

Universitat Politècnica de València

Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría



TESIS DOCTORAL

**Análisis y predicción de lluvias intensas en
la Comunidad Valenciana basados en la
estimación del contenido de vapor de agua
atmosférico obtenido con técnicas GNSS**

Valencia, Noviembre 2012

Autor: **J. Enrique Priego de los Santos**

Directores: **Dr. José Luis Berné Valero**

Dr. Andrés Seco Meneses

Agradecimientos

A Maru, de la que he aprendido que cada día es el mejor del año, a mis hijos, mi mejor fortuna, y a mis padres, mis primeros maestros.

A mis tutores, José Luis Berné y Andrés Seco, por su amistad, sus consejos, su confianza y trasmitirme la perseverancia necesaria para realizar esta tesis.

A los compañeros del grupo de investigación de la Universidad Pública de Navarra, especialmente a Eduardo Serna, por su paciencia y ayuda con los procesados, sin olvidarme de Xavier Archanco y Eduardo Prieto, a todos ellos por su atención en mis visitas a Pamplona.

A Pascual Garrigues, Emilio Benítez y Fernando Cruz, que me han facilitado la colocación de los equipos GNSS. A Pascual agradecerle también todo el apoyo logístico, y a Emilio la ayuda en la descarga de datos y cálculos.

A Rafael Doménech, por facilitarme el acceso a los datos de las estaciones GNSS de la Autoridad Portuaria de Valencia.

A José Ángel Núñez (AEMET) y Álvaro Muñoz (UPV), por gestionarme de forma eficiente el suministro de los muchos datos meteorológicos que les he solicitado.

A Mónica López y Albert Barniols (TVE) por su asesoramiento meteorológico.

A Raquel Capilla y Mar Rubio por su apoyo material y humano desde el ICV.

A Txomin Hermosilla, por atenderme y facilitarme todo aquello que le he pedido para materializar esta tesis.

A Alfonso Fernández por estar siempre predispuesto a cualquier tipo de ayuda.

A Josep Pardo y Luis Ángel Ruiz, por sus consejos y traducciones.

Resumen

Los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) han transformado las técnicas de posicionamiento, la navegación y el tiempo, llegando a ser indispensables en muchas de las actividades de la vida diaria. Aparte de las aplicaciones civiles y comerciales ya conocidas, la tecnología GNSS puede utilizarse como sistema de observación atmosférica, puesto que se ha demostrado su capacidad para estimar el contenido de vapor de agua en la atmósfera a partir del retraso troposférico que sufre la propagación de la señal en la dirección satélite-receptor.

La distribución y evolución del vapor de agua es determinante en el funcionamiento climático y meteorológico de la atmósfera terrestre, siendo una de las variables climáticas esenciales de observación sistemática que actualmente ha definido el Sistema de Observación del Clima Mundial (GCOS, *Global Climate Observing System*). El comportamiento del vapor de agua atmosférico es esencial para estudios de cambio climático, puesto que es el principal gas de efecto invernadero que influye en el calentamiento global. Además, es un componente primordial en la estabilidad vertical de la atmósfera, interviniendo activamente en la evolución de los sistemas tormentosos.

Hasta hace poco tiempo, esta variable atmosférica no estaba bien definida al no disponerse de medidas con la suficiente resolución para representar su alta inestabilidad espacial y temporal. El incremento en los últimos años de estaciones de referencia permanentes GNSS a escala mundial, supone un importante avance para la monitorización del vapor de agua o cantidad de agua precipitable (PW).

Una de las características principales que definen las precipitaciones dentro de la Comunidad Valenciana es la variabilidad, pero lo realmente interesante es la extraordinaria intensidad pluviométrica mostrada en determinados episodios. En el área levantina las lluvias torrenciales afectan con relativa frecuencia, hasta el punto de considerarlas características de esta región. Asimismo el PW se presenta en esta región con mayor variabilidad e inestabilidad, lo que va ligado de forma intrínseca a las precipitaciones intensas.

El objetivo de esta Tesis es analizar el comportamiento del contenido de vapor de agua atmosférico determinado a partir de las observaciones GNSS realizadas en las estaciones de referencia localizadas en la Comunidad Valenciana, estableciendo un sistema de observación y monitorización atmosférica en la zona de estudio.

Una vez verificada la metodología empleada para la determinación del vapor de agua, se analiza la influencia del agua precipitable durante los episodios de lluvia más significativos ocurridos en la Comunidad Valenciana en los últimos 11 años (serie temporal de datos disponible), para establecer los criterios que permitan predecir este tipo de eventos meteorológicos, dado que este nuevo producto GNSS aporta información de la heterogeneidad espacial y rápida variabilidad temporal de la humedad en la troposfera. Asimismo, se establecen las relaciones del PW con las variables meteorológicas presión atmosférica y precipitación, evaluando la tendencia y variabilidad del vapor de agua atmosférico cuando se han sucedido eventos de lluvia copiosa, caracterizando de forma gráfica para cada uno de los meses del año, las condiciones habituales de la combinación presión-PW en la zona de estudio.

Abstract

The Global Navigation Satellite System (GNSS) techniques have transformed positioning, navigation and time, becoming indispensable in many activities of daily living. Apart from commercial and civilian applications already known GNSS technology can be used as atmospheric observation system, since it has been demonstrated its ability to estimate the content of water vapor in the atmosphere from suffering tropospheric delay propagation signal in the satellite-receiver direction.

The distribution and evolution of water vapor is critical for the functioning of climate and weather atmospheric, being one of the essential climate variables systematic observation currently defined System Global Climate Observing System (GCOS Global Climate Observing System). The behavior of the atmospheric water vapor is essential for studies of climate change, since it is the main greenhouse effect gas that affects global warming. It is also a major component in the vertical stability of the atmosphere, actively involved in the evolution of storm systems.

Until recently, this variable was not well defined atmospheric in the absence of measures with sufficient resolution to represent their high spatial and temporal instability. The increase in recent years of permanent GNSS reference stations worldwide, is a major breakthrough for monitoring the amount of water vapor or precipitable water (PW).

One of the main characteristics that define the rainfall within the Valencia is the variability, but an interesting aspect is the extraordinary rainfall intensity shown in some episodes. In the Levant area torrential rainfalls affects relatively often to the point of considering characteristics of this region. PW also occurs in this region with greater variability and instability, which is intrinsically linked to the heavy rainfall.

The objective of this thesis is to analyze the behavior of the water vapor content determined from atmospheric observations made in GNSS reference stations located in Valencia, establishing a system of observation and atmospheric monitoring in the study area.

After verifying the methodology used for the determination of water vapor, we analyze the influence of precipitable water over the most significant rain events occurred in Valencia in the last 11 years (time series data available), to establish the criteria to predict weather events, since this new product GNSS provides information of spatial and

temporal variability of rapid moisture in the troposphere. The PW relations with meteorological variables atmospheric pressure and precipitation, is also described, evaluating the trend and variability of atmospheric water vapor when heavy rainfall events occurred, characterizing graphically for every month of the year, normal conditions in the pressure-PW combination in the study area.

Resum

Els Sistemes Globals de Navegació per Satèl·lit (GNSS) han transformat les tècniques de posicionament, la navegació i, al temps, han arribat a ser imprescindibles en moltes de les activitats de la vida diària. Amés de les aplicacions civils i comercials ja conegudes, la tecnologia GNSS pot utilitzar-s'hi com sistema d'observació atmosfèrica ja que ha demostrat la seua capacitat per estimar el contingut de vapor d'aigua a l'atmosfera a partir del retard troposfèric que pateix el senyal en la direcció del satèl·lit-receptor.

La distribució i evolució del vapor d'aigua és determinant en el funcionament climàtic i meteorològic de l'atmosfera terrestre, constituint una de les variables climàtiques essencials d'observació sistemàtica que actualment ha definit el Sistema d'Observació del Clima Mundial (GCOS, Global Climate Observing System). El comportament del vapor d'aigua atmosfèric és essencial per als estudis de canvi climàtic, ja que és el principal gas d'efecte hivernacle que influeix en el escalfament global. Amés, és un component primordial en l'estabilitat vertical de l'atmosfera, intervenint-hi activament en la evolució dels sistemes de tronades.

Fins fa poc de temps, aquesta variable atmosfèrica no estava ben definida al no disposar-se de mesures amb suficient resolució per representar la seua inestabilitat espacial i temporal. El increment en els darrers anys d'estacions de referència permanents GNSS a escala mundial, suposa un important avanç per al seguiment del vapor d'aigua o la quantitat d'aigua precipitable (PW).

Una de les característiques principals que defineixen les precipitacions a la Comunitat Valenciana és la variabilitat, però el que és realment interessant és l'extraordinària intensitat pluviomètrica que mostra en determinats episodis. A l'àrea llevantina les pluges torrencials afecten amb relativa freqüència fins al punt que s'hi poden considerar característiques d'aquesta regió. Així mateix, el PW es presenta en aquesta regió amb major variabilitat i inestabilitat, el que va associat de forma intrínseca a les precipitacions intenses.

L'objectiu d'aquesta Tesi és analitzar el comportament del contingut de vapor d'aigua atmosfèrica determinat a partir de les observacions GNSS fetes en les estacions de referència localitzades a la Comunitat Valenciana, establint un sistema d'observació i monitorització atmosfèrica a la zona d'estudi.

Una vegada verificada la metodologia emprada per a la determinació del vapor d'aigua, s'analitza la influència de l'aigua precipitable durant els episodis de pluja més significatius esdevinguts a la Comunitat Valenciana en els darrers onze anys (sèrie temporal de dades disponible), per establir els criteris que permeten predir aquesta mena de fenòmens meteorològics, ja que aquest nou producte GNSS aporta informació sobre la heterogeneïtat espacial i la ràpida variabilitat temporal de la humitat a la troposfera. Així mateix, s'estableixen les relacions del PW amb les variables meteorològiques de pressió atmosfèrica i precipitació, avaluant la tendència i variabilitat del vapor d'aigua atmosfèrica quant s'han donat situacions de pluges abundants, caracteritzant de forma gràfica per a cadascun dels mesos de l'any, les condicions habituals de la combinació pressió-PW a la zona d'estudi.

Índice

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Antecedentes	4
1.2.1. Obtención y validación de los retrasos atmosféricos y sus utilidades.....	5
1.2.2. Asimilación de los datos en modelos meteorológicos	13
1.2.3. Análisis de tormentas fuertes	15
1.2.4. Proyectos de investigación	17
OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS	25
2.1. Objetivos	25
2.2. Estructura de la Tesis	26
SISTEMA GLOBAL DE NAVEGACIÓN POR SATÉLITE (GNSS)	29
3.1. Introducción.....	29
3.2. Principio de funcionamiento.....	32
3.3. Órbitas de los satélites	37
3.4. Señal de los satélites.....	40
3.5. Observables GNSS	44
3.6. Fuentes de error en los sistemas GNSS.....	49
3.6.1. Errores relativos al satélite.....	49
3.6.2. Errores relativos a la propagación de la señal GNSS	50
3.6.3. Errores relativos al receptor	52
3.6.4. Indicadores de precisión	53
3.7. Descripción del sistema GPS.....	54
3.8. Descripción del sistema GLONASS.....	58
3.9. Descripción del sistema GALILEO	60
3.10. Descripción del sistema Beidou/Compass	63
3.11. Otros Sistemas de Navegación y de Augmentación	64
3.12. IGS y EUREF.....	67

OBSERVACIONES ATMOSFÉRICAS	71
4.1. Introducción.....	71
4.2. Estructura de la atmósfera	73
4.2.1. La ionosfera	76
4.2.2. La troposfera.....	78
4.2.3. Atmósfera Estándar Internacional	79
4.3. Refracción ionosférica.....	82
4.4. Refracción troposférica	86
4.5. Modelos troposféricos.....	89
4.5.1. Modelo de Hopfield.....	89
4.5.2. Modelo de Saastamoinen	96
4.6. <i>Mapping Functions</i> troposféricas	97
4.6.1. Marini Mapping Function	98
4.6.2. Marini-Murray Mapping Function	98
4.6.3. Chao Mapping Function.....	99
4.6.4. Davis Mapping Function	99
4.6.5. Herring Mapping Function	100
4.6.6. Niell Mapping Function (NMF)	101
4.6.7. Isobaric Mapping Function (IMF)	103
4.6.8. Vienna Mapping Function (VMF).....	104
4.6.9. Global Mapping Function (GMF)	108
4.6.10. Ray tracing.....	109
4.7. Vapor de agua atmosférico.....	112
4.7.1. Medición con radiosondeos.....	114
4.7.2. Medición con fotómetros solares	115
4.7.3. Medición con radiómetros de microondas	116
4.8. Estimación del contenido de vapor de agua atmosférico con técnicas GNSS.....	117
4.9. Distribución vertical del vapor de agua	122
PRECIPITACIONES INTENSAS	123
5.1. Introducción.....	123
5.2. Mecanismos de precipitación	128
5.3. Tipos de precipitación en la Comunidad Valenciana	131
5.3.1. Temporal de levante	135
5.3.2. Temporal del oeste	138
5.3.3. Depresión aislada en niveles altos (DANA/Gota fría).....	139

