

CICLO DIURNO DEL CONTENIDO DE VAPOR DE AGUA

Ortiz de Galisteo Marín, J. Pablo ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Delegación Territorial de AEMET de Castilla y León, C/ Orión nº 1 - 47014 Valladolid, jportiz@inm.es

1. INTRODUCCIÓN

El ciclo diario del contenido de vapor de agua juega un importante papel en muchos procesos atmosféricos como las precipitaciones, la nubosidad, la estructura y evolución de los sistemas tormentosos, el balance de radiación, etc. Sin embargo, y a pesar de su importancia, su conocimiento es muy escaso debido a la ausencia de datos con la suficiente resolución temporal.

La proliferación en los últimos años de redes de receptores de GPS, de los que se puede extraer el contenido total en columna de vapor de agua o agua precipitable (PW) (Bevis et al. 1992), va a permitir estudiar el ciclo diario de este componente atmosférico al disponerse de datos con suficiente frecuencia temporal durante todo el día y en todas las condiciones meteorológicas.

La determinación del contenido de vapor de agua atmosférico con la técnica GPS se basa en que la presencia de la atmósfera introduce un retraso en la llegada a los receptores en tierra de la señal emitida por los satélites de la constelación GPS. Este retraso puede ser descompuesto en ionosférico y troposférico. El retraso ionosférico es dispersivo, depende de la frecuencia de la señal, por ello los satélites GPS emiten en dos frecuencias distintas para poder cuantificar y descontar el efecto de la Ionosfera en la propagación de la señal (Spilker 1980; Brunner & Gu 1991). Por contra, la Troposfera no es dispersiva. El retraso de la señal está determinado por el índice de refracción a lo largo del camino de propagación. La refractividad de la atmósfera es función de su temperatura, presión, y contenido de vapor de agua. El vapor de agua es el único gas de la mezcla que compone la Troposfera que posee un momento bipolar propio que contribuye a la componente dipolar de la refractividad atmosférica. Así, el retraso total troposférico cenital (ZTD del inglés Zenit Tropospheric Delay) puede ser descompuesto en: hidrostático (ZHD) asociado con el momento dipolar inducido en la atmósfera; y húmedo (ZWD) asociado con el momento dipolar permanente del vapor de agua (Saastamoinen 1972). El retraso húmedo tiene mayor variabilidad diaria, excediendo generalmente en un orden de magnitud a la del hidrostático (Elgered et al. 1991). De las propias medidas de los receptores GPS y por complejos algoritmos de inversión, se puede calcular el ZTD

(Tralli et al. 1990; Herring et al. 1990; Rocken et al. 1993; Duan et al. 1996). El ZHD puede modelarse conociendo la presión en superficie. Restando del ZTD el ZHD se obtiene el ZWD que se puede transformar en PW conociendo la temperatura al nivel de la estación (Davis et al 1985; Bevis et al. 1992). Aproximadamente 1mm de PW produce un retraso de 6.35mm, pero este factor puede variar en un 20% dependiendo de la localización, la altitud, la época del año y la situación meteorológica.

Para este estudio se han utilizado los datos de ZTD generados por el Instituto Geográfico Nacional (IGNE) para las estaciones GPS de la Península pertenecientes a EUREF (European Referente Frame; <http://epncb.oma.be/>). Los datos tienen frecuencia horaria y son calculados utilizando el software Bernese V5.0 con las orbitas precisas de los satélites suministradas el IGS (International GNSS Service).



Fig. 1.- Emplazamiento de los receptores GPS sobre la Península pertenecientes a EUREF.

En el primer punto se presentan de manera descriptiva los resultados obtenidos para el ciclo diario anual de cada estación, así como del ciclo medio. Para caracterizar el ciclo diario con cierto carácter climatológico, se han seleccionado sólo aquellas estaciones con las series más largas, con datos desde agosto del año 2001. Estas son: Coruña, Alicante, Almería, Cáceres, Santander, Creus (Girona), Roquetes (Tarragona), San Fernando (Cádiz), Valencia, Villafraanca (Madrid) y Yebes (Guadalajara). En el segundo punto se presenta el ciclo diario para cada una de las cuatro estaciones del año.

En el tercer punto se han agrupado las estaciones en cinco zonas geográficas: cantábrica, mediterránea, atlántico norte, meseta interior, y atlántico sur, calculando el ciclo diurno para cada zona. Con el objeto de conocer el grado de representatividad de las estaciones seleccionadas para cada zona, se ha aprovechado que en el año 2008 estaban operativas 22 estaciones GPS (Fig. 1), así en el punto cuatro se ha comparado el ciclo diurno calculado en base a los datos del año 2008 de todos estos emplazamientos.

Para finalizar, en quinto punto se intenta explicar el comportamiento del ciclo diurno en algunas estaciones en base a los factores que producen condensación, evaporación, o transporte del vapor de agua, elementos responsables de las variaciones en el contenido total.

2. CICLO DIURNO ANUAL

Para obtener el ciclo diurno de cada estación se han calculado primero para cada día las anomalías del dato horario respecto del valor medio del día. De esta manera se está eliminando la contribución media al PW debida a la situación sinóptica, quedándose únicamente con la contribución de los factores que varían siguiendo un ciclo diario (Jakobson et al., 2009). Posteriormente se han promediado las anomalías para cada hora del día, obteniendo así el ciclo diurno (Fig. 2). Finalmente, del promedio de los ciclos diurnos de cada estación se ha obtenido el ciclo diurno medio sobre la Península.

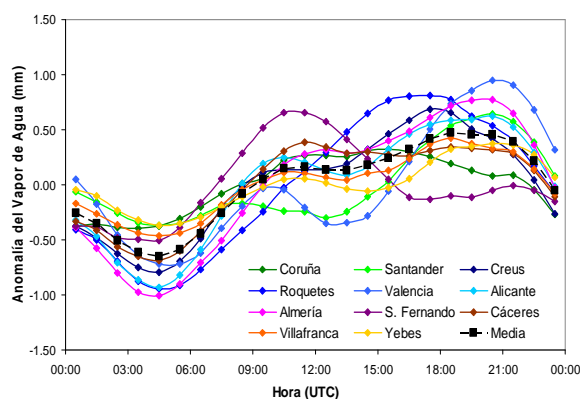


Fig. 2.- Ciclo diurno del contenido de vapor de agua. Se han representado las anomalías en milímetros respecto del valor medio de cada estación. Los cuadrados negros indican la media aritmética de todas las estaciones.

La primera característica que se observa es que la forma del ciclo en las distintas estaciones es más parecida durante la noche que durante el día. El valor mínimo del PW se alcanza aproximadamente a la misma hora en todas ellas, sobre las 04:30UTC. Mientras que el máximo se alcanza en la segunda

mitad del día con una mayor dispersión en la hora a la que tiene lugar, variando desde las 11:30UTC en San Fernando o Cáceres a las 20:30UTC en Alicante, Almería, Valencia o Santander, aunque salvo en las tres más occidentales (Coruña, Cáceres y San Fernando) en el resto se alcanza entre las 17:30UTC y las 20:30UTC. Esta mayor dispersión en la hora del máximo pone de manifiesto que los mecanismos que alteran el contenido de PW están más influenciados por los efectos locales durante el día que durante la noche.

Otra característica es la amplitud del ciclo diario, entendiendo como tal la diferencia entre el valor máximo y el mínimo. Esta oscila entre los 0.72mm de Coruña y 1.78mm de Almería. Los valores más altos de la amplitud se registran en las estaciones de la costa mediterránea (1.5-1.8mm), mientras que los menores se registran tanto en las costas atlántica y cantábrica como en el interior (0.7-1.2mm). Tanto el máximo como el mínimo son más pronunciados en las estaciones de la costa mediterránea, del orden del doble que en las estaciones del interior.

