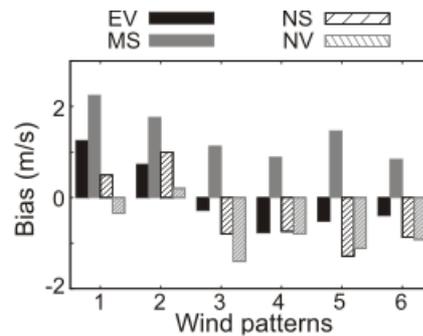


Fig. 4. Sesgo del módulo del viento obtenido con las series regionales simuladas y observadas para los días pertenecientes a cada patrón de viento identificado.

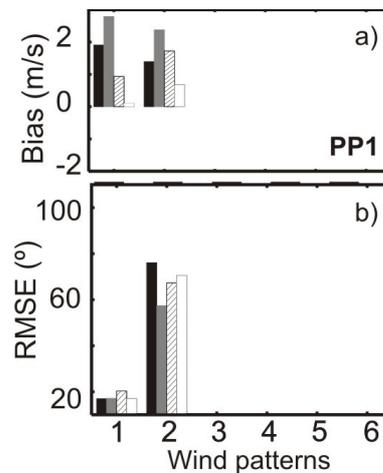


Fig. 5. Velocidad media del viento observada, sesgo de la velocidad del viento y RMSE de la dirección calculado con las series regionales observadas y simuladas de las principales asociaciones encontradas entre los 6 PTVs y el PP1. La SLP media de los días pertenecientes a PP1 también se representa.

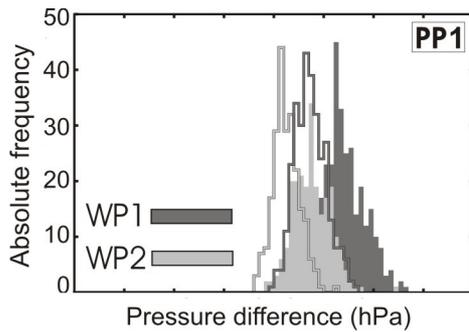


Fig. 6. Histogramas de la diferencia de presión a lo largo del valle del Ebro para cada una de las principales asociaciones entre los PTV1 y 2 y PP1 para las observaciones (sombra) y simulaciones (líneas).

En resumen, tanto la influencia de la orografía como los problemas en la representación de la escala sinóptica, introducen errores en el campo de viento simulado. Una forma de mitigar el último problema puede ser la aplicación de técnicas de "nudging" (Von Storch, H. et al., 2000) al dominio más externo para forzar al modelo con la evolución de la circulación de la gran escala.

4. Contribución de las técnicas de downscaling estadístico al estudio de la climatología y variabilidad del campo de viento a escalas temporales más largas.

Se ha mostrado como los forzamientos sinópticos junto con la influencia de la topografía condicionan el comportamiento del campo de viento en escala diaria. Además se ha comprobado la habilidad de los modelos regionales para reproducir este comportamiento. En esta sección se ilustra la variabilidad del campo de viento de más baja frecuencia empezando por la escala mensual hasta la escala multidecadal. La estimación del viento en estas escalas con los modelos mesoescales es costosa desde el punto de vista computacional, especialmente cuando se emplea una resolución horizontal alta, por lo que para este tipo de estudios, la aplicación de modelos estadísticos resulta de gran utilidad. Empezar el estudio desde la escala mensual, reduce los efectos locales que se desarrollan en escalas de tiempo más cortas, por lo que se amplifica la señal regional o variabilidad regional. Esto permite hacer un tratamiento del campo de viento en toda la región sin necesidad, por tanto, de dividirla en subregiones en adelante.

Para esta parte del estudio se ha aplicado una técnica de downscaling estadístico basada en Análisis de Correlación Canónica (ACC) en el espacio generado por las componentes principales (Barnett, T. P. and R. Preisendorfer, 1987), cuyo objeto es identificar los principales modos de variabilidad conjunta entre

la circulación atmosférica a gran escala y el campo de viento a escala regional. Así, se analizan las estructuras de covarianza entre predictores de la circulación a gran escala (representados por un reanálisis en el área del Atlántico norte) y el viento observado, obteniéndose pares de patrones cuya evolución temporal presenta correlación máxima. Los resultados son ilustrativos de la existencia de predictibilidad del campo de viento en superficie (García-Bustamante *et al.*, 2010), comparable a la de otras variables como la temperatura (Xoplaki *et al.*, 2003) y la precipitación (González-Rouco *et al.*, 2000).