DATOS Y MATERIALES DE TRABAJO.....	123
6.1. Zona de estudio.....	141
6.2. Datos GNSS	144
6.2.1. ERGNSS: Estaciones Permanentes GNSS del IGN.....	147
6.2.2. ERVA: Estaciones de Referencia GNSS del ICV.....	149
6.2.3. Estaciones GNSS locales	151
6.2.4. Otras estaciones GNSS	153
6.3. Datos meteorológicos	154
6.3.1. Datos de radiosondeos	157
6.3.2. Datos de estaciones meteorológicas	159
6.4. Preprocesado de los datos.....	164
METODOLOGÍA DE LOS ENSAYOS	167
7.1. Procesado de los datos	167
7.2. Estimación del PW en estaciones GNSS de una red regional	175
7.3. Estimación del PW en estaciones GNSS de una red local	178
RESULTADOS EXPERIMENTALES Y ANÁLISIS.....	167
8.1. Introducción.....	181
8.2. Validación de la metodología empleada.....	182
8.3. Análisis del PW en las estaciones GNSS de una red regional	191
8.3.1. Evaluación de datos de estaciones GNSS próximas.....	191
8.3.2. Evaluación del ciclo del agua precipitable.....	193
8.3.3. Análisis de la variable PW en relación a la presión y a la precipitación.....	204
8.3.4. Análisis de episodios de lluvias intensas.....	222
8.3.5. Casos de estudio.....	233
8.4. Análisis del PW en las estaciones GNSS de una red local	245
8.4.1. Análisis de la variable PW	245
8.4.2. Casos de estudio.....	249
CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN	255
9.1. Conclusiones	255
9.2. Líneas futuras de investigación	259
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	261
PUBLICACIONES RELACIONADAS CON ESTE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN ...	279
AI.1. Comunicación congreso científico: HYMEX.....	280
AI.2. Artículo en revista indexada: Atmospheric Environment.....	281

Indice de Figuras

Figura 1. Localización de proyectos para medida de vapor de agua con técnicas GNSS .	17
Figura 2. Red GPS del proyecto MAGIC.....	18
Figura 3. Red GPS del proyecto SuomiNet.....	20
Figura 4. Mapa de vapor de agua de la red SuomiNet.....	20
Figura 5. Red GNSS del programa E-GVAP.....	22
Figura 6. Principio de posicionamiento mediante satélites	34
Figura 7. Posicionamiento de un punto	34
Figura 8. Parámetros orbitales (Kepler)	38
Figura 9. Esquema de generación de frecuencias (sistema GPS)	42
Figura 10. Modulación de la portadora.....	43
Figura 11. Satélites operativos Navstar-GPS	55
Figura 12. Estaciones monitoras de GPS	57
Figura 13. Red mundial de estaciones IGS	67
Figura 14. Relación de estaciones IGS activas	68
Figura 15. Red de estaciones EUREF	69
Figura 16. Capas de la atmosfera	74
Figura 17. Perfil atmosférico térmico.....	75
Figura 18. Ciclo solar anual.....	78
Figura 19. Variación de la presión y de la temperatura en la troposfera (ISA).....	81
Figura 20. Retraso ionosférico para frecuencias L1 y L2	83
Figura 21. Mapa Global Ionosférico	84
Figura 22. Mapa Global de la ionosfera.	85
Figura 23. Espesor de las capas según el modelo de Hopfield	91

Figura 24. Geometría de los retrasos troposféricos (modelo de Hopfield modificado)	94
Figura 25. Geometría del ray tracing	110
Figura 26. Localización mundial de lanzamientos RAOB	114
Figura 27. Radiómetro MFRSR	116
Figura 28. Proceso para la estimación del PW-GPS.....	121
Figura 29. Distribución vertical del PW	122
Figura 30. Puente de Aragón en Valencia	125
Figura 31. Datos pluviométricos (rio Júcar)	126
Figura 32. Inundaciones producidas por las lluvias del 28 de septiembre de 2012.....	127
Figura 33. Distribución espacial de la precipitación media anual	133
Figura 34. Distribución espacial de lluvias intensas	134
Figura 35. Situación sinóptica causada por un temporal de levante	136
Figura 36. Distribución de las lluvias del 3 de noviembre de 1987.....	137
Figura 37. Precipitación media anual	138
Figura 38. Génesis de una DANA o gota fría	139
Figura 39. Depresión Aislada en Niveles Altos	140
Figura 40. Localización de la zona de estudio	141
Figura 41. Mapa topográfico de la Comunidad Valenciana	142
Figura 42. Plano de la ciudad de Valencia	143
Figura 43. Estaciones ERGNSS del IGN.....	147
Figura 44. Estaciones ERVA del ICV	150
Figura 45. Localización de los receptores GNSS en la ciudad Valencia.....	151
Figura 46. Localización de los receptores GNSS de la red local	152
Figura 47. Antena GNSS de la red local	153
Figura 48. Localización de las estaciones de radiosondeo	158
Figura 49. Estaciones de radiosondeo de Coruña, Santander y Barcelona.....	159
Figura 50. Estaciones de radiosondeo de Zaragoza, Murcia y Mallorca	159
Figura 51. Red de observatorios meteorológicos de la Comunidad Valenciana	163
Figura 52. Estación meteorológica de Valencia-UPV	164
Figura 53. Cabecera de fichero RINEX	165

Figura 54. Formato de fichero RINEX diario.....	165
Figura 55. Contenido parcial del fichero "process.default"	168
Figura 56. Contenido parcial del fichero "lfile."	169
Figura 57. Contenido parcial del fichero "station.info".....	169
Figura 58. Datos de receptor GPS	170
Figura 59. Contenido parcial del fichero "sites.defaults "	171
Figura 60. Formato del fichero RINEX.....	171
Figura 61. Contenido parcial del fichero "sestbl."	172
Figura 62. Mecanismo de procesado "sliding windows"	173
Figura 63. Tabla de resultados del procesado con GAMIT	174
Figura 64. Resultados depurados del procesado con GAMIT	174
Figura 65. Estaciones GNSS de la Comunidad Valenciana, Murcia y Mallorca	175
Figura 66. Localización de las estaciones meteorológicas y de las estaciones GNSS.....	177
Figura 67. Localización de las estaciones GNSS y meteorológicas (Valencia)	178
Figura 68. Localización de las estaciones de radiosondeo y estaciones GNSS.....	182
Figura 69. Correlación entre los datos (Zaragoza).....	186
Figura 70. Correlación entre los datos (Murcia)	186
Figura 71. Correlación entre los datos (Mallorca)	187
Figura 72. Gráfico mensual de las series PW-GPS y PW-RS (Zaragoza).....	188
Figura 73. Gráfico mensual de las series PW-GPS y PW-RS (Murcia).....	188
Figura 74. Gráfico mensual de las series PW-GPS y PW-RS (Mallorca)	188
Figura 75. Gráfico semanal de las series PW-GPS y PW-RS (Zaragoza).....	189
Figura 76. Gráfico semanal de las series PW-GPS y PW-RS (Murcia).....	189
Figura 77. Gráfico semanal de las series PW-GPS y PW-RS (Mallorca)	189
Figura 78. Correlación datos PW-VALE Y PW-VCIA	192
Figura 79. Representación del ciclo 2000-2011 del PW (Alicante).....	193
Figura 80. Representación del ciclo 2001-2011 del PW (Valencia)	193
Figura 81. Representación del ciclo 2001-2011 del PW (Mallorca)	193
Figura 82. Representación del ciclo 2005-2011 del PW (Alcoy)	194
Figura 83. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Burriana).....	194

Figura 84. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Morella).....	194
Figura 85. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Torrevieja).....	194
Figura 86. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Utiel)	194
Figura 87. Representación del ciclo 2007-2011 del PW (Dénia).....	194
Figura 88. Representación del ciclo 2007-2011 del PW (Valencia)	195
Figura 89. Representación del ciclo 2007-2011 del PW (Murcia)	195
Figura 90. Representación del ciclo 2008-2011 del PW (Ayora).....	195
Figura 91. Representación del ciclo anual del PW (Alicante y Torrevieja).....	196
Figura 92. Representación del ciclo anual PW (Burriana, Valencia, Dénia y Mallorca) ...	197
Figura 93. Representación del ciclo anual del PW (Morella, Utiel, Ayora y Alcoy)	198
Figura 94. Representación del ciclo anual del PW (Murcia)	199
Figura 95. Ciclo anual de PW y de la temperatura (Valencia).....	201
Figura 96. Ciclo diario de PW y temperatura (Valencia)	202
Figura 97. Combinación de toda la serie de datos PW-Presión	205
Figura 98. Combinación mensual de datos PW-Presión (ejemplo).....	206
Figura 99. Distribución mensual de datos PW-Presión.....	207
Figura 100. Caracterización mensual de la precipitación (ejemplo).....	209
Figura 101. Caracterización de la precipitación (enero-junio, Valencia).....	210
Figura 102. Caracterización de la precipitación (julio-diciembre, Valencia)	211
Figura 103. Caracterización de la precipitación (enero-junio, Alicante)	214
Figura 104. Caracterización de la precipitación (julio-diciembre, Alicante).....	215
Figura 105. Caracterización de la precipitación (enero-junio, Mallorca).....	218
Figura 106. Caracterización de la precipitación (julio-diciembre, Mallorca)	219
Figura 107. Precipitación acumulada total (Valencia).....	223
Figura 108. Ejemplos de precipitaciones de tipo I (Valencia)	225
Figura 109. Ejemplos de precipitaciones de tipo II (Valencia)	226
Figura 110. Ejemplos de precipitaciones de tipo III (Valencia).....	227
Figura 111. Ejemplos de precipitaciones de tipo IV (Valencia)	229
Figura 112. Precipitaciones tipo V (2001-2004, Valencia).....	231
Figura 113. Precipitaciones tipo V (2005-2011, Valencia).....	232

Figura 114. Caso extraordinario de precipitación (Valencia)	233
Figura 115. Influencia del PW (Valencia).....	234
Figura 116. Distribución de lluvias 11-12 de octubre de 2007.....	234
Figura 117. Variables meteorológicas (11-12 de octubre de 2007).....	235
Figura 118. PW y precipitación (11-12 de octubre de 2007).....	237
Figura 119. PW (11-12 de octubre de 2007)	238
Figura 120. Distribución de lluvias 27-29 septiembre 2009	239
Figura 121. Variables meteorológicas (27-29 de septiembre de 2009).....	240
Figura 122. PW y precipitación (27-29 de septiembre de 2009).....	241
Figura 123. PW y precipitación (27-29 de septiembre de 2009).....	242
Figura 124. Imágenes de satélite: 27, 28 y 29 de septiembre de 2009	243
Figura 125. Desbordamiento por lluvias intensas (28/09/2009)	244
Figura 126. Inundación de casco urbano (28/09/2009)	244
Figura 127. Comparación gráfica entre el PW de las estaciones de Valencia (2010).....	247
Figura 128. Comparación gráfica entre el PW de las estaciones de Valencia (2011).....	247
Figura 129. Distribución espacial de los receptores GNSS	248
Figura 130. Distancia entre receptores GNSS	248
Figura 131. PW, presión y precipitación (campana 2010).....	249
Figura 132. PW, presión y precipitación (campana 2011).....	249
Figura 133. PW, presión y precipitación (9 de octubre de 2010)	250
Figura 134. PW, presión y precipitación (12 de octubre de 2010).....	250
Figura 135. Imagen del satélite Meteosat 12 de octubre de 2010.....	251
Figura 136. Imagen del radar 12 de octubre de 2010	251
Figura 137. PW, presión y precipitación (23-24 de septiembre de 2011).....	252
Figura 138. PW, presión y precipitación (29 de octubre de 2011).....	252
Figura 139. Imágenes de RADAR de la Península (29 de octubre de 2011).....	253
Figura 140. Imágenes del satélite Meteosat (29 de octubre de 2011).....	254
Figura 141. Composición RGB de masas de aire (29 de octubre de 2011)	254
Figura 142. Combinación PW-Presión	257

Indice de Tablas

Tabla 1. Centros de análisis que obtienen ZTD en E-GVAP	22
Tabla 2. Datos de los sistemas GPS, GLONASS y GALILEO	63
Tabla 3. Parámetros de la atmosfera estándar internacional (ISA)	81
Tabla 4. Factor de corrección (B) para el modelo de Saastamoinen refinado.....	96
Tabla 5. Factor de corrección (δR) para el modelo de Saastamoinen refinado	97
Tabla 6. Coeficientes de la Niell mapping function hidrostática	102
Tabla 7. Coeficientes de la Niell mapping function húmeda (wet).....	103
Tabla 8. Episodios de lluvias torrenciales (Comunidad Valenciana).....	135
Tabla 9. Estructura de la cabecera de los ficheros RINEX	145
Tabla 10. Coordenadas de la estaciones GNSS utilizadas del IGN.....	149
Tabla 11. Coordenadas de las estaciones ERVA del ICV	150
Tabla 12. Coordenadas de las estaciones locales GNSS (Valencia)	152
Tabla 13. Coordenadas de las otras estaciones GNSS utilizadas.....	153
Tabla 14. Coordenadas aproximadas de las estaciones de radiosondeo en España	158
Tabla 15. Datos de precipitación.....	160
Tabla 16. Datos de presión atmosférica	161
Tabla 17. Coordenadas aproximadas de estaciones meteorológicas de primer orden ...	161
Tabla 18. Estaciones meteorológicas de la Comunidad Valenciana	162
Tabla 19. Distancia y desnivel entre estaciones meteorológicas y GNSS	176
Tabla 20. Distancias entre las estaciones GNSS (Valencia).....	179
Tabla 21. Distancia y desnivel entre estaciones GNSS y meteorológicas (Valencia)	180
Tabla 22. Distancia y desnivel entre las estaciones de radiosondeo y GNSS	183
Tabla 23. Correlación PWGPS-PWRS en Zaragoza	184

Tabla 24. Correlación PWGPS-PWRS en Murcia	184
Tabla 25. Correlación PWGPS-PWRS en Mallorca.....	185
Tabla 26. Correlación PW-GPS en las estaciones VALE y VCIA	192
Tabla 27. Datos analíticos de los círculos de precipitación (Valencia)	212
Tabla 28. Probabilidad de precipitación en el área de los círculos (Valencia)	213
Tabla 29. Datos analíticos de los círculos de precipitación (Alicante)	216
Tabla 30. Probabilidad de precipitación en el área de los círculos (Alicante)	217
Tabla 31. Datos analíticos de los círculos de precipitación (Mallorca)	220
Tabla 32. Probabilidad de precipitación en el área de los círculos (Mallorca)	221
Tabla 33. Precipitación acumulada anual y mensual (Valencia)	222
Tabla 34. Episodios de lluvias intensas en la ciudad de Valencia	230
Tabla 35. Correlación del PW entre las estaciones de Valencia (2010)	245
Tabla 36. Correlación del PW entre las estaciones de Valencia (2011)	246

**Análisis y predicción de lluvias intensas en
la Comunidad Valenciana basados en la
estimación del contenido de vapor de agua
atmosférico obtenido con técnicas GNSS**

Capítulo I

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

1.1. Introducción

La precipitación en la Comunidad Valenciana, debido a su alta variabilidad temporal y espacial, así como a su extraordinaria concentración diaria y horaria, plantea unas problemáticas meteorológicas y climáticas únicas. Se trata de una de las áreas que presenta los mayores valores en Europa de concentración diaria de la precipitación: el 25% de los días más lluviosos aporta más del 75% del total anual (Martin Vide, 2000).