En media (Tabla 1), el PW disminuye de madrugada hasta alcanzar el mínimo sobre las 4:30UTC, con un valor 0.65mm inferior a la media del día. Posteriormente, aumenta rápidamente hasta las 10:30UTC cuando supera ligeramente (0.15mm) la media. A partir de esa hora y hasta las 13:30UTC se mantiene prácticamente constante, para volver a aumentar hasta alcanzar el máximo sobre las 18:30UTC con un valor de 0.47mm sobre la media. Después de mantenerse durante un par de horas con poca variación, a partir de las 20:30UTC disminuye rápidamente hasta volver a alcanzar el mínimo de madrugada. Podemos describir el ciclo diurno medio como una senoide asimétrica, con la rama descendente más corta y pronunciada, y la ascendente más larga y dividida en dos tramos de subida separados por un tramo horizontal

Hora	Anom.	Hora	Anom.	Hora	Anom.
00:30	-0.25	08:30	-0.08	16:30	+0.32
01:30	-0.35	09:30	+0.05	17:30	+0.42
02:30	-0.51	10:30	+0.15	18:30	+0.47
03:30	-0.61	11:30	+0.16	19:30	+0.46
04:30	-0.65	12:30	+0.14	20:30	+0.46
05:30	-0.59	13:30	+0.13	21:30	+0.40
06:30	-0.44	14:30	+0.18	22:30	+0.22
07:30	-0.25	15:30	+0.24	23:30	-0.05

Tabla 1.- Anomalías medias del contenido de vapor de agua respecto de la media diaria para cada hora expresadas en milímetros.

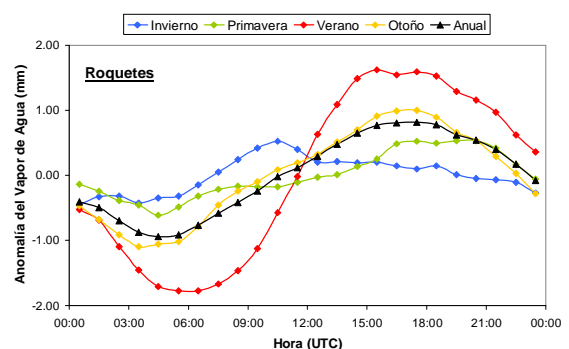
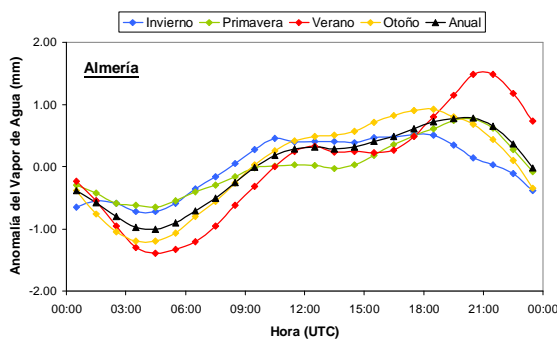
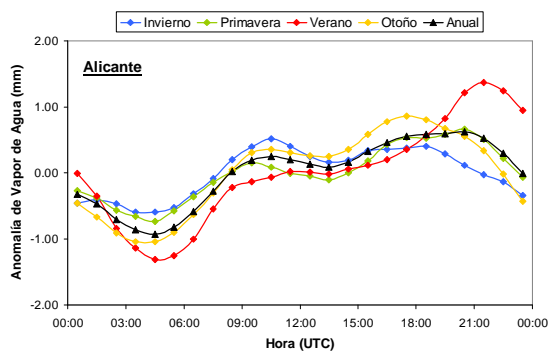
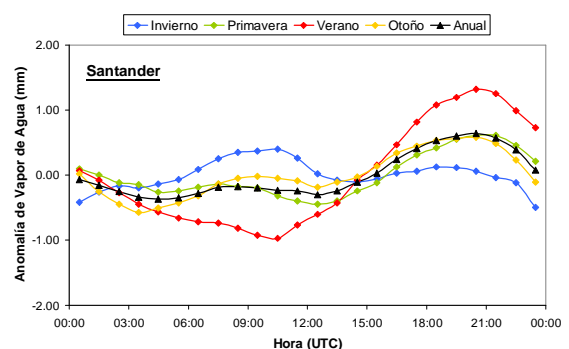
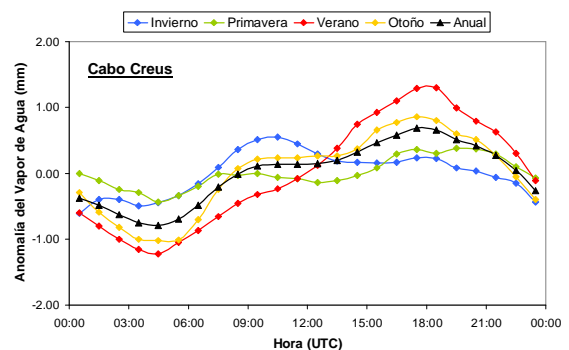
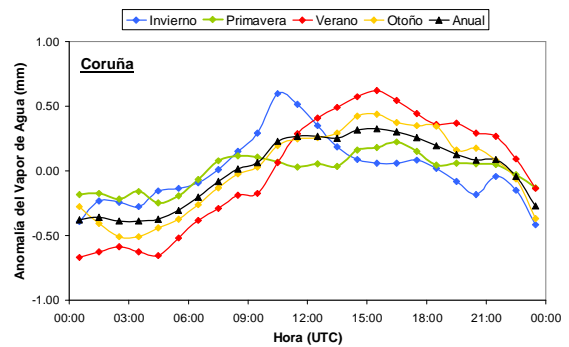
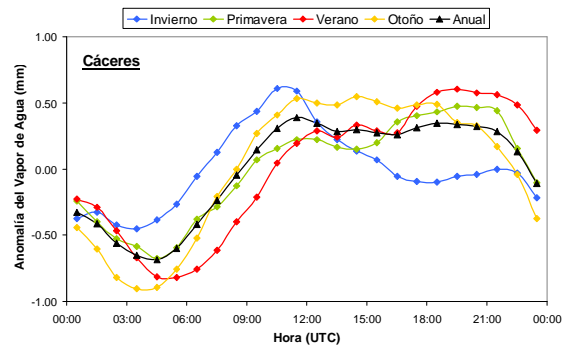
Durante la noche este ciclo medio describe bastante bien el comportamiento de todas las estaciones, difiriendo únicamente en la profundidad del mínimo. Sin embargo durante el día el ciclo diurno está más

determinado por efectos locales, no siguiendo todas las estaciones el mismo patrón del ciclo medio. Así, en Coruña y Cáceres no tiene lugar el segundo tramo de subida de la tarde, el máximo se alcanza sobre el mediodía y se mantiene con poca variación hasta final de la tarde cuando comienza a descender; en Valencia aparece un mínimo relativo entre las 12UTC y las 15UTC; en Roquetes el tramo de subida es continuo y con pendiente constante; o en San Fernando donde el máximo tiene lugar sobre las 11UTC, disminuyendo posteriormente hasta las 16:30UTC, cuando se mantiene prácticamente constante hasta el final del día cuando vuelve a disminuir.

3. CICLO DIURNO ESTACIONAL

En este punto se ha repetido el proceso descrito en el punto anterior pero con los datos de cada mes, obteniendo así un ciclo diurno para cada mes y estación. Posteriormente, se han obtenido los ciclos estacionales como media de los ciclos de los meses que componen cada estación del año, considerando como invierno los meses de diciembre a febrero, primavera de marzo a mayo, verano de junio a agosto, y otoño de septiembre a noviembre.

De las gráficas de los ciclos estacionales para cada emplazamiento se desprende que, aunque con matices diferenciadores, para todos ellos existen dos ciclos diurnos diferenciados, el del invierno y el del verano, siendo la primavera y el otoño estados de transición entre estos dos (Fig. 3).