El primer paso es calibrar el modelo estadístico mediante la elección de una cierta combinación de parámetros o configuración del mismo. No obstante, los resultados del análisis mostrados aquí corresponden a una configuración del modelo estadístico que no es necesariamente la óptima, es decir, se trata de una configuración de referencia que será sometida posteriormente a variaciones para dar cuenta de la sensibilidad metodológica. En la Figura 7 se representan el primer par de patrones canónicos (ACC1) para los predictores, dos campos de ERA-40, el geopotencial Φ_{850} hPa (sombreado) y el espesor, z500-z850 hPa (contornos), el campo de viento superficial en componentes (zonal y meridional) en la CFN o predictando y sus series temporales asociadas o series canónicas.

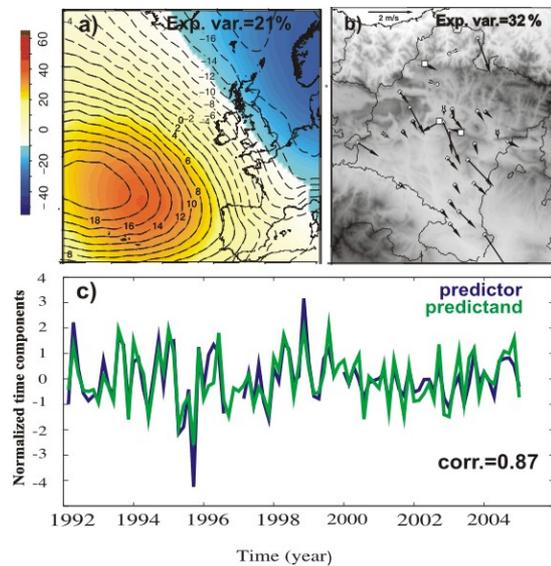


Fig. 7. Patrones espaciales canónicos y series canónicas asociadas del primer modo: (a) variables predictoras Φ_{850} hPa (sombreado) y z500-850 hPa (contornos); (b) patrón espacial del viento regional (predictando); (c) series canónicas para el predictor (azul) y predictando (verde).

Los patrones canónicos de la gran escala presentan, en su fase positiva (Fig. 7a), una estructura dipolar con anomalías positivas sobre el Atlántico Norte y anomalías negativas localizadas al noreste de las

islas británicas centradas sobre la península escandinava. El patrón canónico para el campo de viento presenta un flujo de viento del NO cuyas características, esencialmente vientos fríos y secos, responden a las del conocido *Cierzo*, que se origina por la advección de masas de aire en la zona del Atlántico Norte (de Pedraza, 1985). En su fase negativa este modo presenta una contribución al flujo del SE con advección de aire cálido y húmedo desde el Mediterráneo que puede estar relacionado con el típico *Bochorno*. Ambos patrones canónicos son coherentes con los PTVs observados obtenidos mediante regionalización en el apartado 2, reflejando también el efecto canalizador del valle del Ebro. Este accidente geográfico es la principal característica orográfica en la región y contribuye fuertemente al aumento de la predictibilidad del viento en la misma.

La validación del método se hace a través de un proceso de crossvalidación (Barnett and Preisendorfer, 1987). Se han comparado las anomalías regionales observadas y estimadas de la componente zonal y meridional del viento así como del módulo en la Figura 8. Los valores de correlación denotan una buena concordancia temporal en los 3 casos. En las tres series hay evidencias de variabilidad a distintas escalas (inter e intra-anual). La componente meridional muestra mayor variabilidad que la zonal.

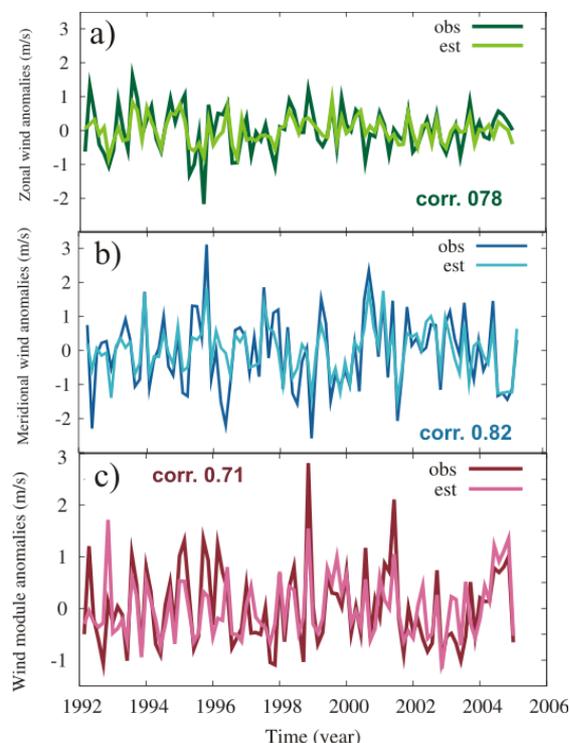


Fig. 8. Series regionales de anomalías de la componente zonal (a) y meridional (b) del viento a escala mensual observadas y estimadas así como para el módulo del viento (c).