Las investigaciones llevadas a cabo han permitido delimitar el carácter específicamente mediterráneo occidental de estos fenómenos meteorológicos frecuentes donde se han asentado algunas de las causas o elementos clave que generan dichos procesos. El problema se plantea a la hora de pronosticar donde, cuando y con qué intensidad se van a suceder lluvias intensas. El asunto es muy complejo, puesto que la presión atmosférica es un mal estimador de la precipitación en la fachada oriental de la Península Ibérica; en la Comunidad Valenciana es habitual que se produzcan precipitaciones torrenciales con presión superficial de 1013 milibares, claramente superior a la normal.

Un importante objetivo en la Meteorología moderna es mejorar la precisión de la llegada de nubes a corto plazo y su precipitación, siendo el vapor de agua un parámetro fundamental en la estabilidad vertical de la atmosfera y teniendo una gran influencia en la evolución de los sistemas tormentosos. Como solución, en esta tesis se propone el estudio del contenido de vapor de agua atmosférico como herramienta complementaria a la

predicción meteorológica, dado que es un constituyente de la atmosfera altamente variable y sigue siendo hoy en día uno de los parámetros meteorológicos peor caracterizados.

El contenido de vapor de agua atmosférico se puede expresar como cantidad de Agua Precipitable (PW, *Precipitable Water*)¹, definida como la masa total de vapor de agua contenida en una columna atmosférica (desde la superficie hasta el final de la atmósfera) de superficie la unidad. Esta variable se puede cuantificar como la cantidad de agua líquida acumulada en una columna vertical de sección transversal horizontal unitaria medida en milímetros (equivalente a litros/m²), esto es, como si todo el vapor de agua contenido en una columna específica, se condensase y precipitase sobre un punto de la superficie (Tregoning et al., 1998).

El estudio del comportamiento de la evolución de la cantidad de agua precipitable puede mejorar la parametrización física de los modelos de Predicción Numérica del Tiempo (NWP, *Numerical Weather Prediction*), disminuyendo las incertidumbres de pronóstico de la convención (Guerova, 2003, Vedel et al., 2004).

Además, el vapor de agua es un componente atmosférico esencial para estudios climáticos globales, siendo la variable que más contribuye al efecto invernadero (Maurellis y Tennyson, 2003). El incremento de la temperatura media de la Tierra conlleva un aumento en la cantidad de vapor de agua, que a su vez produce un mayor calentamiento (Hall y Manabe, 1999). El vapor de agua también interviene en el balance radiativo terrestre, siendo el mayor absorbente de la radiación solar (Kiehl y Trenbert, 1997). El funcionamiento del balance radiativo y de la distribución del vapor de agua en la atmosfera es necesario para modelar la atenuación de la radiación solar por la absorción del vapor de agua y mejorar las correcciones atmosféricas de las imágenes satelitales (Jakobson et al., 2009).

En la actualidad, los datos disponibles de vapor de agua medidos con las técnicas actuales por radiosondas, fotómetros y radiómetros, son insuficientes tanto temporal como espacialmente, por lo que el PW medido con esas metodologías no está bien caracterizado. Estudios recientes han demostrado la capacidad de estimar la cantidad de agua precipitable en la atmosfera a partir de observaciones realizadas con receptores GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) de forma continua y permanente.

La aparición de las nuevas tecnologías GNSS han revolucionado el posicionamiento, la navegación y el tiempo, a partir de la observación a satélites artificiales. El desarrollo de soluciones para la mejora de la precisión en el posicionamiento geodésico, implica la reducción o eliminación de errores del sistema, entre los que se encuentran los efectos

¹ PW (*Precipitable Water*): cantidad total de vapor de agua (sobre un punto de la superficie, expresado como equivalente en altura de columna de agua líquida (Tregoning et al., 1998).

ionosférico y troposférico, que producen un retardo en la propagación de la señal generada por los satélites.

La influencia del retraso troposférico sobre las ondas electromagnéticas ha permitido obtener un nuevo producto troposférico, como es la cantidad de agua precipitable en la línea de la señal del rayo satélite-receptor GNSS. Mediante funciones de mapeo o *mapping functions* se pueden expresar todos los retrasos oblicuos como un único retraso total en la dirección del cenit (ZTD, *Zenith Total Delay*)² para cada estación de referencia GNSS. A partir de este retardo troposférico cenital, se puede estimar la cantidad de vapor de agua integrado en la dirección del cenit con la misma precisión que otros métodos.

En este trabajo de investigación se ha estimado la cantidad de vapor de agua contenido en el aire atmosférico a partir de los observables medidos en las estaciones GNSS existentes en la Comunidad Valenciana para todo el periodo disponible, de manera tal, que se dispone del comportamiento de este componente con la suficiente resolución para representar su variabilidad espacial y temporal, estableciendo un sistema de observación y monitorización atmosférica en la zona de estudio. Para los análisis llevados a cabo, se dispone de doce años completos de datos en la estación GNSS de Alicante (periodo 2000-2011) y de once años en la estación GNSS de Valencia (2001-2011), estaciones de la red ERGNSS gestionadas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Por su parte, la densificación de la red llevada a cabo por el Instituto Cartográfico Valenciano, denominada ERVA, se realiza entre los años 2005 y 2008.

A partir de los resultados obtenidos, y una vez corroborada la fiabilidad de los datos con técnicas de radiosondeo, se ha caracterizado el ciclo anual del PW en las distintas estaciones GNSS de la Comunidad Valenciana, y fundamentalmente se ha analizado el comportamiento de esta variable coincidiendo con eventos lluviosos.

Lo original de esta tesis ha sido el establecimiento de las relaciones existentes entre la variable Agua Precipitable obtenida con técnicas GNSS (PW-GPS), y las variables presión atmosférica y precipitación, medidas en estaciones meteorológicas. Se trata de una serie de análisis experimentales que estudian la evolución de estos parámetros meteorológicos durante los episodios de lluvia de mayor intensidad producidos en el periodo de estudio, lo que ha permitido definir una serie de patrones de comportamiento en relación a la tendencia de estas variables.

A partir de aquí, se discuten cuales son las condiciones óptimas para que puedan sucederse o no este tipo de lluvias intensas, en función de la variación temporal y espacial del vapor de agua atmosférico.

² ZTD (*Zenith Total Delay*): retraso total en la dirección del cenit de la señal GNSS debido al efecto troposférico.

1.2. Antecedentes

El estudio de los errores en las observaciones a satélites GNSS para mejorar la precisión de posicionamiento en aplicaciones geodésicas, ha abierto nuevos y recientes campos de investigación, tal es el caso de la determinación del contenido de vapor de agua en la atmosfera, cuyos antecedentes parten del estudio de los errores causados por el efecto de la refracción atmosférica sobre las ondas electromagnéticas enviadas por los satélites.

Este error producido por el retardo troposférico sobre la señal GNSS altera la distancia satélite-receptor, provocando un retraso para cada dirección que interviene en el cálculo de las coordenadas precisas de un punto. Estos retrasos oblicuos se pueden mediante *mapping functions*, convertir en un único valor asociado al punto donde se posiciona el receptor en la dirección cenital, denominado retraso total cenital (ZTD). Fue en 1990, cuando Thomas A. Herring incluyó por primera vez en los cálculos, el retraso cenital como un parámetro desconocido, cuya deducción se realizaba de forma simultánea a la determinación de la posición.

Hoy en día el retraso total cenital (ZTD) de cada estación es un parámetro estimado a partir del procesado de observaciones GNSS. Normalmente, este retraso se divide en retraso hidrostático cenital (ZHD)³ y retraso húmedo cenital (ZWD)⁴.

El retraso hidrostático cenital (ZHD) representa fundamentalmente la contribución de los gases secos y en condiciones de equilibrio hidrostático, siendo proporcional a la presión atmosférica en el punto de observación, lo que facilita su cálculo mediante modelos, como por ejemplo, el modelo de Saastamoinen (Saastamoinen, 1972). Otros modelos hidrostáticos son el modelo de Hopfield (1969), el modelo de Goad y Goodman (1974), el modelo de Black (1978), el modelo de Robinson (1986), etc.

Por su parte, el retraso húmedo cenital (ZWD) es variable y se debe principalmente al contenido de vapor de agua de la atmosfera, pudiendo ser estimado a partir de la diferencia del retraso total cenital y el retraso total hidrostático, obtenido a partir de modelos que utilizan medidas de presión atmosférica en la superficie terrestre (Elgered et al., 1991). El retraso húmedo es detectado en análisis geodésicos de observaciones de fase GNSS y puede ser transformado a vapor de agua estimado en la troposfera (Bevis et al., 1992; Rocken et al., 1993; Duan et al., 1996).

³ ZHD (*Zenith Hydrostatic Delay*): retraso hidrostático en la dirección del cenit.

⁴ ZWD (*Zenith Wet Delay*): retraso húmedo en la dirección del cenit.

1.2.1. Obtención y validación de los retrasos atmosféricos y sus utilidades

La utilización de observaciones GPS (Sistema de Posicionamiento Global) en aplicaciones meteorológicas y climáticas fue propuesta en 1992 por Michael Bevis et al., manifestando que dichos observables proporcionan el suministro de datos globales y continuos de los que se pueden extraer parámetros troposféricos. Sus investigaciones revelaron que, conocida la temperatura en superficie y la presión atmosférica, el retraso húmedo cenital (ZWD) se puede transformar de forma estimada en vapor de agua integrado (IWV, *integrated water vapor*) con una precisión mejor a 2 mm. Además, indicaron que se podrían diseñar redes GNSS para determinar la distribución del vapor de agua en sus regiones inmediatas, ofreciendo la posibilidad de disponer del IWV con una resolución temporal de diez minutos, pudiendo utilizarse estas medidas en previsiones meteorológicas, investigaciones en sistemas de tormentas, ciclos hidrológicos, química atmosférica o incluso para estudios acerca del cambio climático.

Todas las investigaciones recientes, demuestran que la monitorización del vapor de agua en la atmósfera usando la tecnología GNSS constituye un complemento a los sistemas tradicionales, tratándose de un sistema autónomo, económico e independiente de las condiciones meteorológicas imperantes (Bevis et al., 1992; Rocken et al., 1993, 1997, 2005; Ware et al., 1993, 1996, 1997; Coster et al., 2009).

El retraso oblicuo medido por las estaciones GPS se puede convertir mediante técnicas matemáticas por medio de *mapping functions* (MF) en el valor del retraso cenital total (ZTD), cuyas técnicas forman parte integral de los cálculos VLBI⁵ y GPS de precisión.

Se han desarrollado durante varios años por numerosos autores, un gran número de modelos y *mapping functions* troposféricas: Hopfield (1969), Yionoulis (1970), Chao (1972), Saastamoinen (1973), Marini y Murray (1973), Moffet (1973), Goad y Goodman (1974), Black (1978), Black y Eisner (1984), Lanyi (1984), Davis et al. (1985), Ifadis (1986), Santerre (1987), Baby et al. (1988), Rahnemoon (1988), Herring (1992), Niell MF (1993, 1995), Global MF (2005), y Vienna MF (2006), entre otras. El comportamiento de todas estas *mapping functions* fue evaluado por Janes et al. (1989, 1991), Mendes y Langley (2000) y Estefan y Sovers (1994).

Janes et al. (1989, 1991) concluyeron que la combinación del modelo de Saastamoinen con la *mapping function* de vapor de agua de Goad y Goodman para el

⁵ VLBI (*Very Long Base Interferometry*): Interferometría de Muy Larga Base, que consiste en la observación con dos o más antenas direccionales las señales que llegan de fuentes radioastronómicas lejanas (Quásar). Las señales son almacenadas junto con las "marcas de tiempo" en que se han producido y un correlador en una fase posterior calcula las diferencias de tiempo o retardo, obteniendo entre otros parámetros, las posiciones relativas de las antenas.

retraso hidrostático propuesto por Davis et al., fue la solución que proporciono mejores resultados. Estefan y Sovers (1994) indicaron que las *mapping functions* troposféricas que mejor funcionaron fueron las de Lanyi, Davis et al., Ifadis, Herring y Niell, recomendando las *mapping function* de Lanyi y de Niell para su incorporación en el programa de determinación de órbitas (ODP, *Orbit Determination Program*) del JPL (*Jet Propulsion Laboratory*). Mendes y Langley (2000) evaluaron la precisión de las *mapping functions* para diferentes ángulos de elevación (a partir de los 3°) y concluyeron que las *mapping function* de Niell, Herring e Ifadis destacaban sobre las demás, incluso en ángulos de elevación altos. La *mapping function* de Lanyi también ofrecía buena precisión, pero no era tan eficiente como las anteriores debido a que su implementación era más complicada.

En 1997, Chen y Herring evaluaron el retraso que los componentes atmosféricos, incluido el vapor de agua, inducían a las distancias medidas entre los satélites y el receptor con sistemas GNSS. Para el retraso atmosférico en la dirección del cenit, estimaron aproximadamente un error en las pseudodistancias de 2,3 metros para en un lugar situado a nivel del mar; mientras que el retraso oblicuo, puede variar hasta 25 metros para medidas realizadas con ángulos de elevación de 5 grados.