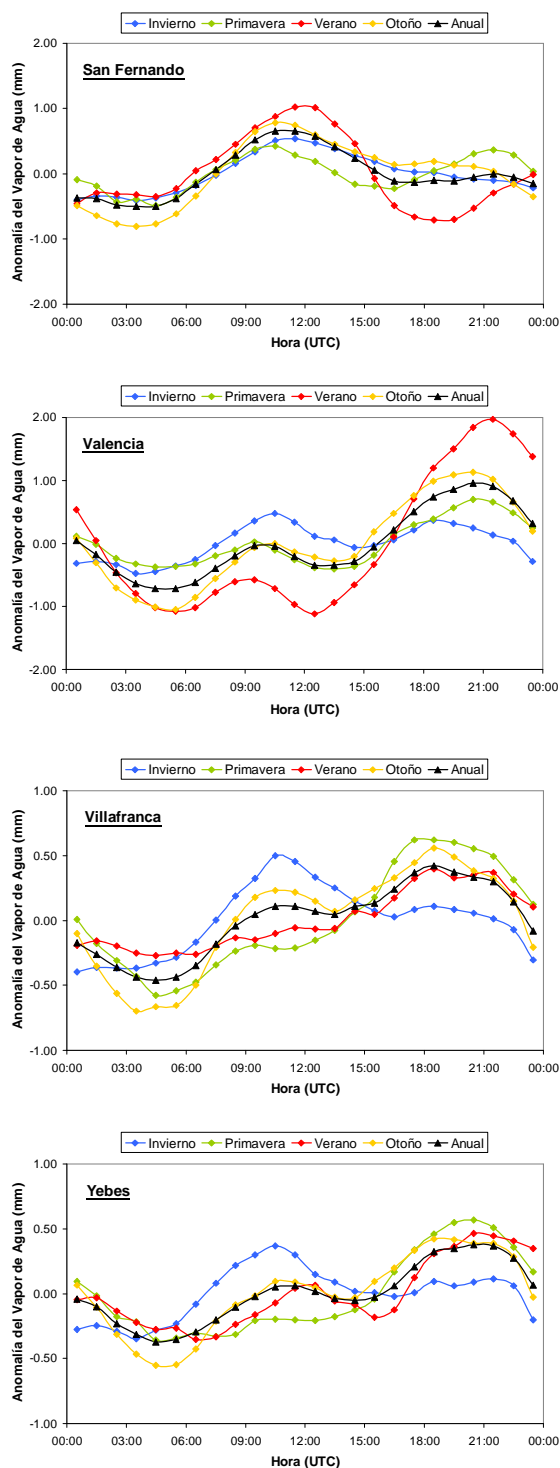


Fig. 3.- Ciclos diurnos estacionales por emplazamiento.

El ciclo diurno en invierno es muy similar para todos los emplazamientos, aunque su situación geográfica sea muy diferente (Fig. 4). Para la mayoría de las estaciones se compone de una rama ascendente hasta las 10-11UTC donde se alcanza el máximo, y otra descendente con menor pendiente, más irregular, y con una evolución más desigual entre estaciones. Mientras que en unas estaciones esta rama descendente es bastante lineal (San Fernando o

Roquetes), en otras desciende en forma de escalón (Villafranca, Yeves o Cáceres), o como en Valencia y Alicante donde presenta una ondulación pronunciada apareciendo un mínimo relativo sobre las 14:30UTC seguido de un segundo máximo sobre las 18UTC, o incluso como en Almería donde una vez alcanzado el máximo de la mañana este se mantiene prácticamente constante hasta las 18UTC cuando comienza el descenso.

Durante la primavera es en la franja horaria entre las 9UTC y las 16UTC cuando el comportamiento del ciclo entre emplazamientos difiere de forma más notable, aunque básicamente se siguen dos patrones: o permanece prácticamente constante en esa franja horaria (Cáceres, Almería, Creus, Roquetes, Villafranca, Yeves), o disminuye para alcanzar un mínimo relativo al final del periodo (Santander, Valencia, Alicante). Sólo las estaciones de Coruña y San Fernando no siguen este patrón. En la primera el ciclo diurno es muy débil, mientras que en la segunda se dan dos máximos (10:30 y 21:30UTC) de valores parecidos aunque ligeramente superior el de la mañana, y dos mínimos (4:30 y 16:30UTC), siendo más pronunciado el de la madrugada.

El ciclo diurno de cada emplazamiento en el otoño es similar al de la primavera, aunque con una mayor amplitud en la onda. Excepto para las estaciones de San Fernando y Creus que siguen una traza más propia del invierno la primera y del verano la segunda; y para Cáceres donde se da un ciclo intermedio entre el del verano y el del invierno.

Por contra, en verano los factores locales se dejan sentir con gran fuerza, haciendo que el ciclo diurno en los distintos emplazamientos varíe de forma considerable (Fig. 4). Por ejemplo, en San Fernando el máximo se produce al mediodía cuando lo normal es que se de al final de la tarde, mientras que en Valencia a la misma hora tiene lugar un mínimo, que tampoco tiene reflejo en otras estaciones; en Santander el descenso nocturno se prolonga hasta las 10:30UTC cuando se alcanza el valor mínimo; o en Yeves y Villafranca el ciclo diurno tiene una amplitud menor que en el otoño y la primavera, o incluso en el caso de Villafranca que en el invierno, cuando lo normal es que en verano el ciclo diurno presente la máxima amplitud.

El valor máximo y mínimo de la anomalía es en invierno muy similar en todos los emplazamientos; el máximo oscila entre los 0.37mm de Yeves y los 0.61mm de Cáceres, mientras que el mínimo lo hace entre los -0.35mm de Yeves y los -0.73mm de Almería. Por el contrario en verano se registra una mayor dispersión, oscilando el máximo entre los 0.40mm de Villafranca y los 1.97mm de Valencia, y el mínimo entre los -0.27mm de Villafranca y los -1.78mm de Roquetes.

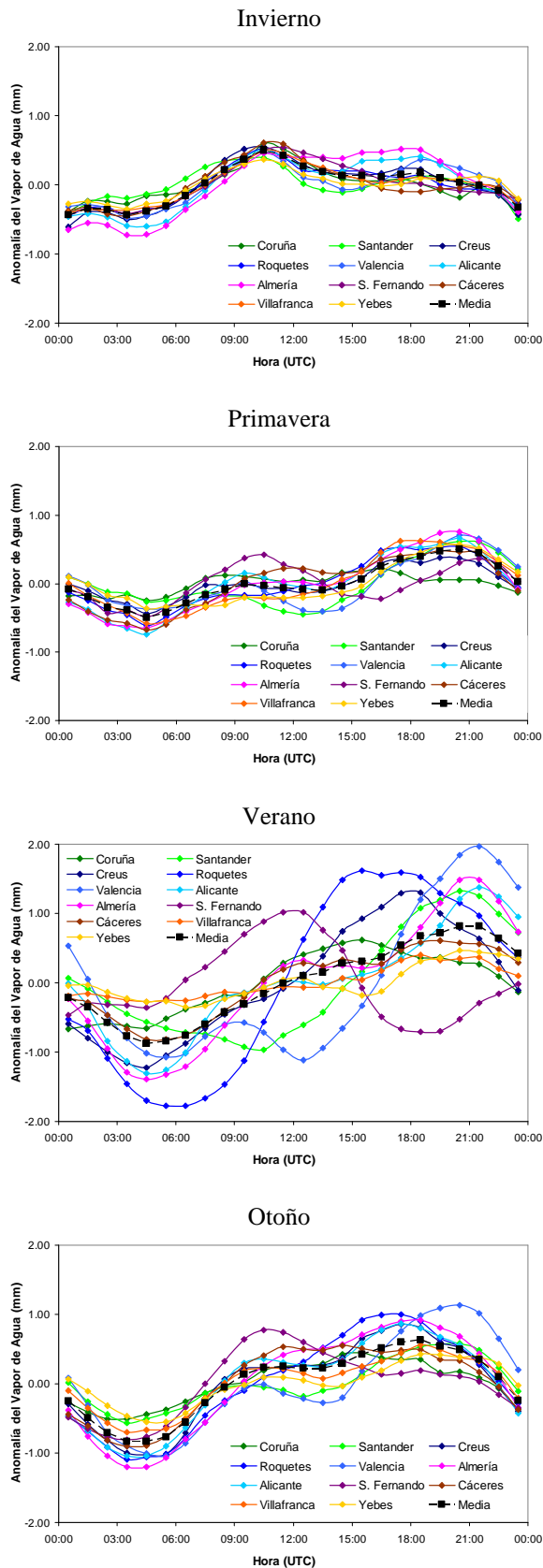


Fig. 4.- Ciclos diurnos estacionales de todos los emplazamientos agrupados por las estaciones del año.