Sin embargo, la transferencia de información entre escalas espaciales involucra distintos tipos de *incertidumbres* que se propagan de la escala global a la escala regional. Por ejemplo, se podría evaluar el efecto de aplicar diferentes metodologías (Zorita et al., 1999). La incertidumbre, en el caso del uso de una metodología específica, procede también de una serie de decisiones subjetivas tomadas en el diseño del modelo estadístico (selección del dominio espacial de la gran escala, número de patrones ACC retenidos, etc). En este trabajo se ha evaluado hasta que punto una cierta elección de parámetros en el modelo produce un impacto en las estimaciones.

En primer lugar, los parámetros (tamaño del dominio de la gran escala, variable predictora, número de modos retenidos en el ACC, etc) se han sometido a variaciones uno a uno, respecto al caso de referencia, generándose así 74 realizaciones del modelo. Los criterios para variar dichos parámetros están basados en la experiencia, por ejemplo, la varianza explicada por cada componente principal o cada patrón canónico. La distribución espacial de la varianza metodológica se representa en la Figura 9a, b para la componente zonal y meridional respectivamente. El tamaño de los círculos está relacionado con el impacto de cada parámetro en la incertidumbre total. El color indica la contribución a la sensibilidad de cada parámetro: verde para la ventana de la gran escala, violeta para el predictor, azul para el número de modos retenidos y amarillo para el tamaño del conjunto de datos para el crossvalidation. En cada estación sólo la circunferencia mayor se ha rellenado con el correspondiente color para ayudar en la identificación del parámetro que tiene el mayor impacto en la incertidumbre. Se observa que en la mayor parte de la región el tamaño del dominio de la gran escala genera las incertidumbres mayores para las dos componentes. Hay algunos lugares, especialmente para la componente meridional, en los que el número de modos incluidos produce una contribución mayor a la incertidumbre. Los círculos son mayores en los lugares más ventosos donde la variabilidad del viento es también mayor. Esto se confirma con las Figuras 9c,d en las que se representa la sensibilidad en cada estación (tamaño del círculo) frente a la correspondiente desviación estándar del viento observado. Cuanto mayor es la desviación estándar, mayor es la sensibilidad o incertidumbre asociada. Se observa (ver círculo ampliado) que todos los círculos tienen un tamaño similar lo que implica que todos los parámetros contribuyen a la incertidumbre de la estimación en la misma medida.

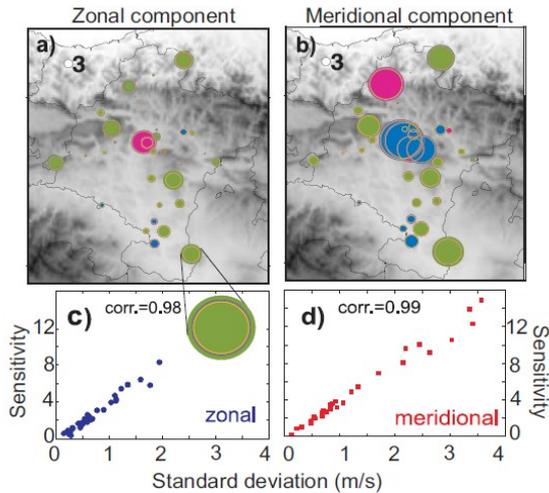


Fig 9. Sensibilidad metodológica en cada estación en la CFN para la componente zonal (a) y meridional (b) del viento. El color indica la contribución a la sensibilidad de cada parámetro: verde para la ventana de la gran escala, violeta para el predictor, azul para el número de modos retenidos y amarillo para el tamaño del conjunto de datos para el crossvalidation. La sensibilidad en cada estación se representa frente a la desviación estándar de la componente zonal (c) y meridional (d) del viento.

En una segunda etapa se ha considerado la combinación de todos los parámetros conjuntamente en el diseño del experimento. Así, se ha generado un conjunto multi-parámetro de aproximadamente 60.000 miembros con los que se estudia la varianza temporal del modelo ante los cambios de los parámetros anteriores y sus múltiples combinaciones. El conjunto de estimaciones obtenido se ha dividido en diez grupos de igual frecuencia (deciles) distribuidos en torno a la mediana, tal y como se representa en las Figura 10a,b para ambas componentes del viento. La línea negra representa la serie regional de las observaciones, la línea gris corresponde a la estimación de referencia comentada en los párrafos anteriores y la línea discontinua naranja corresponde a los valores máximos y mínimos. Se observa que el modelo responde de manera robusta ante cambios en su configuración, ya que el área de incertidumbre conserva la variabilidad de las observaciones durante todo el período. Es decir, el método es capaz de reproducir las principales características de la variabilidad del viento superficial sobre la región bajo cualquier configuración del mismo.