Paul Tregoning et al. (1998) estudiaron la precisión de la estimación del vapor de agua precipitable absoluto, comparando los datos de las observaciones GPS, con datos de radiosondas y con datos de radiómetros de microondas (MWR, *microwave radiometer*). Los mejores resultados se presentaron cuando en los cálculos se incluían líneas base largas (distancia entre receptores GPS mayores a 2000 km), puesto que estas reducían el alto nivel de correlación de los parámetros troposféricos para estimaciones de la posición vertical (Tregoning et al., 1998). Los experimentos realizados mostraron que los radiómetros tenían tendencia a sobrestimar la cantidad de vapor de agua, mientras que los datos obtenidos con GPS tenían tendencia a estimar valores más bajos. Sospecharon que las diferencias que aparecían en los valores del vapor de agua estimado se debían a que las *mapping functions* utilizadas no representan las condiciones atmosféricas de la zona de estudio (el experimento lo realizaron en Cape Grim, Tasmania y Australia).

Erik Doerflinger et al. (1998), valoraron los efectos de la troposfera en la precisión vertical GPS en áreas montañosas para estudios de procesos geodinámicos. Presentaron los resultados de dos campañas llevadas a cabo en 1994 y en 1996, durante condiciones de tiempo extremo, entre estaciones GPS con desniveles de 1390 metros, donde calibraron los retrasos cenitales con modelos atmosféricos estándar (STD), medidas de radiómetros de vapor de agua (WVR) y medidas de presión en superficie.

Varios experimentos mostraron el potencial de los receptores GPS para medir el vapor de agua precipitable de forma precisa en cualquier localización, en cualquier momento y bajo cualquier condición climática (Wolfe y Gutman, 1999).

La NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administrations's*), el FSL (*Forecast Systems Laboratory*) y el ETL (*Environmental Technology Laboratory*) de los Estados

Unidos, en colaboración con la UNAVCO (*University NAVSTAR Consortium*), la SOPAC (*Scripps Orbit and Permanent Array Center*), la Universidad de Hawái y el laboratorio NGS (*NOAA's National Geodetic Survey*) diseñaron la red NOAA GPS-IPW (*Integrated Water Vapor*), inicialmente con 35 estaciones GPS operando continuamente y ampliada posteriormente a más de 200. En el año 2000, Wolfe y Gutman, publicaron las primeras conclusiones del proyecto desde su comienzo en el año 1994, donde mostraron la viabilidad del sistema para monitorizar el vapor de agua atmosférico en tiempo casi real con precisiones menores a 1,5 cm, comparables a mediciones realizadas con radiosondas y radiómetros. De esta forma, se llevaron a cabo las investigaciones propuestas en 1992 por Bevis et al., siendo posible a partir del desarrollo e implantación de las redes de estaciones permanentes GPS.

Flores et al. (2000), desarrollaron un sistema para monitorización troposférica usando datos horarios de estaciones IGS⁶ distribuidas por Europa, con el que lograron obtener el retraso total cenital, casi en tiempo real, utilizando el software GIPSY⁷/OASIS II. Cada hora, calcularon series combinadas de ZTD en cada estación GPS, con las observaciones de las 23 horas previas. Para probar los resultados, compararon la solución obtenida en PPP (*Precise Point Positioning*) usando orbitas precisas finales y correcciones de reloj.

La estimación de los parámetros geodésicos con GPS (o con VLBI) requieren el modelado de la refracción atmosférica para tener en cuenta el retraso de la señales de radio. Walpersdorf et al. (2001) compararon los gradientes atmosféricos estimados con técnicas GPS, con modelos de predicción de tiempo numéricos (NWP, Numerical Weather Prediction) de alta resolución. De forma simultánea, Boehm et al. (2001), compararon los gradientes troposféricos derivados en tres software distintos (GIPSY, Bernese y OCCAM).

Rocken et al. (2001), mostraron que el retraso húmedo en la dirección satélite-receptor (SWD, *slant wet delay*)⁸ es poco sensible a las diferencias en el perfil de refractividad adoptado. En sus investigaciones recogieron que para obtener la información del perfil atmosférico, a partir de observaciones del retraso oblicuo (SD, *slant delay*) de una sola estación, es necesario monitorizar al satélite GPS a muy bajas elevaciones, puesto que las observaciones GPS a satélites con baja elevación requieren de *mapping functions* para

⁶ IGS (*International GNSS Service for Geodynamics*): servicio creado por la Comunidad Geodésica Internacional en 1993. Ha dispuesto de una amplia red de estaciones de referencia con receptores GNSS de observación permanente, distribuidos por toda la Tierra, que ofrece datos GNSS de alta calidad. Ver más detalles en el apartado 3.12 del capítulo III (GNSS).

⁷ GIPSY (*GPS Inferred Position System*): software para procesar datos GPS utilizando la estrategia punto-posición.

⁸ SWD (*Slant Wet Delay*): retraso húmedo en la dirección del satélite-receptor, dirección oblicua o inclinada; hace referencia a cualquier dirección distinta a la cenital por encima del horizonte.

procesar los datos. Desarrollaron un método que calcula el SD en función del ángulo de elevación. Dado que la *Niell MF* no era útil por debajo de los 3 grados de la elevación, probaron una nueva "*Direct*" *MF* (Rocken et al., 2001), que requería un perfil de la refractividad adecuado al intervalo de tiempo y la localización del receptor GPS. Considerando que no existe gradiente horizontal de refractividad, el trazado de rayos a través de este perfil de refractividad, permitía estimar una *mapping function* específica para ese sitio y para ese instante. Esta técnica solo debería usarse para las observaciones por debajo de los 5 grados de elevación.

Kleijer (2001) analizó la influencia que las *mapping functions* producen en la estimación del retraso troposférico con GPS. Por su parte, Niell (2001), realizó una evaluación preliminar a las *mapping functions* basadas en modelos de tiempo numéricos. El mapeo del ZHD en frecuencias de radio fue mejorado usando el estado de la atmósfera in situ, obtenido a partir de un modelo de tiempo numérico, aunque la mejora comparada con la *Niell Mapping Function* (Niell, 1996) fue insignificante, indicando que existen otras fuentes de error.

Pacione et al. (2001), validaron los parámetros troposféricos obtenidos con receptores GPS comparándolos con los obtenidos con modelos numéricos de tiempo, donde encontraron diferencias en la desviación típica de 2-7 mm. También los compararon con radiómetros (WVR, *water vapor radiometer*), obteniendo diferencias medias de 0,85 mm; y con radiosondas (RAOB, *RAdiosonde OBsevation*), con diferencias medias de 1,62 mm.

En 2002, Pacione et al., volvieron a realizar estudios de los resultados obtenidos de IPWV⁹ (*Integrated Precipitable Water Vapour*), donde además de confrontar mediciones de receptores permanentes GPS, con radiómetros y radiosondas, contrastaron los resultados con técnicas GPS y técnicas VLBI. La conclusión fue que los valores de ZHD oscilaban entre 2 y 2,3 metros (lo que supone más del 90% del ZTD) para puntos localizados próximos al nivel del mar y que podía ser estimado con una precisión mejor de 1 mm.

Bock et al. (2002) indicaron que la determinación de la altitud de una estación GPS presenta varios centímetros de error cuando el parámetro ZTD es estimado con *mapping functions* estándar, para lo que sería preciso determinar el ZWD con radiómetros (WVR), y el ZHD con modelos de predicción numérica (NWP).

En 2002, Braun et al., proponen la posibilidad de que el Departamento de Energía (DOE, *Department of Energy*) y el Programa de Medidas de Radiación Atmosférica (ARM, *Atmospheric Radiation Measurement*) de los EUA, dispongan de la distribución del vapor de agua en cuatro dimensiones, realizando experimentos en una región de 40 km² con una red de 24 estaciones GPS.

⁹ IPWV o PWV es la altura de vapor líquido que resultaría de la condensación de todo el vapor de agua en una columna desde la superficie hasta el final de la atmósfera (Pacione et al., 2002).

Bock et al. (2004, 2007, 2009) trabajaron en la comparación de los datos del retraso cenital total obtenidos por radiómetros frente a los obtenidos por la tecnología GPS. Establecieron que el factor de conversión entre agua precipitable (PW) y el retraso cenital total (ZTD) estaba fuertemente influenciado por la temperatura superficial. Son varias las conclusiones a las que llegan, entre ellas, que los cambios en ZHD se debían principalmente a cambios de la presión en superficie que acompañan a las variaciones locales atmosféricas. En latitudes medias estas variaciones se situaban en los 2 y 3 cm durante el año, sin embargo en alteraciones locales y a mesoescala estas variaciones pueden llegar a 5 cm. El valor de ZWD, que representa la parte de la refracción debida a la presencia en la atmósfera de vapor de agua y agua líquida, en latitudes medias tomaba valores entre 5 y 25 cm, siendo el principal responsable de las variaciones del ZTD. La estimación del ZWD a partir de variables meteorológicas medidas en superficie fue mucho peor que para ZHD debido a las variaciones espaciales y temporales del vapor de agua, con errores típicos de 3 y 5 cm, e incluso hasta 8 cm en el paso de frentes. El cálculo del ZWD se realizó mediante la sustracción del ZHD al ZTD, por tanto cualquier error al modelar ZHD se convierte en un incorrecto valor de ZWD.

De Haan y Van der Marel (2004) utilizaron *mapping functions* derivadas de modelos NWP, y las compararon con la *Niell Mapping Function*, analizando su influencia en el posicionamiento GPS y en el retraso cenital obtenidos. Indicaron que las *mapping functions* generalmente utilizadas dependían únicamente del día del año y de la latitud del receptor, por lo que el hecho de no depender del estado meteorológico actual puede introducir errores en el cálculo del ZTD. Fue un experimento llevado a cabo en Holanda, durante un periodo de 3 días (29 a 31 de octubre de 2000) en el paso de un frente frío donde aparecían diferencias en el ZTD de hasta 3 mm, y de 7 mm en la altitud.

Li et al. (2004) investigaron los efectos de modelos atmosféricos sobre INSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*), deduciendo que las variaciones espaciales y temporales de los retrasos troposféricos pueden causar errores de 10 cm en imágenes o interferogramas SAR. En 2005, desarrollaron un software para estimar el PWV de una red GPS en Hong Kong, que se actualizaba cada 15 minutos.

De Vries (2005) validó y modeló los retrasos oblicuos troposféricos (SD). Estellés (2005) determinó el vapor de agua troposférico mediante dos nuevos procedimientos: técnica de *split-window* con un *ASD FielSpec Pro FR* y medida directa en columna con fotómetros. Jade et al. (2005) estimaron el vapor de agua precipitable con datos GPS en India con datos de 3 años (2001 a 2003) procesados con el software GAMIT (King y Bock, 2000).

También en 2005, Van Baelen et al., compararon en Toulouse (Francia) y en tiempo casi real el vapor de agua obtenido por técnicas GPS, por radiosondas y por radiómetros de microondas, demostrando que hay un ciclo diurno (donde las diferencias son de 2 mm) y un ciclo nocturno (donde las diferencias son inferiores a 0,5 mm).

Champollion et al. (2005) publicaron los resultados preliminares del experimento ESCOMPTE¹⁰ (Francia), en el que desarrollaron un software para realizar una tomografía tridimensional que modelase la distribución 3D del vapor de agua troposférico. Diseñaron para la tomografía una red de 0°,05 x 0°,05 y paso vertical de 500 metros, demostrando su interés potencial para estudios de ciclos del vapor de agua a escalas espaciales y temporales pequeñas. A partir de datos de entrada obtenidos por receptores GPS cada 15 minutos, confirmaron la buena correlación de los resultados con los fenómenos meteorológicos ocurridos.

A partir de aquí queda realmente demostrado que el sistema GPS tiene la capacidad suficiente de medir el vapor de agua integrado en dirección cenital, con la misma eficacia y precisión que otros métodos. Todos los estudios recientes muestran que es posible cuantificar el vapor de agua integrado en la dirección de la señal GPS (satélite-receptor), y que estas observaciones se pueden usar para estudiar la heterogeneidad 3D de la troposfera usando técnicas tomográficas.

En Suecia, Nilsson y Gradinarsky (2006) realizaron simulaciones para la realización de una tomografía de vapor de agua usando observaciones de fase GPS, para la cual se requería que los retrasos oblicuos húmedos (SWD) fuesen estimados con alta precisión. Testearon el tamaño de la red, la resolución horizontal y vertical y el ruido de la observación.

El imperfecto modelado de los retrasos troposféricos es uno de los errores que más influyen en el posicionamiento con observaciones GPS o VLBI. Las *mapping functions* se utilizan a priori para mapear los retrasos que la troposfera produce en las señales. La mayoría de los análisis utilizaron la *Niell Mapping Function* (NMF) cuyos coeficientes se determinan a partir de las coordenadas del lugar y el día del año.

En los últimos años se han desarrollado *mapping functions* basadas en modelos de predicción numérica (NWP) para mejorar la estimación de los retrasos seco y húmedo. Boehm y Shuh (2004) mostraron que la utilización de la *Vienna Mapping Function* (VMF) en lugar de la *Niell Mapping Function* (NMF) para análisis de observaciones VLBI, mejoraba la repetibilidad de la longitud de las líneas base y los cambios significativos en el marco de referencia terrestre. Boehm et al. (2006) presentaron resultados con la VMF implantada en el software GAMIT (King y Bock, 2000). La aplicación de la VMF en lugar de la NMF mejoraba la precisión de los resultados geodésicos, y revelaba de forma clara cambios en el valor de la altitud según la fecha de observación. El análisis se llevó a cabo con una red global, observada entre abril de 2004 y marzo de 2005, en el que se mostraba que

¹⁰ ESCOMPTE (*Experience sur Sites pour Contrainte Modeles Pollution Atmosphérique et Transport d'Émission*)

aparentemente las altitudes de las estaciones variaban unos 10 mm, en particular de diciembre a enero.

Boehm, Niell, Tregoning y Xhun desarrollaron en 2006 la *Global Mapping Function* (GMF) basada en el modelo global de predicción numérica ECMWF, cuyos coeficientes se obtienen de una expansión de los parámetros de la *Vienna Mapping Function* (VMF) en armónicos esféricos de una red global.