Al igual que ocurría con los ciclos diurnos anuales, los ciclos diurnos estacionales de los distintos

emplazamientos son más similares durante la noche y primeras horas de la mañana que durante la tarde para las cuatro estaciones del año.

En promedio de todos los emplazamientos (Fig. 5), el verano se caracteriza por una onda con un mínimo de madrugada (sobre las 4:30UTC), y un máximo al final del día (sobre las 21UTC), siendo la pendiente de la rama descendente durante la noche más pronunciada que la de la rama ascendente durante el día. Por su parte, el invierno se caracteriza porque el máximo es alcanza poco antes del mediodía (sobre las 10:30UTC) mientras que el mínimo se alcanza de madrugada, aproximadamente sobre la misma hora que en el verano, con lo que el ciclo tiene un periodo de crecimiento rápido a primera hora de la mañana y un decrecimiento lento durante la tarde y noche con alguna ondulación secundaria. La primavera y el otoño tienen un comportamiento similar, con un mínimo de madrugada y un máximo al final de la tarde, aunque más temprano en el caso del otoño. La diferencia con el verano radica en que la rama ascendente está dividida en dos tramos, uno hasta las 10UTC (hora del máximo del invierno) y otro a partir de las 15UTC, manteniéndose prácticamente constante entre las 10UTC y las 15UTC.

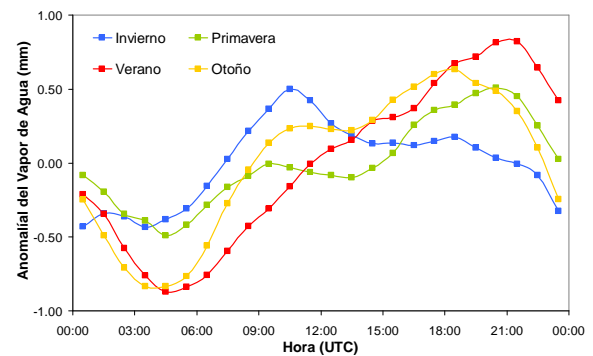


Fig. 5.- Ciclo diurno medio de todos los emplazamientos para las cuatro estaciones del año.

La amplitud del ciclo medio estival de todos los emplazamientos es de 1.69mm, que casi duplica la del invierno (0.93mm), aunque en valor porcentual es muy similar (entorno a un 7%). Lo mismo ocurre con el valor máximo y mínimo de la anomalía. En primavera se dan valores muy similares a los del invierno, mientras que el otoño toma valores intermedios entre el verano y el invierno (Tabla 2).

	Invier.	Prima.	Verano	Otoño
Máximo	0.50	0.51	0.82	0.63
Mínimo	-0.43	-0.49	-0.87	-0.83
Amplitud	0.93	1.00	1.69	1.47

Tabla 2.- Valores máximo y mínimo de la anomalía y amplitud del ciclo diurno medio para las cuatro estaciones.

Según Wang (Wang et al., 2007) el ciclo diurno para la región europea calculado en base a la media de 110 estaciones GPS repartidas por todo el continente es más fuerte en verano, con una amplitud de aproximadamente 1.2mm, siendo la oscilación algo más débil en invierno y otoño, y prácticamente despreciable en primavera. El máximo de PW se alcanza en invierno al mediodía; en otoño entre las 16UTC y las 18UTC; y en verano entre las 20UTC y las 22UTC. Los resultados obtenidos en este estudio están en buena concordancia con estos para el verano, el otoño y el invierno, tanto en la forma de ciclo como en la hora a la que tiene lugar el máximo, aunque no así en su amplitud, siendo esta mayor en la Península que en el resto de Europa. Sin embargo, no se puede decir lo mismo para la primavera, donde los ciclos difieren totalmente.

4. CICLO DIURNO POR ZONAS GEOGRÁFICAS

La situación geográfica de la península Ibérica y su orografía determinan distintas zonas climatológicas bien diferenciadas. En este apartado se pretende caracterizar el ciclo diurno del PW en cada una de ellas. Para ello se ha dividido la Península en cinco zonas geográficas: costa cantábrica, costa atlántica norte, costa atlántica sur (golfo de Cádiz), costa mediterránea, y meseta interior. La elección de estas zonas ha estado condicionada no sólo por motivos climatológicos sino también por el número de estaciones disponibles.

Para cada zona, el ciclo diurno se ha obtenido como la media de los ciclos de las estaciones de la zona. La asignación de las estaciones a cada zona se ha realizado de la siguiente manera:

Costa Atlántica Norte:	Coruña
Costa Cantábrica:	Santander
Costa Mediterránea:	Almería; Alicante; Valencia; Roquetes; Creus
Meseta Interior:	Cáceres; Villafranca; Yebes
Costa Atlántica Sur:	San Fernando

Los resultados (Fig. 6) muestran que en la costa cantábrica el ciclo diurno presenta dos partes diferenciadas; una durante la noche y hasta pasado el mediodía, que consiste en una onda de pequeña amplitud con un máximo a primeras horas de la mañana y dos mínimos, uno de madrugada y otro al final del periodo; y la otra que abarca el resto del día y que consiste en un seno pronunciado con el máximo sobre las 20-21UTC. En la zona del atlántico sur el ciclo diurno se podría describir como un pulso pronunciado entre las 4:30UTC y 16:30UTC con el máximo hacia la mitad del periodo, y pocas variaciones en el resto del día; mientras que en la norte se da un ciclo suavizado con un mínimo de madrugada y un máximo poco

pronunciado entre las 11UTC y las 17UTC. La costa mediterránea es la zona que presenta el ciclo más pronunciado con un mínimo de madrugada aumentando aproximadamente hasta las 10UTC cuando se estabiliza para volver a aumentar a partir de las 14UTC alcanzando el máximo entre las 18-20UTC para disminuir rápidamente a partir de esa hora. En la zona centro el ciclo es similar en su forma al de la zona mediterránea pero con una amplitud menor tanto en el máximo como en el mínimo.

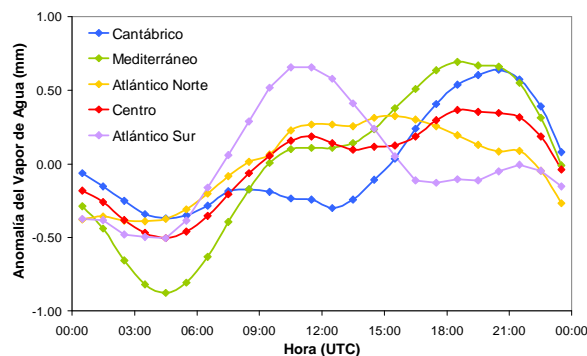


Fig. 6.- Ciclo diario del PW por zonas geográficas.

Las zonas con un comportamiento más dispar sólo disponen de una estación lo que puede deberse a efectos muy locales.