El rango posible de valores para los parámetros de los que depende el modelo, pese a estar sujeto a diversos criterios más o menos objetivos, puede considerarse afectado por cierto grado de subjetividad. Existen otras aproximaciones, como alternativa al tratamiento clásico de incertidumbres mostrado (frecuentista), que se basan en análisis probabilísticos de la influencia de los distintos parámetros del modelo en las estimaciones, por

ejemplo, los análisis de carácter Bayesiano (Hegerl *et al.*, 2006; tesis de García-Bustamante, 2010).

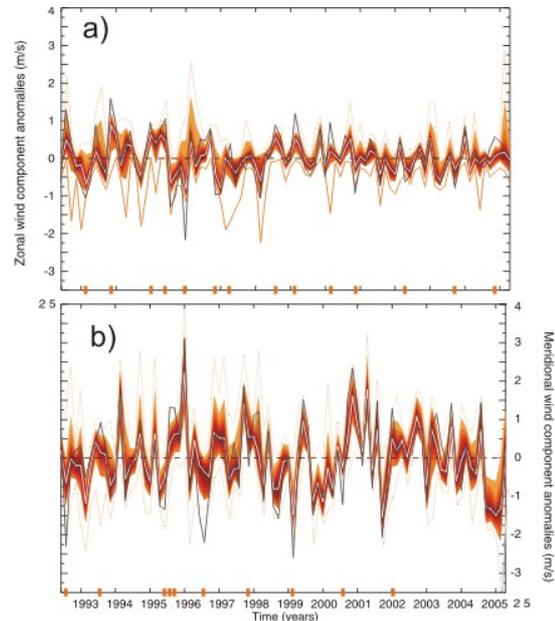


Fig. 10. Distribución de deciles de las estimaciones regionales (naranja) respecto a la mediana para la componente zonal (a) y meridional (b) junto con las observaciones (línea negra), un caso de referencia (línea gris) y los valores máximos y mínimos (línea discontinua naranja).

La relación que se establece entre la circulación sinóptica (predictores) y la variabilidad regional del campo de viento (predictando) en el período de solapamiento con las observaciones se utiliza para extender las estimaciones de viento más allá de dicho periodo observacional. La información de la gran escala que se usa en este ejercicio es la presión a nivel del mar procedente de diferentes bases de datos: datos de reanálisis ERA40 procedentes del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio (ECMWF, Uppala *et al.*, 2005), observaciones mensuales de 1899 a 2005 del Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (NCAR, Trenberth and Paolino, 1980), observaciones proporcionadas por el centro Hadley para el período 1850- 2004 (Allan and Ansell, 2006) y una reconstrucción basada en datos proxy de Luterbacher *et al.* (2002). De todas estas bases de datos resultan estimaciones pasadas con diferente cobertura temporal. En la Figura 11 se representan las series regionales estimadas, desde mediados del siglo XVII y sus correspondientes incertidumbres asociadas para las componentes zonal y meridional de viento. Las series se muestran con un filtro de dos años basado en medias móviles. Hay un acuerdo razonable entre las estimaciones en los períodos de solapamiento. No se observan tendencias globales a lo largo de los aproximadamente 350 años de reconstrucciones pero si hay muestras de una variabilidad interanual y decadal alta. Se observan

también períodos de viento anómalo (marcados con líneas discontinuas verticales), especialmente en la componente meridiona. Este tipo de estimaciones en el pasado permite el análisis de las fluctuaciones en el campo de viento a escalas climáticas que pueden ser de gran valor en los contextos de sostenibilidad de producción de potencia eólica y de cambio climático.

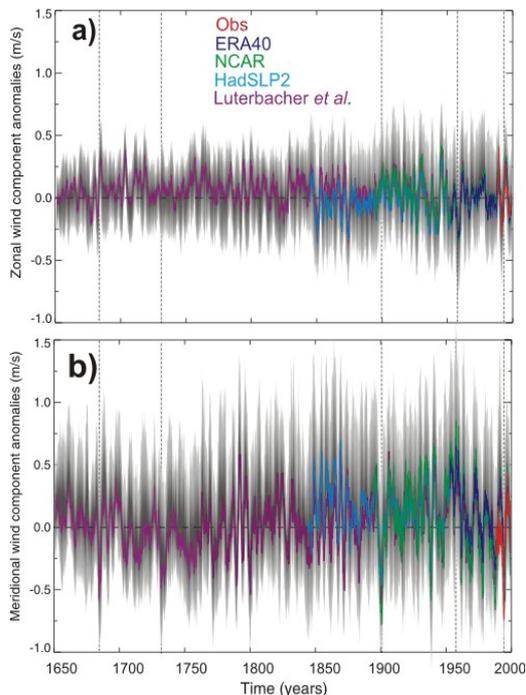


Fig. 11. Reconstrucción de la climatología del viento y sus incertidumbres (gris) asociadas para la componente zonal (a) y meridional (b) del campo de viento. La serie roja corresponde a las observaciones, la azul oscura a ERA40, la verde a NCAR, la azul clara aHadSLP2 y la violeta a Luterbacher et al.