También Vey et al. (2006) compararon la *Niell Mapping Function* (NMF) con la *Isobaric Hydrostatic Mapping Function* (IMF), revelando diferencias significativas en el ZTD, indicando ciertas deficiencias en la NMF y que la IMF mejoraba en zonas de mayor latitud. Recomendaron para análisis globales, el uso de MF basadas en datos meteorológicos.

Bastin et al. (2006), analizaron el ciclo diurno del vapor de agua sobre la ciudad de Marsella (Francia) a partir de los datos GPS de ESCOMPTE, describiendo la variabilidad a pequeña escala del vapor de agua a partir de una tomografía de la troposfera en 4 dimensiones realizada con el software LOFTT desarrollado en el *Laboratoire Dynamique de la Lithosphere* (Champollion et al., 2005). Por su parte, Flores et al. (2008), desarrollaron también una tomografía troposférica 4D utilizando retrasos oblicuos estimados con el software GIPSY-OASIS II, definiendo el concepto de retrasos pseudo-húmedos, siendo estos los observables del software tomográfico.

Bock et al. (2007) analizaron la correlación entre el ZTD estimado por GPS y las fuentes de error que afectan al cálculo. Demostraron que el hecho de constreñir las coordenadas de las estaciones IGS en el procesado, introduce errores sistemáticos en los valores de ZTD de otras estaciones, por lo que se debería analizar en profundidad la sensibilidad del ZTD frente a estas fuentes de error y la transmisión de los errores dentro de la red. Valoraron la sensibilidad del ZTD respecto a la máscara de elevación, sobre todo con ángulos pequeños y con las nuevas *mapping functions* desarrolladas.

En 2007, Bock et al., compararon el PW-GPS de observaciones independientes de receptores IGS y modelos NWP sobre África, región caracterizada por la alta variabilidad de la humedad. También en 2007, Walpersdorf et al., valoraron los datos GPS para aplicaciones meteorológicas sobre África. Saha et al. (2007) estudiaron el retraso troposférico en la propagación de la señal GPS para una atmosfera tropical en la India.

En 2008, Qu et al., evaluaron la precisión de tres modelos de corrección de retraso troposféricos: modelo de Hopfield (el más impreciso), el modelo de Saastamoinen, y el modelo EGNOS (el más óptimo en tiempo real para su uso en posicionamiento y navegación). Jin et al. (2008), compararon VLBI PWV con GPS PWV, con mediciones realizadas durante 5 años (2002-2007), obteniéndose resultados similares.

La temperatura de la superficie y la presión tienen una influencia directa en la producción del PWV. Sin embargo, la influencia de la actividad solar en la dinámica atmosférica y su mecanismo físico es todavía un debate abierto. Suparta et al. (2008)

propusieron un nuevo método de determinación y cuantificación de la influencia solar basada en correlar el PWV GPS con el contenido total de electrones (TEC). Los resultados, de observaciones de PW realizadas en la Antártida, mostraban una correlación significativa entre el PWV y la actividad solar durante tormentas geomagnéticas, no existiendo correlación durante la ausencia de tormentas. En 2009, Suparta et al., analizaron la variabilidad del vapor de agua atmosférico y su respuesta a los vientos terrestres en la Antártida.

Jin y Luo (2009) obtuvieron valores del PWV a partir de observaciones globales de la red IGS-GPS durante 13 años (entre 1994 y 2007) con una resolución cada 2 horas. Los resultados obtenidos mostraron que los valores de PWV oscilaban en el rango 5-60 mm, y que la mayor concentración se produce en zonas de baja latitud (áreas del trópico) con valores entre 30 y 60 mm, mientras que es menor en latitudes altas (a partir de 60° N y de 60° S) con valores inferiores a 15 mm. Concluían que la cantidad de vapor de agua está directamente relacionada con la temperatura y que disminuye con el incremento de la elevación, lo que provoca una atmosfera fría en áreas elevadas.

En Sudamérica se publicaron trabajos para la determinación del contenido del vapor de agua precipitable a partir de mediciones GNSS en Argentina (Fernández et al., 2009) con datos de la Red Argentina de Estaciones Permanentes (RAdeP); y en Venezuela (Cioce et al., 2009) con datos de la infraestructura observacional SIRGAS¹¹-CON.

Una vez demostrado que la exactitud de las determinaciones de PWV GPS es bastante alta, Alexandrov et al. (2009) utilizó estos datos como patrón para compararlos con los obtenidos con un radiómetro MFRSR (MultiFilter Rotating Shadowband Radiometer).

Ortiz de Galisteo et al. (2011), estudiaron el ciclo diurno del vapor de agua precipitable en varias estaciones españolas, destacando que los valores más altos de PW se recogen en puntos de la costa mediterránea, doblando incluso a los valores recogidos en la costa atlántica o en el interior de la Península Ibérica. Asimismo indicaron que el ciclo que sigue el vapor de agua en invierno es muy similar en todas las localizaciones, mientras que los efectos locales durante el verano son más variables.

En 2012, Seco et al., realizaron el análisis de patrones de lluvia y modelos de previsión basados en el contenido de vapor de agua atmosférico estimado con GPS. El experimento establece las relaciones entre episodios de lluvia y presión atmosférica y contenido de vapor de agua obtenido con tecnología GPS, utilizando series de datos de 9 años de cada variable analizada. Los resultados indican que existe una buena correlación entre las lluvias observadas y la previsión, obteniendo un modelo capaz de predecir precipitaciones con índices de acierto altos.

¹¹ SIRGAS: Sistema de Referencia Geocéntrico para América del Sur

1.2.2. Asimilación de los datos en modelos meteorológicos

Los modelos de predicción numérica del tiempo (NWP) requieren de información de buena calidad y con una alta resolución espacial y temporal. Los datos de observaciones convencionales de radiosondas y de satélites meteorológicos son insuficientes para ofrecer datos continuos y abundantes del vapor de agua troposférico (Tomassini et al., 2002).

Las determinaciones GPS del contenido de vapor de agua precipitable (PWV-GPS) son una fuente de datos relativamente reciente de información de la humedad, con alta resolución temporal y bajo cualquier condición meteorológica. Estas estimaciones del PWV a partir del retraso de la señal GPS, pueden complementar las observaciones clásicas de la humedad troposférica realizadas a través de radiómetros de vapor de agua o radiosondas.

Por ello, se han desarrollado algunas técnicas para asimilar estos datos obtenidos por estaciones GPS, en los modelos numéricos de predicción, lo que ha introducido mejoras en los pronósticos a corto plazo, sobre todo en el caso de la predicción de lluvias (Gustafsson, 2002; Vedel y Huang, 2004).

Desde mayo de 2000, el *GeoForschungsZentrum* en Potsdam (Alemania), procesa los datos de la red alemana GPS de la *German National Survey* (SAPOS) y del IGS para calcular el IWV. El principal objetivo de este proyecto ha sido la introducción de los datos GPS IWV en modelos NWP locales, donde se han obtenido buenos resultados. Desde febrero de 2001, el proceso es en tiempo casi real, por lo que el IWV podría ser monitorizado.

Gustafsson (2002) analizó la asimilación de datos GPS en un modelo de alta resolución (HIRLAM 3D: *HIght Resolution Limited Area Model*). De Haan et al. (2002), compararon los retrasos oblicuos húmedos (SWD) y los IWV obtenidos con GPS con modelos NWP (HIRLAM), obteniendo buena resolución temporal y determinando bien los gradientes.

Haase et al. (2003) realizaron varios experimentos con el objetivo de estimar el error estadístico necesario para una asimilación futura de datos GPS ZTD en modelos numéricos e investigar la precisión y variabilidad de las medidas del retraso troposférico GPS. Dichas observaciones se llevaron a cabo en el proyecto europeo MAGIC (*Meteorological Applications of GPS Integrated Column Water Vapor*) con 51 estaciones GPS permanentes en el Mediterráneo oeste (España, Francia e Italia), con un desnivel máximo entre ellas de 2500 metros, y con condiciones climatológicas variables. Durante el periodo de observaciones, dos años y medio, se compararon datos GPS ZTD con radiosondas obteniéndose una desviación estándar de 12 mm de retraso troposférico; se compararon datos GPS ZTD con modelos HIRLAM, con una desviación de 18 mm. Las variaciones anuales mostradas por los datos GPS ZTD están en torno a 30 y 70 mm, dependiendo de la presión y de la altitud de la estación. La dispersión de los residuos aumento durante los meses de verano cuando la humedad tiene mayor variabilidad temporal. El error producido

por el retardo troposférico sobre la señal GNSS, determinado por Haase et al. (2003), equivalió a unos 2,4 metros en dirección cenital.

Vedel et al. (2004) demostraron con varios estudios realizados mejoras en los modelos de predicción meteorológicos por la asimilación de los valores de ZTD calculados con GPS para pronosticar lluvias, sobre todo en invierno y para precipitaciones fuertes. Uno de esos estudios se realizó para la previsión de lluvias en el Mediterráneo oeste, donde son comunes eventos de lluvias torrenciales, especialmente en otoño, debidas a las interacciones entre fuerzas dinámicas, elevaciones orográficas y advenciones húmedas del cálido mar Mediterráneo. El experimento se llevó a cabo durante un periodo de dos semanas (junio 2000) utilizando 58 estaciones GPS distribuidas en España, Francia e Italia, utilizando un modelo HIRLAM y realizando el análisis de los datos GPS con el software GAMIT (King y Bock, 2000).

Van der Marel (2004) examinó el proyecto COST-716 (*European Cooperation in the Field of Scientific and Technical Research*) para la estimación en tiempo casi real del vapor de agua integrado con GPS. Dicho proyecto es fruto de una acción cooperativa de quince países europeos (incluido España) que explotaron los datos de 150 estaciones GPS para aplicaciones dinámicas y modelos NWP. Se calculo el ZTD en seis centros de análisis con un intervalo de 1 hora 45 minutos, que mejoro los modelos NWP.

Brenot et al. (2006) analizaron la sensibilidad del ZTD GPS evaluado desde simulaciones de predicción numérica de alta resolución. Utilizaron un modelo atmosférico no-hidrostático (Meso-NH) de alta resolución (2,4 km) para la simulación de observables troposféricos (ZTD), utilizando datos de los días 8 y 9 de septiembre de 2002, periodo en el que se produjeron riadas en el sureste de Francia. Para llevar a cabo la simulación se utilizó la formulación hidrostática (ZHD) y la temperatura de la superficie, lo que inducía a una sobrestimación respecto a la integración de refracción vertical. Las variaciones más importantes del IWV se debían al uso de diferentes factores de conversión (transforman el ZWD a IWV). Concluían, que esta simulación, la más adecuada para las observaciones GPS, es también la que se correspondía con las medidas de lluvia en superficie.

Eresmaa y Jarvinen (2006) implementaron el operador de observación de retraso oblicuo (STD) en el modelo HIRLAM para la asimilación de datos de información de humedad troposférica contenida en los estimadores geodésicos de los retrasos en la señal. Nordman et al. (2007) usaron NWP derivados de retrasos oblicuos en procesos GPS, de forma que cuando el retraso oblicuo utiliza un modelo atmosférico, la variación en la solución de la posición (sobre todo la altitud) se reduce considerablemente.

1.2.3. Análisis de tormentas fuertes

La previsión de lluvias intensas está limitada por observaciones inexactas e incompletas del contenido de vapor de agua (Park y Droegemeier, 2000). Algunos estudios indicaron que cambios muy pequeños en la mezcla del vapor de agua en la capa límite puede transformar una atmósfera no convectiva en una convección severa (Sun y Crook, 1998).

Los estudios de asimilación de datos GNSS en modelos numéricos de predicción indican que estas estimaciones del vapor de agua precipitable integrado (IPWV) pueden implicar una mejora significativa en los pronósticos de precipitación (Ha et al., 2003; Cucurull et al., 2004).

A medida que las redes de estaciones permanentes GNSS continúan ampliándose en número y tamaño, crecen las posibilidades de investigación en la determinación del vapor de agua troposférico a pequeña, media y gran escala, y por tanto del estudio de la intensidad de las tormentas.

Las redes GNSS ofrecen datos continuos que complementan la resolución obtenida por una sola estación, identificando así las diferencias espaciales en vapor de agua. Los valores meteorológicos que pueden extraerse como subproductos del procesamiento de estas redes geodésicas de alta precisión son el vapor de agua precipitable (PWV) y el vapor de agua oblicuo (SWV), que representan cantidades atmosféricas integradas.

Boccolari et al. (2002) realizaron una evaluación continua meteorológica en zonas prealpinas (norte de Italia) donde son importantes los ciclos de agua atmosférica relacionados con precipitaciones e inundaciones, durante un periodo especial (*MAP-SOP, Mesoescala Alpine Program – Special Observing Period*), analizando los cambios en los valores del PW de distintas situaciones meteorológicas. Entre las conclusiones destacan que existía una buena correlación entre la oscilación del PW y las precipitaciones, incrementándose su valor antes de las tormentas y su posterior disminución.

Cucurull et al. (2002) analizaron las diferencias entre el ZTD durante una lluvia intensa en un corto periodo de tiempo (14 de septiembre de 1999), producida al este de la Península Ibérica y el Mar Mediterráneo, obtenido con datos derivados de observaciones GPS y datos de un modelo de mesoescala (MM5), que predice el contenido de vapor de agua durante eventos de lluvia. Para comparar la dependencia del ZTD analizaron también la situación en un día despejado, con alta temperatura y con ausencia de precipitaciones. Se llega a conclusiones como que las discrepancias en el error hidrostático (ZHD) lo causan las diferencias entre la altitud de las estaciones GPS y las del modelo de simulación empleado, mejorándolo con modelos digitales más precisos; mientras que las diferencias en el error húmedo (ZWD) las generan las imprecisiones del modelo de mesoescala.