En la figura 7 se han representado los ciclos diurnos estacionales para cada zona. En invierno las discrepancias son prácticamente despreciables, sólo resalta un pequeño máximo secundario sobre las 18:30UTC en la zona mediterránea, y que en la zona cantábrica el máximo es más redondeado y el descenso tiene lugar en dos tramos con un mínimo relativo poco después del mediodía. Tanto el valor máximo y mínimo de las anomalías y la amplitud total del ciclo apenas difieren en 0.1-0.2mm en el peor de los casos. La zona mediterránea es la que presenta la máxima amplitud, mientras que la centro y cantábrica son las que presentan la mínima amplitud, la primera debido a que el mínimo es el menos pronunciado, mientras que en el caso de la segunda ocurre lo mismo con el máximo (Tabla 3).

En primavera el ciclo de la zona centro y de la mediterránea prácticamente se superponen. La zona del atlántico norte difiere de las anteriores a partir de las 16UTC, cuando en lugar de crecer para alcanzar el máximo se mantiene prácticamente constante, mientras que la cantábrica discrepa en las horas centrales del día al presentar un mínimo relativo en lugar de mantenerse estable. La zona del atlántico sur es la que presenta un comportamiento más discordante con el resto. En cuanto a la amplitud del ciclo esta es sólo ligeramente superior a la del invierno, salvo en el caso del atlántico norte donde se reduce a menos de la mitad (Tabla 3).

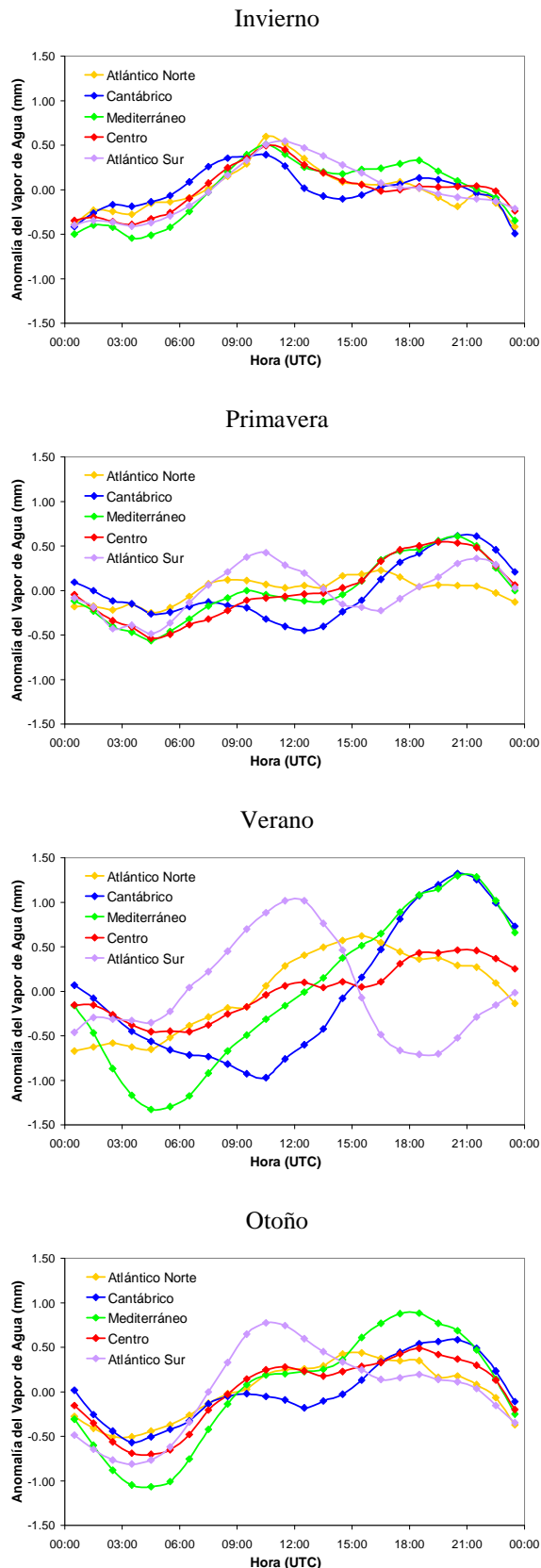


Fig. 7.- Ciclos diarios estacionales por zonas.

Aunque en el verano es cuando se presentan los comportamientos más dispares, también se pueden

encontrar similitudes. Por un lado están la zona mediterránea y la cantábrica que coinciden tanto en valor como en la hora del máximo, sin embargo difieren en el mínimo, en la mediterránea es más profundo y se alcanza de madrugada, mientras que en la cantábrica lo hace sobre las 10:30UTC. Por otro lado, estarían la zona del atlántico norte y centro donde su diferencia principal radica en la hora del máximo, a primeras horas de la tarde en el atlántico norte y a últimas en el centro. Una vez más el comportamiento del ciclo diario en la zona del atlántico sur es el que guarda menos similitudes con el resto de zonas, siendo especialmente singular que el mínimo se alcanza durante la tarde. Respecto a la amplitud del ciclo, esta es menor en la zona del atlántico norte y especialmente en la del centro, siendo más del doble en el área mediterránea.

	Invier.	Prim.	Verano	Otoño
Cantábrico	0.89	1.06	2.29	1.15
Atl. norte	1.02	0.47	1.29	0.95
Mediterráneo	1.05	1.17	2.63	1.95
Atl. sur	0.95	0.91	1.72	1.59
Centro	0.88	1.08	0.92	1.19

Tabla 3.- Valores de la amplitud del ciclo diario medio para las cuatro estaciones por zonas geográficas.

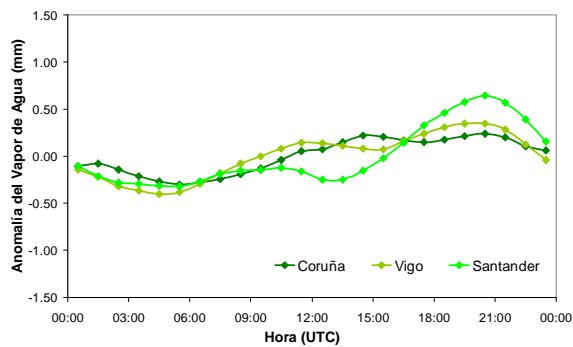
Por último, en otoño las diferencias radican más en el valor del máximo y del mínimo y en la hora del máximo que en la propia forma del ciclo, con la excepción de la zona del atlántico sur que una vez más, guarda otro patrón de comportamiento.

5. CICLO DIURNO AÑO 2008

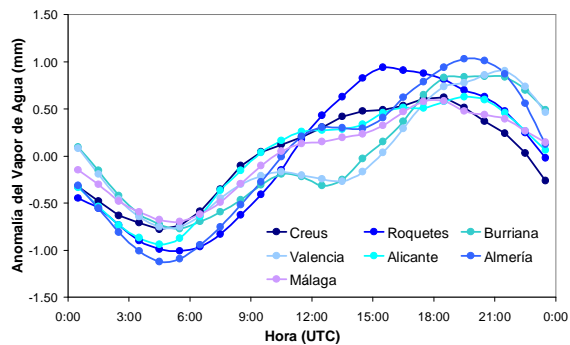
El reducido número de estaciones con series largas impide afirmar que el ciclo diario obtenido en el apartado anterior para cada zona geográfica sea representativo de toda ella. Afortunadamente, en los últimos años (especialmente en 2007) el número de receptores GPS instalados ha aumentado de forma considerable. Ello nos permitirá estudiar en este apartado el ciclo diario de un mayor número de estaciones, aunque sólo con los datos del año 2008. Con esto se persigue analizar la variabilidad del ciclo diario en cada zona y comprobar si la división realizada es coherente.