Como ejemplo de *aplicación práctica* y en base a la existencia de la relación lineal empírica entre la velocidad del viento y la potencia eólica a escala mensual mostrada por García-Bustamante et al. 2009, se ha llevado a cabo un análisis ACC similar al del viento usando como predictando una variable no meteorológica, la *potencia eólica* generada en tres parques de la región en el período desde 1999 al 2003. Como campos predictores se han usado de nuevo el geopotencial Φ_{850} hPa y el espesor $z_{500-850}$ hPa. Inicialmente se configuró el modelo de manera comparable a como se hizo en la estimación del campo de viento para obtener una estimación de referencia. Además, se llevó a cabo una análisis de la sensibilidad metodológica de manera similar a la que se realizó para el viento. La estimación de potencia junto con sus incertidumbres y las observaciones se presenta para un parque concreto (El Perdón) como ejemplo, en la Figura 12. Se puede decir, como en el caso del viento, que la metodología es robusta ya que aunque el área de incertidumbres es mayor, también conserva la

variabilidad de las observaciones. Al igual que para el campo de viento, la mayoría de las observaciones caen dentro del área definida por las incertidumbres.

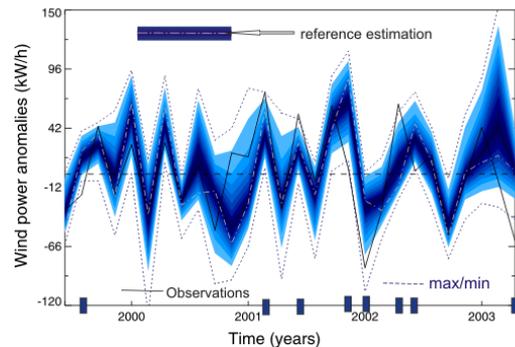


Fig. 12. Distribución de deciles con respecto a la mediana de las incertidumbres asociadas con las estimaciones de potencia eólica (área azul) junto con las observaciones (negro) en uno de los parques (El Perdón), la estimación del caso de referencia (línea discontinua blanca) y los valores máximos y mínimos (discontinua azul).

Además, como para el caso del módulo del viento, la estimación de la potencia eólica en el pasado es muy importante en el estudio de la variabilidad a largo plazo de la misma y de la sostenibilidad de los parques eólicos. En la Figura 13 se representan las estimaciones de la potencia del viento junto a las observaciones a partir de tres bases de datos diferentes: presión a nivel del mar de ERA40 (1957-2005; Uppala et al., 2005), de NCAR (1899-2005; Trenberth and Paolino, 1980) y del centro Hadley (1850-2004; Allan and Ansell, 2006). Se han representado las estimaciones del viento estandarizadas en la misma figura. La linealidad entre ambas variables, potencia y módulo del viento, se hace evidente a lo largo de todo el período de estimación. Se observa que hay grandes variaciones de viento y potencia de unos períodos a otros lo que es importante para las estimaciones de energía eólica a largo plazo. Normalmente, un año de observaciones se considera suficiente para evaluar si un emplazamiento específico es idóneo para su explotación como parque eólico (Barbour and Walker, 2008). Sin embargo, ni un año ni unos pocos años pueden proporcionar suficiente información para invertir en un determinado lugar ya que la variabilidad natural del recurso se manifiesta a escalas temporales más largas y, por consiguiente, la producción proyectada podría variar significativamente de un año para otro y a lo largo de las décadas.

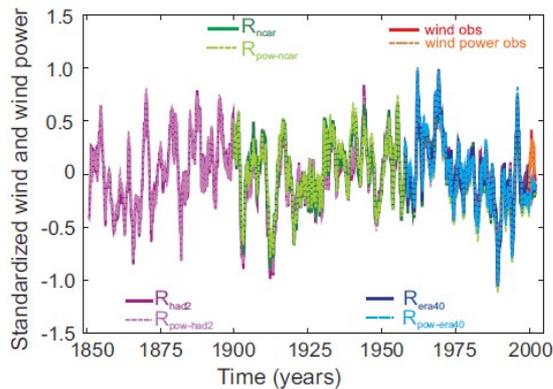


Fig. 13. Reconstrucciones de la climatología de la potencia de viento en El Perdón. Las observaciones aparecen en rojo (módulo) y naranja (potencia), la reconstrucción de potencia con ERA40 en línea discontinua azul claro y en línea continua azul oscuro para el módulo. La reconstrucción de la potencia con NCAR aparece en línea discontinua verde claro y en línea continua verde oscuro para el módulo. La reconstrucción con los datos de Hadley (had2) aparece en violeta con línea discontinua para la potencia y continua para el módulo.