En 2004, Champollion et al., llevaron a cabo la monitorización GPS de la distribución de vapor de agua durante un episodio de lluvia torrencial (9 de septiembre de 2002) en Cévennes (sur de Francia), donde se miden hasta 200 litros por metro cuadrado en 24 horas, y 600 mm en algunos lugares. Usando el IWV y el gradiente húmedo horizontal han monitorizado la evolución de un sistema convectivo que desencadenaban precipitaciones torrenciales, evidenciando desde los datos GPS que las fuertes lluvias están asociadas a una acumulación continua de vapor de agua, incluso durante el periodo de lluvia. Demostraron el interés del análisis de los gradientes para caracterizar la posición, la velocidad y el desplazamiento de los frentes. Concluyeron que la tecnología GPS aporta una fuente exacta de datos de humedad con excelente resolución temporal y operativa en cualquier condición meteorológica. Las mediciones ZTD se obtuvieron utilizando la estrategia de ventana deslizante con sesiones de 24 horas de datos y bloques de 12 horas, trabajando solo con la mitad de 12 horas de cada sesión, eliminando los valores iniciales y finales para evitar el efecto "borde" (Champollion et al., 2004).

Walpersdorf et al. (2004) analizaron los datos de una red de 17 estaciones permanentes GPS (20 km²) durante la campaña ESCOMPTE (estudio de la polución atmosférica en la región de Marsella, Francia). Realizaron la inversión tomográfica de retrasos oblicuos a partir de retrasos cenitales (transformados a agua precipitable) y gradientes horizontales. Bock et al. (2004) también describieron y obtuvieron unos primeros resultados del proyecto asociado al programa ESCOMPTE (Cros et al., 2004).

En 2006, Braun investigó que los pronósticos de la intensidad de lluvias son excepcionalmente sensibles a las observaciones de la humedad. Determinó el SWD a partir de GPS encontrando una correlación lineal fuerte (0.7) entre la humedad atmosférica total y la intensidad de las tormentas. Esta correlación relativamente alta demostró la relación directa entre la fuerza de la tormenta y la humedad atmosférica.

En los experimentos realizados durante este periodo se pudo observar cómo los valores de PWV y de SWV mostraban un claro aumento de casi 20 milímetros en el contenido total de vapor de agua una hora y media antes del comienzo de la precipitación, mientras que las observaciones superficiales de la temperatura y del punto de condensación mostraban cambios muy leves antes del inicio de la lluvia; este cambio representa un aumento del 50% en humedad atmosférica. El pico en los valores de PWV y de SWV ocurría casi simultáneamente con el inicio de la lluvia. Sin embargo, en campos complejos de la humedad (es decir en épocas de la iniciación de la convección, o a lo largo de frentes de la tormenta), el SWV proporcionaba un muestreo superior de la atmósfera (Braun, 2006).

Yan et al. (2009) mostraron la influencia del GPS ZTD en la asimilación de una predicción convectiva de fuertes tormentas en el Mediterráneo (Sur de Francia) entre los días 5 y 9 de septiembre de 2005, utilizando los datos de observaciones de más de 250 estaciones GPS. Mostraron el beneficio que tiene una predicción de eventos de lluvia intensa utilizando datos GPS ZTD en un modelo de previsión de escala convectiva.

1.2.4. Proyectos de investigación

Aparte de las investigaciones publicadas, sobre la utilización de observaciones GPS con aplicación en meteorología existen una serie de proyectos o programas I+D desarrollados en esta temática (Figura 1), cuyo objetivo primordial es la aplicación de observaciones de redes permanentes GNSS para fines meteorológicos.

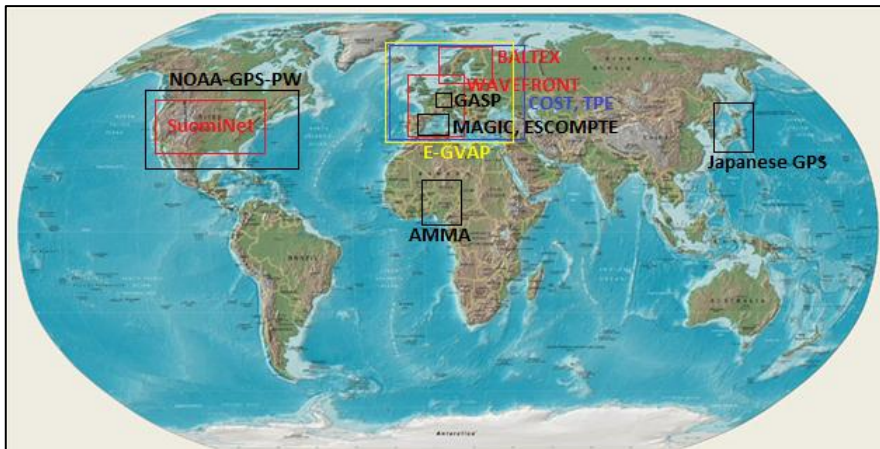


Figura 1. Localización de proyectos para la medida de vapor de agua con técnicas GNSS

La primera red GPS diseñada específicamente para observaciones meteorológicas fue la **NOAA GPS PW**, puesta en marcha por el FSL (*Forecast System Laboratory*) de los Estados Unidos, en el que participan el SOPAC (*Scripps Orbit and Permanent Array Center*), la UNAVCO (*University Navstar Consortium*) y la Universidad de Hawái. En los comienzos del proyecto se utilizaron los datos de unas 300 estaciones GPS distribuidas mayoritariamente por todo el territorio continental de los Estados Unidos, y en menor medida estaciones en Canadá, Alaska y Hawái (Deblonde et al., 2005). Cada estación transmite datos de ZTD, ZHD, ZWD y PW cada 15 minutos; además la mayoría de los receptores GPS están acompañados con estaciones meteorológicas automáticas que también ofrecen datos cada 15 minutos de presión y temperatura.

Uno de los proyectos más ambiciosos se ha desarrollado en Japón (**Japanese GPS**), donde GEONET como red permanente de observaciones GPS con más de 1200 estaciones procesadas por el GSI (*Geographical Survey Institute*), colabora con la JMA (*Japan Meteorological Agency*) para determinar de forma conjunta el retraso troposférico y obtener productos meteorológicos (vapor de agua), que mejoren las observaciones geodésicas en tiempo real, y a su vez que sirvan para Meteorología.

Los primeros ensayos llevados a cabo en Europa se desarrollarán bajo el proyecto **WAVEFRONT** (*GPS WAter Vapour Experiment For Regional Operational Network Trials*) que

fueron realizados por centros de investigación de varios países europeos durante el periodo 1996-1999, para evaluar la utilización del GPS en la estimación del vapor de agua, tomando como referencia los datos de radiosonda y radiómetros, validando así su precisión y resolución temporal. Entre otros objetivos, se perseguía la viabilidad de obtener en tiempo real el IPWV con una precisión de 1 mm, así como la de obtener un perfil tomográfico detallado de vapor de agua.

El proyecto WAVEFRONT, financiado por la Comunidad Europea, fue coordinado por el IESSG (*Institute of Engineering Surveying and Space Geodesy*) de la Universidad de Nottingham (Reino Unido), y en el que participaron el CSIC (*Consejo Superior de Investigaciones Científicas*) de España, y las Escuelas Politécnicas "Eidgenossische Technische Hochschule" de Suiza y "Chalmers Tekniska Hogshola" de Suecia. Otros miembros asociados al proyecto son la UKMO (*UK Meteorological Office*), el DMI (*Danish Meteorological Institute*) y el AIUB (*Astronomical Institute at the University of Berne*).

En 1993 se pone en marcha el proyecto **BALTEX** (experimento del Mar Báltico), incluido en el Programa Mundial de Investigaciones Climáticas (WCRP, *World Climate Research Programme*). La primera fase (1993-2002) estuvo centrada en el estudio del comportamiento del ciclo hidrológico y del intercambio de energía entre la atmosfera y la superficie terrestre, como elementos reguladores del cambio climático regional. En una segunda fase (2003-2012), además se ha investigado la gestión del agua, los ciclos biogeoquímicos y los procesos de transporte en el sistema terrestre regional del Mar Báltico y su cuenca de drenaje hidrológico. Para ello, se estableció una red GPS para obtener el agua precipitable de forma continua para el mar Báltico y sus zonas adyacentes.

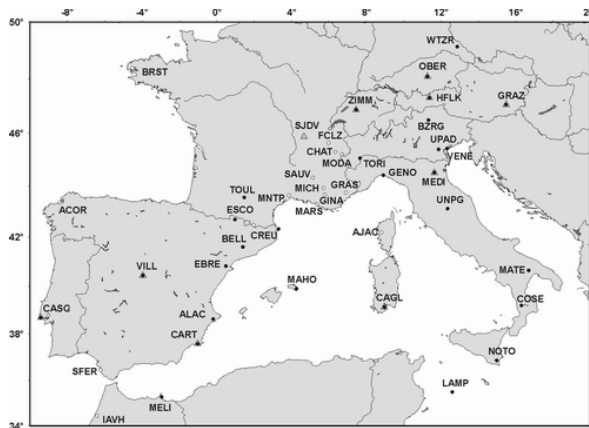


Figura 2. Red GPS del proyecto MAGIC (Fuente: Haase et al., 2001)

También en Europa, el proyecto **MAGIC** (*Meteorological Applications of GPS Integrated Column Water Vapor Measurements in the Western Mediterranean*) fue un proyecto de 3 años, desarrollado en el periodo 1998-2001, y financiado por la Comisión Europea. Como objetivos principales se validaron los datos GPS PW con los obtenidos por

radiosondeos, se desarrollaron algoritmos para incorporar los datos de vapor de agua integrado (IWV) en los modelos de predicción meteorológicos (HIRLAM), y se investigó la variabilidad de los datos en el área occidental del Mar Mediterráneo (Haase et al., 2003). Los datos se obtienen durante ese periodo y de forma continua a partir de una red GPS de unas 50 estaciones permanentes distribuidas por España, sur de Francia e Italia fundamentalmente (Figura 2). Numerosos estudios y artículos han analizado la obtención del ZTD obtenido en esta red y durante ese periodo.

La Cooperación Europea en Ciencia y Tecnología (**COST**, *European Cooperation in the field of Scientific and Technical Research*) elaboró planes de acción para apoyar y fomentar la investigación y la innovación científica en Europa. En el plan denominado **COST-Action 716** (1998-2004) trazó quizás los primeros pasos en estas aplicaciones de estimación en tiempo casi real del vapor de agua integrado con receptores GPS, involucrando instituciones y profesionales de la Geodesia y de la Meteorología de 15 diferentes países europeos, explotando los datos de 150 estaciones GPS. El principal objetivo fue el de proporcionar datos en tiempo real para la predicción numérica del tiempo y aplicaciones climáticas.

En el año 2012, se ha propuesto una nueva acción COST denominada "*Advanced GNSS tropospheric products for monitoring severe weather events and climate*", en la que participa el autor de esta tesis. Los principales objetivos de esta nueva acción son el desarrollo de nuevos productos troposféricos para modelos numéricos del tiempo fundamentados especialmente en previsión de tiempo severo, así como el desarrollo de algoritmos de procesamiento GNSS en tiempo real para análisis rápidos y actualizados. También se pretende reprocesar los observables GNSS disponibles en las redes europeas para la monitorización climática e incrementar el tamaño de las redes de observación y homogeneizar la calidad de los datos.

El proyecto **Troposphere Parameter Estimation** consiste en el cálculo de soluciones semanales del parámetro ZTD de la red permanente EUREF (**EPN**, *EUREF Permanent Network*) con más de 120 estaciones GNSS distribuidas por Europa. Los cálculos se llevan a cabo desde 16 Centros de Análisis Locales (LACs, *Local Analysis Centres*), entre ellos el Instituto Geográfico Nacional (IGN) español, de los cuales 14 utilizan el software *Bernese GNSS* (Söhne y Weber, 2005). La combinación de los datos se empezó en junio de 2001 realizándose en dos centros diferentes: *GeoForschungsZentrum Potsdam* (GFZ) y *Bundesamt für Kartographie und Geodäsie* (BKG). Los resultados podrían utilizarse en propósitos meteorológicos para mejorar la previsión del tiempo (Marel y Weber, 2002) y en investigaciones climáticas a partir de series largas en la estimación del ZTD.

El proyecto **GASP** (*GPS Atmosphere Sounding Project*) fue desarrollado en 2000 en Alemania por la GFZ (*GeoForschungsZentrum Potsdam*), con el objetivo de calcular en tiempo casi real el PWV sobre su territorio. Utiliza una densa red estaciones GPS sobre Alemania y países próximos, con la finalidad de mejorar la predicción meteorológica.

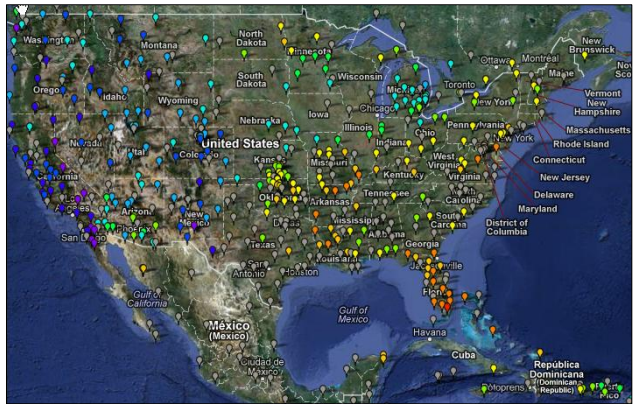


Figura 3. Red GPS del proyecto SuomiNet (Fuente: <http://www.suominet.ucar.edu>)

La red **SuomiNet** (*Suomi Network*) es una red norteamericana de receptores GPS (Figura 3) que ofrece datos atmosféricos (vapor de agua precipitable en la troposfera y contenido total de electrones en la ionosfera) desde el año 2000. El proyecto está financiado por la NSF (*National Science Foundation*) de los Estados Unidos y por las numerosas universidades que participan, siendo administrado por la UCAR (*University Corporation for Atmospheric Research*). Desde 2005 se publican de forma libre los datos del PWV GPS y del retraso troposférico oblicuo, calculados en tiempo casi real (Figura 4). A partir de esos datos, los meteorólogos han desarrollado técnicas para asimilar los datos de PWV GPS en modelos numéricos que operan en tiempo real, cuyo control concierne al NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*).