En la figura 8 se han representado los resultados obtenidos. De la simple inspección visual de las gráficas se desprende que las estaciones de Coruña y Vigo siguen el mismo patrón, no así la de Santander (Fig. 8a). En principio de aquí se puede concluir que la división de la costa norte, que se ha hecho en el apartado anterior, en atlántica y cantábrica, está justificada. Aunque sólo se disponga de dos estaciones en el norte de la costa atlántica, su buena armonía a pesar de distar 150km, apunta a un patrón general de comportamiento para la zona.

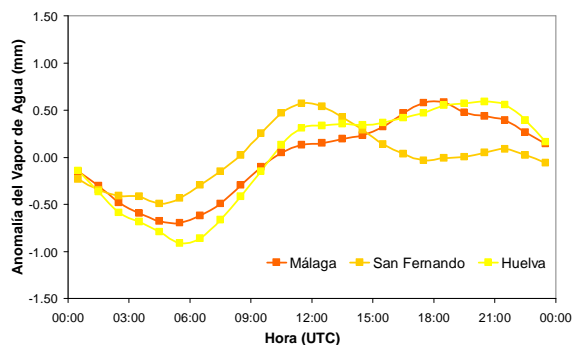
a) Costas del norte



b) Costa mediterránea



c) costas del sur (atlántica y mediterránea)



d) interior

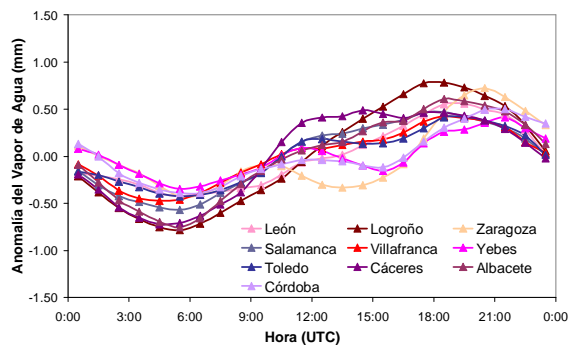


Fig. 8.- Ciclo diurno de todos los emplazamientos agrupados por áreas geográficas (sólo con los datos del año 2008).

En la costa mediterránea las diferencias se encuentran principalmente al mediodía y primeras horas de la tarde. En la mayoría de las estaciones el PW en esa franja horaria se mantiene o aumenta poco, excepto en Roquetes donde se mantiene el mismo ritmo de crecimiento de la mañana, y en Valencia y Burriana (próximas entre sí) donde disminuye ligeramente, lo que apunta a un efecto local (Fig. 8b). Aunque también existen diferencias en la amplitud del máximo y del mínimo el comportamiento medio está bien representado.

En la costa del sur destaca la buena concordancia entre las estaciones de Huelva y Málaga a pesar de la distancia entre ellas, y sobre todo por encontrarse una en el Mediterráneo y la otra en el Atlántico. De hecho el ciclo de Málaga se asemeja más al de Huelva que al resto de las estaciones mediterráneas. Sin embargo no ocurre lo mismo entre la de San Fernando y la de Huelva (Fig. 8c). Esto confirma el comportamiento discrepante que se había obtenido en el punto anterior para la estación de San Fernando, su ubicación en las cercanías del estrecho de Gibraltar confiere a esta estación un comportamiento especial por lo que su ciclo no se puede considerar representativo de la costa atlántica sur.

En el interior peninsular es donde más ha aumentado el número de estaciones GPS, pudiéndose apreciar distintos matices en el ciclo diurno debido a la compleja orografía de la Península. Encontramos las estaciones de ambas mesetas con un patrón de comportamiento bastante semejante en casi todas ellas (Fig. 8d). La estación de Yebes es la que no seguiría el mismo patrón, asemejándose más al de las estaciones ubicadas en los valles de los grandes ríos (Zaragoza y Córdoba), presentando una disminución en el contenido de vapor de agua entre las 12UTC y las 15UTC. Otros comportamientos ligeramente diferentes se presentan en las estaciones de Cáceres y Logroño.

Del análisis de los ciclos diurnos estacionales de todos los emplazamientos para el año 2008 (gráficas no representadas), se puede concluir que los ciclos diurnos de las zonas definidas son más representativos de las mismas principalmente para el invierno, y también pero en menor medida para la primavera y el otoño. Sin embargo en el verano el ciclo diurno está más influenciado por efectos locales (básicamente durante el día) aumentando las variaciones, especialmente a la hora del máximo de PW y en la amplitud del mismo. Esto aconseja caracterizar el ciclo diurno estival por zonas más uniformes, así habría que diferenciar al menos en la costa sur entre costa atlántica, mediterránea y zona del estrecho, y en el interior entre meseta (se podría unificar la norte y la sur), valle del Guadalquivir, valle del Ebro y Extremadura.

6. FACTORES DEL CICLO DIURNO

Las causas que producen las variaciones en el PW se pueden clasificar en tres grandes grupos: cambio de la masa de aire a gran escala, evaporación y condensación en el seno de la masa de aire, y advecciones húmedas o secas (corrientes locales). Las variaciones debidas a los cambios en la situación sinóptica no siguen el patrón de un ciclo diario, así al promediar un gran número de días se suavizan y desaparecen, permaneciendo sólo aquellas que siguen un patrón de comportamiento diario y que están relacionadas con el ciclo diario de la radiación solar incidente (Wu et al. 2003). Esta es la última responsable de las variaciones en los factores que determinan el PW, como son: la temperatura superficial, la evapotranspiración (Dai et al. 1999b), las circulaciones locales del aire (Dai y Deser 1999), la condensación y la precipitación (Dai et al. 1999a; Dai 2001), o los movimientos verticales.

El ciclo diario del PW está determinado por la suma de las contribuciones de cada uno de estos factores. Dai (Dai et al. 2002) descompuso el ciclo diario del PW de 54 estaciones de Norte América en armónicos simples con periodos de 24, 12, 8 y 6 horas, encontrando que con los dos primeros armónicos se representaba bastante bien el ciclo diario. El primer armónico (periodo de 24 horas) explicaba más del 50% de la varianza, mientras que el segundo (periodo de 12 horas) contribuía con menos de un 25%. Juntos, ambos armónicos explicaban más del 80% de la varianza de la mayoría de las estaciones.

Uno de los factores con más peso en el sumatorio debería ser la temperatura. El calentamiento diario activa la evaporación aumentando la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. Además, cuanto mayor sea la temperatura del aire mayor es la cantidad de vapor de agua que puede contener sin que sobrevenga la condensación por saturación. Por la noche el enfriamiento nocturno provoca la disminución por condensación del contenido de vapor de agua.