5. Otras aplicaciones de técnicas de downscaling en diferentes regiones.

Las técnicas de downscaling dinámico y estadístico se han aplicado en diferentes estudios para entender la variabilidad y climatología del campo de viento en otras regiones del globo. La metodología seguida es la misma en todos los casos, el uso combinado de observaciones y técnicas de downscaling para compensar las limitaciones que presentan ambas a la hora de analizar el campo de viento.

Así por ejemplo, en la península de Anatolia, cuya orografía presenta áreas con una complejidad comparable a la del noreste de la Península Ibérica, se ha llevado a cabo la evaluación del recurso eólico. Para ello se han analizado, observaciones de viento sobre la zona y una simulación obtenida con el modelo mesoscalar MM5 (Grell et al., 1994) en un período de 10 años a 10 km de resolución horizontal. En la Figura 14 se representan las series regionales del módulo del viento para las observaciones y para la simulación a lo largo de todo el período. La simulación regional captura sustancialmente la variabilidad intra e inter-anual (correlación 0.76) del módulo del viento así como su varianza. Sin embargo, sobreestima sistemáticamente el módulo del viento observado. Localmente (no se muestra), el modelo reproduce la variabilidad temporal de las observaciones en muchas de las estaciones, excepto en el área del sudeste de la península donde las correlaciones se degradan. Por tanto, los resultados son similares a los obtenidos en la CFN en el sentido de que el modelo reproduce la variabilidad del campo de viento pero hay un sesgo en el comportamiento medio. Este sesgo sistemático permitió que la simulación fuera corregida en cada localización a través del uso de observaciones, lo

que proporcionó a su vez una estimación más realista del recurso eólico.

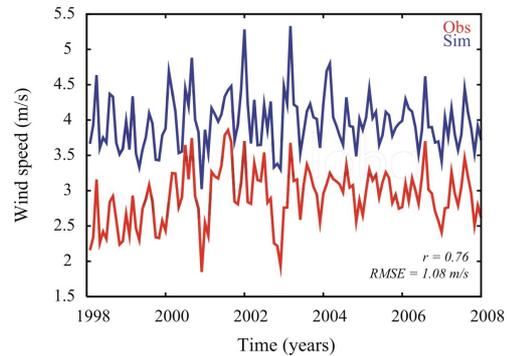


Fig. 14. Serie regional del módulo del viento para las observaciones (rojo) y la simulación con MM5 (azul).

Las técnicas de downscaling estadístico en esta ocasión han ayudado a responder otro tipo de preguntas. Así por ejemplo, mediante la aplicación de un ACC en el que el predictando es el campo de viento de las observaciones en la región de Turquía, se pudo desvelar si la tendencia a largo plazo que mostraba la serie regional observada del módulo del viento, en el período previo al de calibración, estaba asociada a cambios de la circulación global. En la Figura 15 se muestra la serie observada del módulo del viento en rojo, la serie estimada en verde y el número de estaciones con observaciones disponibles cada mes en azul. Las observaciones muestran una tendencia decreciente en el período desde 1978 al 2000. Los patrones canónicos retenidos en el ACC explican en gran medida el campo de viento superficial en Turquía en el período de calibración (2000-2008). Sin embargo, no ocurre lo mismo en el período previo, como muestra la señal estimada. Por tanto, se pudo concluir que la tendencia observada no se producía como respuesta a cambios en la circulación general de la atmósfera. Además, el número de estaciones muestra una discontinuidad notable en torno al año 2000, lo que sugiere que la tendencia a largo plazo que muestran las observaciones podía estar probablemente asociada a problemas con la calidad de las mismas.

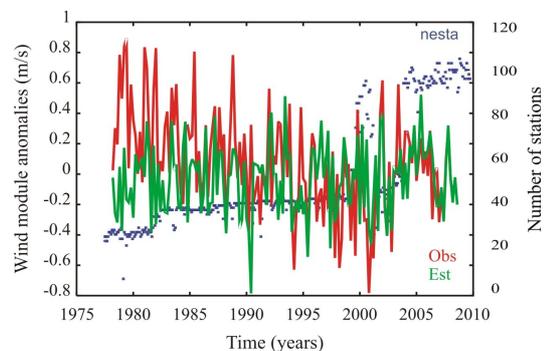


Fig. 15. Series temporales de las anomalías del módulo del viento observada (roja) y estimada (verde).