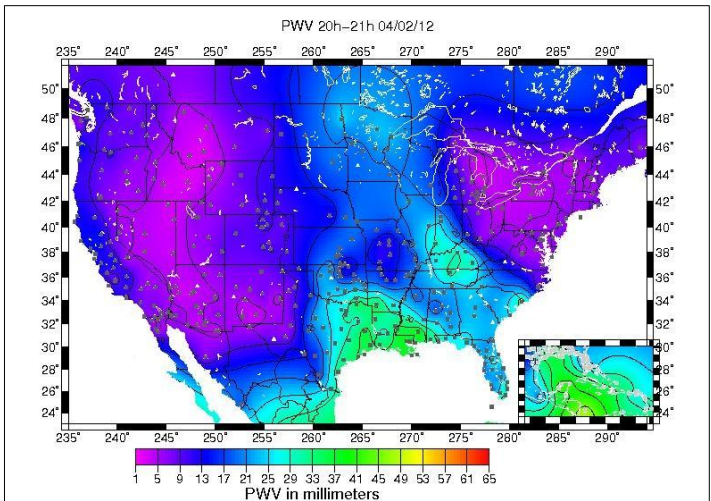


Figura 4. Mapa de vapor de agua de la red SuomiNet (Fuente: http://www.suominet.ucar.edu/map_images/US_PW_CURRENT.jpg)

El programa internacional **AMMA** (*African Monsoon Multidisciplinary Analysis*) fue un proyecto de investigación científica para analizar la dinámica y conocer mejor el sistema climático del monzón en África Occidental y sus episodios de precipitación. Entre las iniciativas, destacar la materialización y observación de una red GPS para obtener el contenido integral en columna del vapor de agua en la atmosfera mediante observaciones GPS. Entre los años 2005 y 2007 se instalaron seis estaciones GPS en Djougou (Benín), Niamey (Níger), Tamale (Ghana), Ouagadougou (Burkina Faso), Gao y Tombuctú (Malí).

También existen algunos trabajos efectuados en América del Sur por el CPTEC-INPE (*Centro de Previsao de Tempo e Estudos Climaticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*) en Brasil. Dicho centro realiza de modo operacional una asimilación de datos de PWV sobre territorio brasileño.

El programa **E-GVAP**¹² para la medida de vapor de agua con GNSS de la Red de Servicios Meteorológicos Europeos (EUMETNET¹³), vigente en Europa y en el que participa España, está funcionando desde abril de 2005. Este proyecto proporciona el retraso troposférico cenital (ZTD) y la estimación del contenido de vapor de agua integrado (IWV) en tiempo casi real (NRT¹⁴) para su uso en modelos numéricos de predicción del tiempo (NWP¹⁵) operativos.

Este programa fue creado por la falta de observaciones de humedad (vapor de agua) en los sistemas de observación meteorológica, siendo el principal colaborador del proyecto la asociación geodésica europea EUREF¹⁶. El número de estaciones de referencia permanentes GNSS en Europa utilizadas para este programa ha ido aumentando de forma considerable, desde 1000 estaciones en 2008 hasta 1550 estaciones en 2012 (Figura 5).

El objetivo fundamental del programa E-GVAP es mejorar la calidad de los datos de NRT GNSS ZTD y aumentar la cobertura de los datos (Vedel et al., 2011) para ser usados en previsiones meteorológicas. El proyecto se desarrolla desde centros de análisis (ACs, *analysis centres*) a partir de los datos de las estaciones GNSS, entre los que se encuentra el Instituto Geográfico Nacional español (Tabla 1).

¹² E-GVAP (*EUMETNET EIG GNSS Water Vapour Programme*)

¹³ EUMETNET (*European METeteorology NETwork*)

¹⁴ NRT (*Near Real Time*)

¹⁵ NWT (*Numerical Weather Prediction*)

¹⁶ EUREF (*European REference Frame*): Asociación geodésica que establece y mantiene el marco de referencia europeo (ver más detalles en el apartado 3.12 del capítulo III).

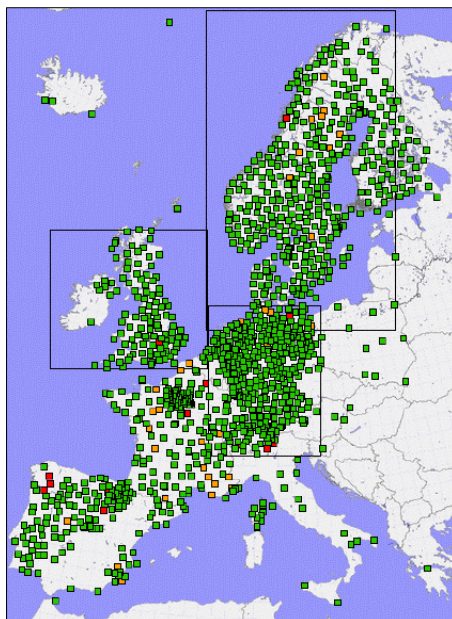


Figura 5. Red GNSS del programa E-GVAP (Fuente: Vedel et al., 2010)

Centros de análisis (ACs) para obtener el NRT GNSS		
AC	Nombre de la organización (País)	Links
ASI	E-Geos/Telespazio (Italia)	ASI, ASIC
BKG	Federal Agency for Cartography & Geodesy (Alemania)	BKG, BKGH
GFZ	Helmholz Centre Potsdam GFZ German Reseach Centre for Geosciences (Alemania)	GFZ
GOP	Geodetic Observatory Pecny (Republica Checa)	GOP1, GOP2, GOPGGOPX
IES	Institute of Engineering, Surveying and Space Geodesy - University of Nottingham (Reino Unido)	IES2
IGN	Instituto Geográfico Nacional (España)	IGE, IGE2
IRE	Met Eireann (Irlanda)	IRE2
KNMI	Royal Meteorological Institute of the Netherlands (Países Bajos)	KNMI, KNM1, KNM2
LPT	SwissTopo (Suiza)	Agnes network LPT, LPTR
METO	UK Metoffice (Reino Unido)	METO, METG
NGAA	Chalmers Technical University, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (Suecia)	NGAA
SGN	Institut Geographique National (Francia)	SGN, SGN1
ROB	Royal Observatory of Belgium (Bélgica)	EUREF Network, ROB

Tabla 1. Centros de análisis que obtienen ZTD en E-GVAP

En la actualidad, se ha planteado que los datos sirvan para modelos globales, por lo que se ha negociado el intercambio con datos ZTD norteamericanos, colaborando con la NOAA GPS PW. Hoy en día, cuatro institutos meteorológicos europeos, el francés *Meteo France*, el británico *UK Metoffice*, el danés DMI (*Danish Meteorological Institute*) y el holandés KNMI (*Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut*), ya usan datos NRT ZTD del programa E-GVAP, en sus operaciones de predicción numérica del tiempo en tres modelos: global, regional y local.

Las líneas futuras del programa E-GVAP prevén aumentar el interés de las investigaciones con el uso de observaciones meteorológicas GNSS de última generación: gradientes del ZTD, residuos/retrasos oblicuos, tomografía 3D ó 4D de vapor de agua, para modelos NWP de alta resolución y de rápida actualización.

Capítulo II

OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

2.1. Objetivos

El objetivo general de este trabajo de investigación es **analizar el comportamiento del vapor de agua atmosférico durante episodios de lluvia en la Comunidad Valenciana para establecer los criterios que permitan predecir este tipo de eventos meteorológicos**, tras el procesado de los datos de PW estimados a partir del retraso troposférico cenital, determinado con el software GAMIT para cada una de las estaciones GNSS. Se han calculado las observaciones GNSS de todas las estaciones de referencia disponibles de la zona de estudio (Comunidad Valenciana, Mallorca y Murcia), además de una red temporal GNSS establecida en la ciudad de Valencia. De esta forma, se ha establecido un sistema de observación atmosférica en la Comunidad Valenciana para toda la serie temporal de datos disponibles.

Para afrontar el objetivo general, el trabajo se ha dividido en los siguientes objetivos específicos:

- **Verificar la bondad de la estrategia de cálculo, validando la metodología empleada para la estimación del PW.** Para ello, se comprueban los resultados obtenidos en tres estaciones GNSS con los datos medidos en tres estaciones de radiosondeo próximas, para de esta forma garantizar la tecnología GNSS como sistema de medición de contenido de vapor de agua atmosférico.
- **Caracterizar el ciclo anual del contenido de vapor de agua atmosférico** en las distintas estaciones GNSS de la Comunidad Valenciana que actualmente publican sus datos. Como el periodo de referencia de cualquier variable climatológica debe ser de 30

años, y en este caso, el mayor periodo disponible es de 11 años, este estudio se refiere a un análisis estadístico de la variable PW.

- **Establecer las relaciones entre las variables meteorológicas presión atmosférica y precipitación con los datos de PW estimados con la tecnología GNSS.** Este estudio es el más significativo de este trabajo de investigación, en el que se determinan para cada uno de los meses del año, las posibles combinaciones de esas variables para que exista la posibilidad de lluvia. Este novedoso análisis se ha llevado a cabo únicamente con los datos de las estaciones GNSS con series temporales largas.
- **Analizar los episodios de lluvias intensas sucedidos** durante el periodo de estudio en la ciudad de Valencia. Una vez confirmadas las relaciones entre PW, presión y precipitación, y localizados todos los episodios de lluvia del periodo, se evalúan los casos más significativos en los que se han producido lluvias. Estos episodios se agrupan y clasifican según la tendencia que siguen las variables PW y presión en cada uno de ellos.
- **Analizar el comportamiento de la evolución de la variable PW en las distintas estaciones GNSS de la Comunidad Valenciana en un mismo episodio de lluvia.** Se han escogido dos casos de estudio, donde las precipitaciones acumuladas registraron valores extraordinarios.
- **Comparar los resultados de PW obtenidos en estaciones GNSS próximas.** Para ello, se ha establecido en la ciudad de Valencia una red temporal con equipos GNSS próximos entre sí, con el objeto de confirmar la poca variabilidad del PW entre estaciones cercanas, y en su caso, corroborar la fiabilidad de los datos, puesto que se trata de estaciones GNSS gestionadas por distintos organismos, así como de receptores y antenas de diferentes marcas comerciales. Asimismo, se plantea el estudio de cual sería la distribución espacial mas apropiada de una red GNSS de observación para estimar el PW.

2.2. Estructura de la Tesis

Este trabajo de investigación está dividido en nueve capítulos:

En el **Capítulo I** se realiza una presentación y justificación de la importancia del conocimiento de la cantidad de vapor de agua atmosférico, y su posible aplicabilidad a la predicción de lluvias intensas en la Comunidad Valenciana. A continuación se realiza una completa revisión y análisis del estado del arte de las investigaciones realizadas de este nuevo producto troposférico obtenido a partir de observaciones GNSS.

En el **Capítulo II** se definen los objetivos y la estructura de la Tesis.

En el **Capítulo III** se realiza una exposición teórica acerca de los sistemas globales de navegación por satélite (GNSS), desde el principio de funcionamiento, la descripción de las orbitas y las señales de los satélites, los observables GNSS y las fuentes de error, así como una breve reseña histórica de cada uno de los sistemas existentes en la actualidad.

En el **Capítulo IV** se incluye una breve definición de la atmosfera, desde su estructura hasta los efectos que producen en las señales GNSS la ionosfera y la troposfera. A continuación se citan y describen los modelos y las *mapping functions* troposféricas más usuales, se realiza una breve descripción de los sistemas de medida de vapor de agua atmosférico, y se concluye con la explicación de la metodología a seguir para estimar el contenido de agua precipitable con los sistemas GNSS.

En el **Capítulo V** se describen los tipos de lluvia habituales en la Comunidad Valenciana, tratándose de una de las zonas que presenta los mayores valores de concentración diaria de precipitación.

En el **Capítulo VI** se presentan las zonas de estudio en las que se han realizado los experimentos, mostrándose los materiales y datos empleados, sus características, así como las tareas de preprocesado necesarias.

En el **Capítulo VII** se describe y desarrolla brevemente la metodología experimental propuesta para la obtención de los objetivos.

En el **Capítulo VIII** se presentan los resultados experimentales y análisis realizados. En primer lugar, se valida la metodología empleada en comparación con otros sistemas. Posteriormente, se presentan los análisis realizados de la red GNSS a escala regional (Comunidad Valenciana, Murcia y Mallorca), donde se validan resultados de estaciones próximas, se caracteriza el ciclo anual del PW en todas las estaciones, se establecen las relaciones entre el PW y las variables meteorológicas presión y precipitación, y se analizan una serie de episodios de lluvias intensas. Y por último, se presentan los análisis de los resultados obtenidos de una red a nivel local, emplazada en la ciudad de Valencia, donde se analiza el comportamiento de la variable PW en todas las estaciones y se analizan una serie de casos de estudio en los que se ha producido lluvia durante las dos campañas llevadas a cabo.

En el **Capítulo IX** se presentan las conclusiones extraídas y se definen las posibles futuras líneas de investigación a seguir.

En el **Anejo I** se presentan las publicaciones científicas relacionadas con este trabajo de investigación realizadas por el autor, divulgadas a través de revistas internacionales o congresos científico-técnicos.

Capítulo III

SISTEMA GLOBAL DE NAVEGACIÓN POR SATÉLITE (GNSS)

3.1. Introducción

Un Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS, en su acrónimo inglés) suministra el posicionamiento tridimensional, medidas de velocidad y tiempo, de cualquier cuerpo en movimiento situado en cualquier parte de la superficie terrestre o espacio próximo, a partir de una constelación de satélites artificiales que transmiten señales formadas por ondas electromagnéticas. El objetivo es determinar de forma rápida y exacta la localización precisa y la velocidad instantánea de puntos en cualquier parte del mundo.

El descubrimiento de las ondas de radio, junto con el lanzamiento de los primeros satélites al espacio, ha supuesto durante los últimos años un gran avance para la navegación, lo que de forma progresiva ha contribuido al desarrollo de estas técnicas.