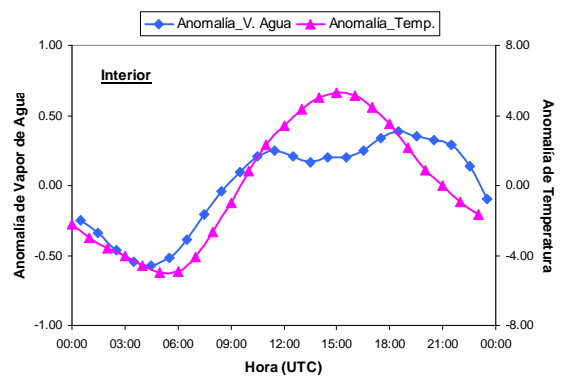
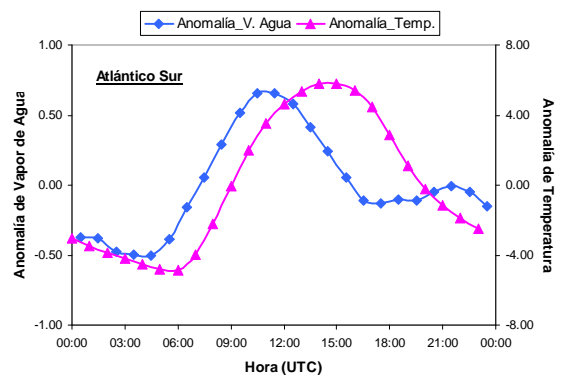
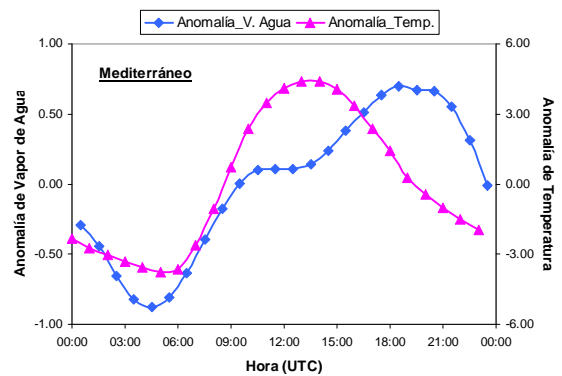
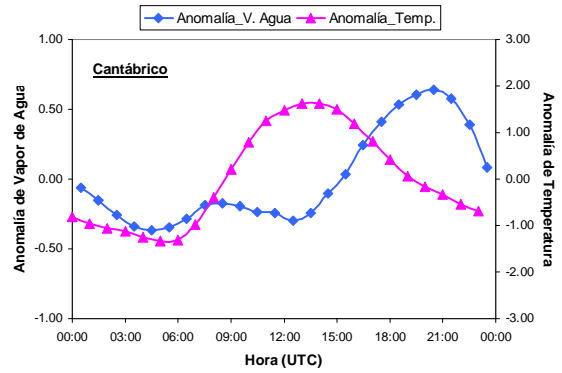
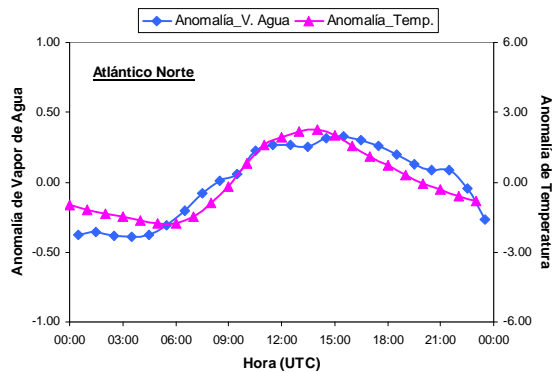


Fig. 9.- Ciclo diario medio del PW y de la temperatura para cada zona geográfica.

En la figura 9 se ha representado el ciclo diario medio anual del PW y de la temperatura para las zonas definidas. En ellas se observa como el mínimo

de ambos ciclos está prácticamente en fase en todas ellas, no así el máximo (Li et al., 2008). En la costa mediterránea y cantábrica el máximo de temperatura se alcanza una a dos horas después del mediodía, mientras que el PW lo hace a última hora de la tarde. Mientras que en el atlántico sur el desfase es de signo opuesto, el máximo de PW tiene lugar antes que el de temperatura. En el interior y en el atlántico norte ambos ciclos están en fase. El ciclo de la temperatura por sí sólo explicaría el ciclo del PW durante la noche, pero no durante el día.

Otro factor importante es el viento. Este actúa favoreciendo la evaporación en la capas junto al suelo, y como agente transportador de humedad. El régimen diurno del viento, sustrayendo la componente media debida a la situación sinóptica, viene determinado por el movimiento del sol y los efectos geográficos locales. La variación diurna del PW parece estar fuertemente condicionada por las circulaciones térmicas locales generadas por la topografía, debiéndose el desfase del ciclo diurno entre diferentes emplazamientos al transporte de humedad (Li et al., 2008).

Debido al movimiento del sol, la velocidad del viento en su régimen diurno arcecia durante el día y amaina por la noche. Respecto a la dirección, el viento tiende a soplar hacia la vertical del sol por la depresión térmica que este genera. Es decir, por la mañana los vientos serían del oeste rolando hacia el sur al mediodía y al este por la tarde.

Las brisas, tanto de mar como de montaña, son un claro ejemplo de un régimen local del viento. Su mecanismo es bien conocido, y se debe al desigual calentamiento de la tierra y el mar, o del valle y la montaña, estableciéndose un gradiente de presión que genera el viento. Durante el día las brisas soplan de mar a tierra (brisa de mar), por tanto son vientos húmedos que aportan vapor de agua. Por la noche el mayor enfriamiento de la tierra provoca que el régimen de las brisas se invierta, soplando de tierra a mar (brisa de tierra). La brisa de tierra advecta hacia la costa el aire húmedo previamente advectado hacia tierra por la brisa de mar habiendo experimentado un enfriamiento y condensación, por lo que serán vientos más secos. La aparición de las brisas, así como la hora de su comienzo, y la extensión vertical de la capa afectada dependerá de la situación sinóptica general (Bastin et al., 2007).

Debido a la alta insolación en las estaciones costeras mediterráneas el ciclo diurno del vapor de agua está muy influenciado por la advección de aire húmedo por las brisas marinas. En una estación típica de la costa mediterránea como es Valencia se aprecia como para las cuatro estaciones se establece el régimen de brisas marinas (vientos del segundo cuadrante), siendo en verano más dominantes y con

una mayor duración. Las brisas marinas provocan que el contenido de vapor de agua continúe aumentando aún mucho después de que la temperatura haya empezado a descender (Fig. 10). El vapor de agua comienza a descender cuando el régimen de brisas se debilita sobre las 21-22UTC. Lo que no quedaría explicado es el mínimo relativo que se produce entre las 11UTC y las 14UTC, coincidiendo con el máximo de temperatura. En la figura 10 se observa que aproximadamente a la hora a la que se establece el régimen de brisas se produce una disminución en el vapor de agua. En las primeras horas de la mañana una vez establecido el régimen de brisas, el aire cálido en contacto con la tierra y que ha evaporado la humedad superficial se eleva y es reemplazado por otro de origen marino, pero más frío y que transporta menos humedad. Pasado el mediodía el mar, y el aire en contacto con él, se ha calentado lo suficiente para que la brisa marina suponga un aporte importante de humedad hacia el interior.

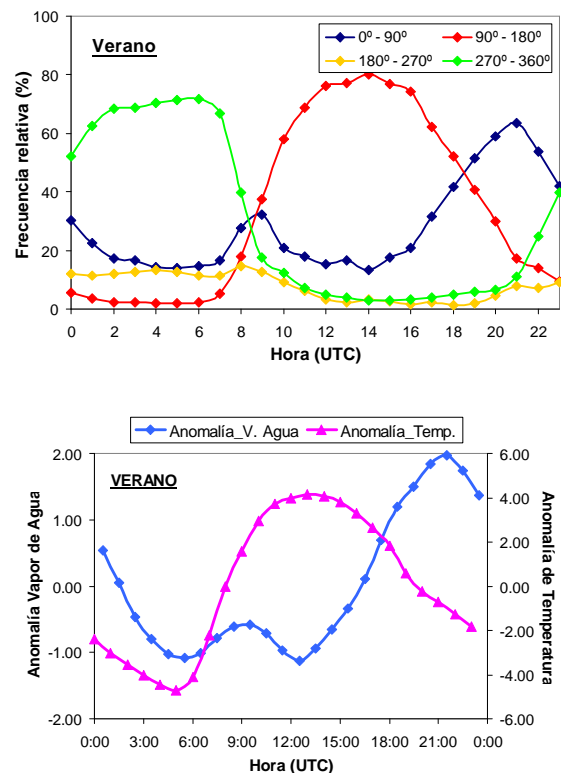


Fig. 10.- Ciclos diurnos de la frecuencia relativa (%) de los vientos agrupados por cuadrantes y del PW y la temperatura para la estación de Valencia en verano.