Cabe citar también que se está desarrollando un estudio similar al que se ha llevado a cabo en la CFN, mediante downscaling dinámico, en la zona este de Canadá y algunos estados anejos de EEUU, centrándose sobre todo en la provincia de Nueva Escocia. Se analizará la variabilidad del campo de viento teniendo en cuenta las características propias de la topografía local (interacción tierra-mar, presencia de hielo/nieve) y los cambios en la circulación a gran escala. Posteriormente se realizará una simulación del campo de viento mediante WRF empleando una resolución horizontal alta y se llevará a cabo la validación de la simulación mediante la comparación de la misma con las observaciones disponibles. La base de datos empleada cubre las provincias de Quebec, New Brunswick, Terranova y Labrador, Isla del Príncipe Eduardo y Nueva Escocia, y en la parte estadounidense suma los estados de Maine, New Hampshire, Massachusetts, Nueva York y Vermont. La superficie total que abarcan las observaciones supera los dos millones de km cuadrados, comprendiendo el período de tiempo desde enero de 1940 hasta marzo de 2009. Se han obtenido de tres fuentes diferentes: las estaciones de tierra proceden de Environmental Canada (414, en rojo en Fig. 16., 1940-2009) y NCAR (259, en azul en Fig. 16., 1978-2008) y las boyas de la Department of Fisheries and Oceans (36, en verde y amarillo en Fig. 16., 1989-2008) sumando un total de 709 estaciones. En la actualidad se está trabajando en el control de calidad de dichas observaciones.

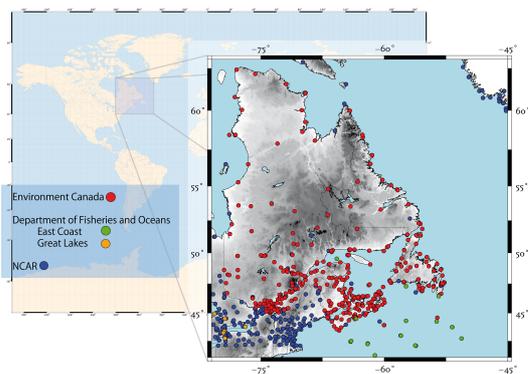


Fig. 16. Bases de datos que se emplearán en el estudio del campo de viento en el este de Canadá.

6. Conclusiones

Se ha llevado a cabo el análisis del campo de viento en una región de terreno complejo, como es la CFN. De todos los resultados mostrados a través de los diferentes trabajos se concluye que la combinación de todas las metodologías presentadas resulta la estrategia más completa para llevar a cabo un

análisis del campo de viento adecuado. Es decir, el uso de observaciones junto con la aplicación de técnicas de downscaling, tanto dinámico como estadístico, permite obtener información contrastada de la variable objeto de estudio.

A continuación se exponen las principales conclusiones que se extraen sobre las dos metodologías aplicadas en el análisis del campo de viento:

La simulación obtenida con el modelo mesoescalar reproduce mejor la variabilidad temporal del viento que la climatología del mismo. Una vez comprobado que la simulación reproduce el comportamiento del viento, el modelo mesoescalar proporciona información en zonas donde no se dispone de observaciones lo que puede ser muy útil en una posible mejora de la red de observaciones. Se ha mostrado que los errores en el campo de viento simulado están directamente relacionados con la influencia de la orografía y la habilidad del modelo en reproducir la escala sinóptica. Un comentario interesante es que el aumento de la resolución horizontal empleada en los modelos mesoescalares no garantiza una mejora en la reproducción del campo de viento observado ya que hay otros factores que también influyen como la reproducción de la gran escala.

La aplicación de los modelos estadísticos resulta de gran utilidad cuando se trata de estudiar la variabilidad del campo de viento espacialmente a más largo plazo (variabilidad interanual, interdecadal o incluso multidecadal), lo que resulta relevante en la evaluación del recurso eólico. La transferencia de información entre escalas espaciales que tiene lugar en los modelos estadísticos involucra distintos tipos de incertidumbres que se propagan de la escala global a la escala regional. En este sentido, se ha mostrado que es posible estimar la contribución de todos los parámetros de los que depende el modelo estadístico a la incertidumbre de la estimación, así como analizar si la incertidumbre metodológica conserva la variabilidad de las observaciones ante cambios en su configuración.

Referencias:

Allan, R. and Ansell, T. , " A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2)": 18502004, J. Climate, 19, 5816-5842.

Barbour, P. and S. Walker. "Wind resource evaluation: Eola hills". Technical report, Energy Resources Research Laboratory. Department of Mechanical Engineering. Oregon State University, Corvallis, OR 97331. 2008.

Barnett, T. P. and R. Preisendorfer, "Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for the United States surface air temperatures determined by Canonical Correlation Analysis". *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1825–1850, 1987.

de Pedraza, L. G.. La prediccion del Tiempo en el Valle del Ebro. Technical Report Serie a. Technical Report 38, INM. 1985.

Fovell, R. G. and Fovell, M. C., "Climate Zones on the Conterminous United States Defined Using Cluster Analysis", *J. Climatol.*, 6, 2103-2135, 1993.