En las estaciones del interior el ciclo diurno medio anual del vapor de agua y el de la temperatura parecen estar más acoplados al no darse ningún régimen diurno predominante de vientos que altere sustancialmente el PW. Sin embargo si se estudian los ciclos estacionales si se aprecian desfases, pero

de signo opuesto en invierno y en verano. Este mismo hecho se observa también en el resto de zonas, pero lo que ocurre en otras como la mediterránea es que el desfase negativo, retraso del vapor de agua respecto de la temperatura, del invierno es compensado y superado por el desfase positivo de las otras tres estaciones por la contribución de las brisas marinas. En la costa atlántica norte (Coruña) aún registrándose el régimen de brisas, este no es tan intenso como en la mediterránea por lo que al final en el computo anual los ciclos del PW y la temperatura están en fase. La costa cantábrica debería tener un comportamiento similar a la del atlántico norte, pero las brisas marinas son reforzadas por las de montaña debido a su situación a la falda de la cordillera cantábrica (Sasaki y Kiruma, 2001; Ohtani, 2001), semejándose el ciclo más al de la zona mediterránea.

En el caso del atlántico sur (San Fernando), incluso en verano el máximo de vapor de agua se alcanza pocas horas después del mediodía, disminuyendo poco después de forma pronunciada, cuando por su situación geográfica de estación costera el régimen de brisas marinas, ya establecido a esa hora como confirma la rosa de los vientos, debería continuar aportando humedad hasta el final de la tarde. La explicación puede radicar en la proximidad del estrecho de Gibraltar. Cuando se establece el régimen de brisas el viento gira de componente este a oeste, pasando de transportar una masa de aire con influencia mediterránea, más cálido y húmedo, a otra de origen atlántico, más fría y con menor contenido de humedad.

Los movimientos verticales transportan vapor de las capas bajas a las altas favoreciendo la difusión del PW y la evaporación. El vapor de agua se incorpora a la atmósfera desde la superficie terrestre por evaporación, acumulándose en la capa junto al suelo. Con la salida del sol, el calentamiento diurno desencadena los movimientos turbulentos y la mezcla en la vertical. El espesor de la capa de mezcla aumenta con la intensidad de la radiación solar incidente. Aunque la humedad específica junto al suelo disminuye hacia mediodía cuando se generan las corrientes ascendentes, la cantidad total de vapor de agua aumenta (Wu et al., 2003). Las variaciones de vapor de agua por encima de la capa de mezcla tienen que ser atribuidas a la advección de humedad por circulaciones locales inducidas por calentamientos diferenciales (Kimura et al., 1997). Durante la noche no hay turbulencia térmica, y el enfriamiento nocturno favorece la estratificación de las capas bajas de la atmósfera y la estabilidad.

Los movimientos verticales podrían explicar porque en invierno el máximo de PW se alcanza antes que el de temperatura. Durante el invierno la estratificación de la atmósfera es mayor

desarrollándose la inversión de subsidencia típica de los anticiclones invernales, que actúa a modo de tapadera inhibiendo los movimientos verticales. Al estar muy limitada la mezcla turbulenta en la vertical, cuando la humedad relativa cerca de la superficie alcanza cierto valor, aunque la temperatura continúe subiendo no lo hace igual la evaporación. De igual manera el periodo de tres a cuatro horas alrededor del mediodía que se observa en la zona del interior cuando el PW se mantiene bastante constante mientras que la temperatura continua subiendo, se explicaría en base a la detención de los movimientos verticales a cierta altura hasta que la temperatura alcanza la temperatura de disparo necesaria para provocar la convección.

Referencias:

Bastin S., Champollion C., Bock O., Drobinski P., Masson F. (2007): Diurnal Cycle of Water Vapor as Documented by a Dense GPS Network in a Coastal Area during ESCOMPTE IOP2. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46, 167–182.

Bevis M., Businger S., Herring T.A., Rocken C., Anthes R.A., Ware R.H., (1992): GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.* 97, 15787-15801.

Brunner F. K., M. Gu (1991): An improved model for the dual frequency ionospheric correction of GPS observations, *Manusc. Geod.*, 16, 205-214, 1991.

Dai A., Deser C. (1999): Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields. *J. Geophys. Res.*, 104, 31,109– 31,125.

Dai A., Giorgi F., Trenberth K.E. (1999a): Observed and model-simulated precipitation diurnal cycle over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, 104, 6377–6402.

Dai A., Trenberth K.E., Karl T. R. (1999b): Effects of clouds, soil moisture, precipitation and water vapor on diurnal temperature range. *J. Clim.*, 12, 2451–2473.

Dai A. (2001): Global precipitation and thunderstorm frequencies, II, Diurnal variations. *J. Clim.*, 14, 1112–1128.

Dai A., Wang J., Ware R. H., Van Hove T. (2002): Diurnal variation in water vapor over North America and its implications for sampling errors in radiosonde humidity. *J. Geophys. Res.*, 107(D10), 4090, doi:10.1029/2001JD000642.

- Davis J.L., Herring T.A., Shapiro I.I., Rogers A.E., Elgered G. (1985): Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modelling errors on estimates of baseline length, *Radio Sci.*, 20, 1593-1607.
- Duan J., Bevis M., Fang P., Bock Y., Chiswell S., Businger S., Rocken C., Solheim F., van Hove T., Ware R., McClusky S., Herring T.A., King R.W. (1996): GPS Meteorology: Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water, *J. Applied Meteorology* 35, 830-838, 1996.
- Elgered G., Davis J.L., Herring T.A., Shapiro I.I. (1991): Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay, *J. Geophys. Res.*, 96, 6541-6555, 1991.
- Herring T., Davis J.L., Shapiro I.I. (1990): Geodesy by radio interferometry: The application of Kalman filtering to the análisis of very long baseline interferometry data, *J. Geophys. Res.*, 95, 12,561-12,581, 1990.
- Jakobson E., Ohvril H., Elgered G. (2009): Diurnal variability of precipitable water in the Baltic region, impact on transmittance of the direct solar radiation, *Boreal Env. Res.* 14: 45–55.
- Kimura F., Tanikawa R., Yoshizaki M. (1997): Diurnal variation of precipitable water in clear days over the northern mountains in Kanto plain (in Japanese). *Tenki*, 44, 799–807.
- Li G., Kimura F., Sato T., Huang D. (2008): A composite analysis of diurnal cycle of GPS precipitable water vapor in central Japan during Calm Summer Days, *Theor. Appl. Climatol.*, 92, 15-29, doi:10.1007/s00704-006-0293-x.
- Ohtani R. (2001): Detection of water vapor variations driven by thermally induced local circulations using the Japanese continuous GPS array. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 151–154.
- Rocken C., Ware R., Van Hove T., Solheim F., Alber C. Johnson J. (1993): Sensing atmospheric water vapor with the global positioning system. *Geophysical R. Letters*, vol. 20, pag. 2631-2634, 1993.
- Saastamoinen J. (1972): Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, in *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 15, edited by S. W. Henriksen, et al., pp. 247-251, AGU, Washington, D.C., 1972.
- Sasaki T., and Kimura F. (2001): Diurnal variation of water vapor content over the Kanto area during clear summer days observed through GPS precipitable water (in Japanese). *Tenki*, 48, 65–74.
- Spilker, J. J. (1980): GPS signal structure and performance characteristics, in *Global Positioning System*, vol. 1, The Institute of Navigation, Washington, D.C., 1980.
- Tralli D.M., Lichten S.M. (1990): Stochastic estimation of tropospheric path delays in global positioning system geodetic measurements, *Bull. Geod.*, 64, 127-159, 1990.
- Wang, J., L. Zhang, A. Dai, T. Van Hove, J. Van Baelen (2007): A near-global, 2-hourly data set of atmospheric precipitable water from ground-based GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, D11107, doi:10.1029/2006JD007529.
- Wu, P., J. Hamada, S. Mori, Y. I. Tauhid, M. D. Yamanaka, F. Kimura (2003): Diurnal variation of precipitable water over a mountainous area of Sumatra Island. *J. Appl. Meteor.*, 42, 1107-1115.