García-Bustamante, E., J.F. González-Rouco, P.A. Jiménez, J. Navarro y J.P. Montávez. "A comparison of methods for monthly wind energy estimation". *Wind Energy*. 12, 640-659, doi: 10.1002/er-315, 2009.

García-Bustamante, E., J. F. González-Rouco, J. Navarro, E. Xoplaki, P. A. Jimenez and J. P. Montavez. North Atlantic atmospheric circulation and surface wind in the Northeast of the Iberian Peninsula: uncertainty and long term downscaled variability. *Clim. Dyn.*, Under review. 2010

García-Bustamante, E. "Estimación estadística del viento en superficie y de la energía eólica en una región de terreno complejo". Tesis, 2010.

González-Rouco, J. F., H. Heyen, E. Zorita y F. Valero. "Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the southwest of Europe". *J. Climate*, 13, 3057–3065, 2000.

Green, M., R. G. Floccini, and L. O. Myrup, 1993: Use of Temporal Principal Components Analysis to Determine Seasonal Periods. *J. Appl. Meteor.*, 32, 986-995.

Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffe, 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). Technical report, NCAR.

Hegerl, G., Crowley, T., Hyde, W., y Frame, D., "Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries", *Nature*, 440, 1029–1032, 2006.

Jiménez, P.A., J. F. González-Rouco, J. P. Montávez, J. Navarro y F. Valero. "Regionalización del campo de viento en superficie en terreno complejo". AME, 2006.

Jiménez, P.A., J. F. González-Rouco, J.P. Montávez, J. Navarro, E. García-Bustamante y F. Valero. "Wind surface regionalization in a complex terrain region". *J. Appl Meteorol. Climatol.*, 48, 308-325, doi: 10.1175/2007JAMC1483.1, 2008.

Jiménez, P.A., J. F. González-Rouco, J. P. Montávez, E. García-Bustamante y J. Navarro. "Regionalización del campo de viento en superficie en terreno complejo: evaluación del modelo WRF". AME, 2009a.

Jiménez, P.A. J.F. González-Rouco, J.P. Montávez, E. García-Bustamante y J. Navarro. "Climatology of wind patterns in the Northeast of the Iberian Peninsula". *Int. J. Climatol.*, 29, 501-525, doi: 10.1002/joc.1705, 2009b.

Jiménez, P.A. J.F. González-Rouco, E. García-Bustamante, J. Navarro, J.P. Montávez, J. Vilá-Guerau de Arellano, J. Dudhia y A. Muñoz-Roldán. "Surface wind regionalization over complex terrain: evaluation and analysis of a high resolution WRF numerical simulation. *J. App. Meteor. Climatol.*, 49, 268-287, 2010a.

Jiménez, P.A. J.F. González-Rouco, J. Navarro, J.P. Montávez, E. García-Bustamante. "Quality assurance of surface wind observations from automated weather stations". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 1101-1122, 2010b.

Jiménez, P.A. "Analysis of surface wind over complex terrain: A dynamical downscaling study with the WRF model". Tesis. 2009

Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobeit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schumutz, C., and Wanner, H., "Sea level pressure fields over the eastern North Atlantic and Europe back to 1500, *Clim. Dyn.*, 18, 545-561, 2002.

Pielke, R. A., "The use of mesoscale numerical models to assess wind distribution and boundary-layer structure in complex terrain". *Bound. Layer Meteorol.*, 31, 217-231. 1985.

Pryor, S., Schoof, J., y Barthelmie, R. J., "Climate change impacts on wind speeds and wind energy density in northern Europe: empirical downscaling of multiple AOGCMs", *Clim. Res.*, 29, 183–198, 2005.

Richman, M. B., "Rotation of principal components", *J. Climatol.*, 6, 293-335, 1986.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, y J. G. Powers, "A description of the advanced research WRF

Version 2". *Technical Report TN-468+STR*, NCAR, 2005.

Trenberth, K., and Paolino, D., The northern hemisphere sea level pressure dataset: Trends, errors and discontinuities, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 856-872, 1980.

Von Storch, H. and F. Zwiers. *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press. 1999.

Von Storch, H., H. Langerberg, and F. Feser. A spectral nudging technique for dynamical down-scaling purposes. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3664-3673. 2000.

Weber, R. O. and P. Kaufmann, 1995: Automated classification scheme for wind fields. *J. Appl. Meteor.*, 78, 1133-1141.

Whiteman, C. D., *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*, Oxford University Press, 2000.

Xoplaki, E., J. González-Rouco, D. Gyalistras, J. Luterbacher, R. Rickli, and H. Wanner. Interannual summer air temperature variability over Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950-1999. *Clim. Dyn.*, 20, 537-554. 2003

Zorita, E. and H. von Storch, "The analog method-a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods". *J. Climate* 12: 2474-2489, 1999.