En 1957 se realizó el lanzamiento del primer satélite artificial, el satélite ruso Sputnik¹⁷, lo que supuso una innovación muy importante para científicos de todo el mundo, al observar que el desplazamiento o efecto Doppler de las señales radiodifundidas por el satélite puede usarse como observable para determinar el tiempo de aproximación del satélite. El efecto Doppler es la variación aparente en el valor de la

¹⁷ El lanzamiento del satélite SPUTNIK I, fue el 4 de octubre de 1957, con un peso de 83 kg emitió señales de radio durante tres semanas con un periodo orbital de 96 minutos.

frecuencia de un tren de ondas (sean ópticas, acústicas o radioeléctricas), en función de la velocidad de acercamiento o alejamiento de la fuente emisora y de la velocidad de propagación de la onda. Este descubrimiento, junto con la capacidad de calcular las efemérides del satélite de acuerdo con las leyes de Kepler, conduce a determinar de forma instantánea la posición de un punto en cualquier parte del mundo (Hofmann Wellenhof et al., 2001).

Para proporcionar un posicionamiento continuo global, es preciso desarrollar una constelación óptima con un número suficiente de satélites y órbitas que garantice que siempre estén visibles electrónicamente un mínimo de cuatro satélites en cualquier lugar del planeta.

En cuanto al tamaño y peso de los satélites se tiene en cuenta los vehículos de lanzamiento y los costes de desarrollo y mantenimiento. Los satélites GNSS consisten en una plataforma con radiotransmisores, relojes atómicos, ordenadores y varios equipos auxiliares de posicionamiento y electrónicos. Además cuentan con paneles solares como fuente de energía, volantes de inercia para control de la orientación y sistemas de propulsión para ajustes de órbita.

El acrónimo **GNSS** (*Global Navigation Satellite Systems*) incluye todas las técnicas de posicionamiento mediante satélites. En la actualidad, varios países se han embarcado en el desarrollo de sus propios sistemas de navegación por satélite, de forma que en el año 2012, existen cuatro constelaciones de satélites en el mundo: dos ya consolidadas que operan de forma completa, como son el Sistema de Posicionamiento Global **GPS** (*Global Position System*) de los Estados Unidos de América, y el Sistema Orbital Mundial de Navegación por Satélite **GLONASS** (*GLObal-naya NAVigatsion-naya Sputnikovaya Sistema*) de la Federación de Rusia; y otras dos en proyecto, **Galileo**, que será la contribución de la Unión Europea al futuro GNSS y el sistema **Compass** desarrollado por China a partir del sistema regional Beidou.

Estas técnicas se complementan con sistemas de augmentación en el espacio **SBAS** (*Space-Based Augmentation Systems*) o sistemas de augmentación en tierra **GBAS** (*Ground-Based Augmentation Systems*). Ejemplos de sistemas SBAS, son el estadounidense WAAS (*US Wide-Area Augmentation Systems*), el europeo EGNOS (*European Geostationary Navigation Overlay Service*), el japonés MTSAT (*Multifunctional Transport Satellite*) y MSAS (*Multifunctional Space-Based Augmentation Systems*), el indio GAGAN (*Gps And Geo Augmented Navigation*), el chino SNAS (*Satellite Navigation Augmentation System*), el ruso SDCM (*System for Differential Correction and Monitoring*) o el latinoamericano SACCSA. Casi todos estos sistemas incorporan a las constelaciones existentes, satélites de media órbita (MEO, *Medium Earth Orbit*) geostacionarios.

El sistema de posicionamiento global GPS tiene su origen en el sistema militar de radionavegación por satélite **TRANSIT** o también llamado NNSS (*Navy Navigation Satellite System*), desarrollado por el Departamento de la Marina de los Estados Unidos en la década de 1960. Este sistema, constituido por seis satélites de baja órbita (LEO,

Low Earth Orbit), a una altitud de aproximadamente 1.100 km y próximos al círculo polar, utiliza el efecto Doppler para determinar la posición relativa de los satélites y proporcionar la posición bidimensional (latitud y longitud geográfica) de los receptores.

Este sistema estuvo limitado porque no proporcionaba un posicionamiento continuo (grandes intervalos de tiempo sin cobertura) y por la baja precisión que proporcionaba para la navegación. Los errores en la determinación de coordenadas estaban en torno a 100 metros con receptores monofrecuencia y de 20 metros en receptores bifrecuencia, a pesar de que los satélites transmitían en dos portadoras para determinar y corregir el retardo ionosférico.

El sistema TRANSIT, operativo desde 1964 para ayuda de navegación de navíos y submarinos militares, también se utilizó para aplicaciones del sector civil desde 1967, desactivándose en 1996.

Entre los años 1967 y 1969, la Fuerza Aérea de los Estados Unidos (USAF) crea un sistema denominado 621B, consistente en medir de forma simultánea los radios de tres esferas cuyos centros estarían en tres satélites, en un punto receptor de señales radioeléctricas emitidas por estos. Coincidiendo en el tiempo, el Laboratorio de Investigación Naval USA, desarrolló el sistema **Timation** (*Timing Navigation Satellite System*), cuyo objetivo principal fue la investigación de la estabilidad de la frecuencia del oscilador en el transmisor situado en un satélite, midiendo de esta forma, el retraso en la recepción de la señal radiada durante el paso de un satélite.

Fue en 1973 cuando el Departamento de Defensa de los Estados Unidos unificó ambos sistemas en uno sólo, denominándose **NAVSTAR-GPS** (*Navigation System Using Time and Ranging - Global Position System*) como sistema de radionavegación por satélite para proveer a los usuarios coordenadas tridimensionales precisas de posicionamiento, además de información de navegación y tiempo.

Cinco años más tarde, en 1978 comienza el lanzamiento de los primeros satélites, con los que experimentan durante 11 largos años para configurar el sistema. Hasta 1989 no se envía el primer satélite operativo, consiguiéndose el 8 de diciembre de 1993 la capacidad operacional inicial (IOC) del sistema. El 17 de julio de 1995, se consigue la configuración final del sistema, con capacidad operacional completa (FOC).

En un principio el sistema GPS tuvo uso exclusivamente militar, promovido más tarde a su uso civil, su uso comercial y para aplicaciones científicas (1996), lo que ha permitido su enorme desarrollo en las últimas décadas.

En la década de 1970, la Unión Soviética¹⁸ inicia el desarrollo del sistema GLONASS basado en las experiencias de satélites Doppler del sistema **Tsikada**, similar al sistema americano Transit, que consiste en dos constelaciones, una militar con 6

¹⁸ Nombre con el que también se llamaba a la URSS (Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas), creada en 1922 y disuelta en 1991, actualmente Federación de Rusia.

satélites (el primero se lanzó en 1974) y otra civil, con 4 satélites de baja orbita (LEO), y que a diferencia del sistema Transit, todavía esta operativo.

Por su parte, **GLONASS** es el equivalente ruso del sistema GPS, similar en cuanto a su principio de funcionamiento, pero difiriendo en su configuración. Hay poca información de sus comienzos, puesto que inicialmente se trataba de un sistema secreto militar. De la información disponible hoy en día, se sabe que en 1982 se envió el primer satélite, que nunca llego a estar operativo, y que en 1984 funcionaron satisfactoriamente los 4 satélites enviados. Entre 1986 y 1993 se incrementó la constelación con 12 satélites, lo que contribuyó a que el 24 de septiembre de 1993 el sistema fuese declarado oficialmente operativo, aunque la constelación no se completo hasta el 18 de enero de 1996 con los 24 satélites nominales.

En 1996, se ofreció el uso de la señal GLONASS a la aviación civil y en 1999 se permitió oficialmente el uso libre de la señal civil. Sin embargo, y debido a un problema de financiación por falta de fondos (Polischuk et al., 2002), el número de satélites disponibles disminuye poco después, alcanzando su mínimo en 2001 con solo 8 satélites operativos (Feairheller y Clark, 2006).

Entre 2003 y 2004, varios organismos estatales se adhieren al programa para financiar y poner de nuevo en marcha una serie de actividades que permitan mantener, modernizar y desarrollar el llamado *Federal GLONASS Program Update*. En 2007, el sistema vuelve a tener capacidad operativa mínima con 18 satélites operativos.

La mayor contribución para la realización de aplicaciones civiles de alta precisión con GPS fue el establecimiento del **IGS** (*International GNSS Service*) en 1994 (Mueller and Beutler, 1992; Beutler, 1992; Beutler et al., 1999). El Servicio Internacional GNSS es una federación voluntaria de más de 200 agencias mundiales, que juntan los recursos y datos de estaciones permanentes GPS y GLONASS, disponiendo de una red mundial de estaciones IGS, que generan productos precisos y de alta calidad, como por ejemplo, efemérides precisas.

3.2. Principio de funcionamiento

La idea básica de funcionamiento de la tecnología GNSS es la medición del tiempo que tarda una señal radioeléctrica en recorrer la distancia entre el emisor (satélite) y un receptor, que multiplicada por la velocidad de la luz, proporciona la distancia emisor-receptor.

El posicionamiento o posición tridimensional de un receptor consiste en la determinación de sus tres coordenadas tridimensionales (x, y, z) o (*latitud, longitud, altitud*), resolviendo un sistema de tres ecuaciones a partir de las distancias desde los satélites al receptor. Por tanto, el principio de posicionamiento consiste en resolver una trilateración inversa en el espacio, donde conocidas las coordenadas de los satélites (efemérides), se mide la distancia entre el receptor GNSS y los satélites.

Por su parte, la navegación es la determinación de la posición instantánea y de la velocidad de cualquier cuerpo en movimiento. La determinación de la velocidad instantánea de un móvil puede ser determinada haciendo uso del efecto Doppler, dado que la frecuencia de la señal emitida por el satélite varía cuando es recibida por el vehículo, debido al movimiento relativo entre los satélites y el vehículo en movimiento. Este cambio de frecuencia es proporcional a la velocidad radial relativa, y como la velocidad radial del satélite es conocida, se puede calcular la velocidad radial del vehículo.

En definitiva, lo que se hace es medir en cada instante la distancia de un receptor a varios satélites, a priori parece fácil, pero no hay que olvidar que normalmente ambos cuerpos se mueven, y por tanto, su distancia está cambiando continuamente. La medida de la distancia entre el satélite y el receptor se basa en la propagación de ondas electromagnéticas, y el método se denomina cálculo por pseudodistancias.

Para determinar esa distancia se mide el tiempo (t) que tarda en llegar al receptor la señal generada por el satélite, dado que este sigue una órbita constante y conocida, cuya distancia (ρ) vendría expresada por la ecuación [1], donde c es la velocidad de la luz.

$$\rho = c * t \quad [1]$$

La posición de los satélites en el espacio se conoce de forma aproximada por su almanaque, que indica los parámetros de la órbitas y sirve para planificar las observaciones. Si se pretende conocer la posición de los satélites de forma precisa, deben determinarse sus efemérides, parámetros que definen su verdadera posición. Las efemérides pueden ser transmitidas en tiempo real en el mensaje de navegación, o bien calculadas con mayor precisión a posteriori (efemérides precisas).

El principio de posicionamiento basado en el cálculo de pseudodistancias con sistemas GNSS, consiste en determinar el vector ρ (Figura 6), es decir la distancia que une el satélite con el receptor. El vector ρ_S , es la línea entre el satélite y el centro terrestre, que se calcula a partir de las efemérides radiadas por el propio satélite. Si el receptor situado sobre la superficie terrestre y definido por su posición geocéntrica (ρ_R , vector entre el receptor y el centro de la Tierra), está provisto de un reloj ajustado exactamente con el sistema de tiempo GPS, se puede determinar exactamente la distancia receptor-satélite midiendo el tiempo necesario para que la señal emitida por el satélite llegue al receptor en un instante dado.

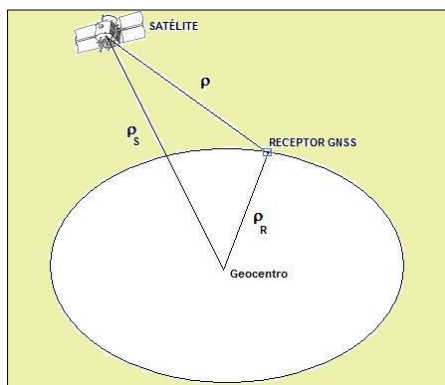


Figura 6. Principio de posicionamiento mediante satélites

Si en un instante determinado se conoce la posición del satélite y la distancia receptor-satélite, es seguro que el receptor está situado sobre cualquier punto de la superficie de una esfera cuyo centro es el satélite y cuyo radio es la distancia entre ellos. Por tanto, para posicionar el receptor en un sistema de coordenadas tridimensional, en un principio son necesarios tres satélites. Cada distancia ρ (R_1 , R_2 y R_3 en la Figura 7) define una esfera con centro en el satélite, y la intersección de tres esferas sería el punto en el que está situado el receptor.

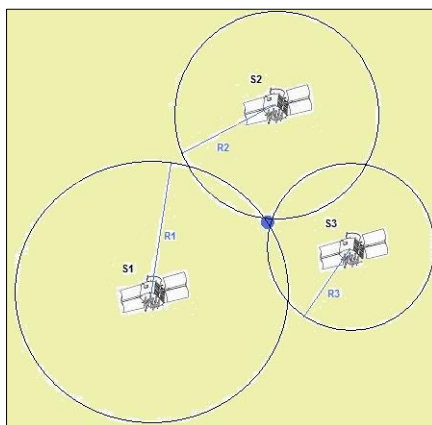


Figura 7. Posicionamiento de un punto

Si los relojes de los satélites y del receptor estuviesen perfectamente sincronizados, el problema estaría resuelto. Pero ocurre que, la precisión del reloj del receptor es inferior a la precisión de los relojes de los satélites, lo que implica que exista un desajuste entre los tiempos registrados por los relojes del satélite y del receptor. Esto supone que las distancias medidas no son las verdaderas distancias existentes entre el satélite y el receptor, por lo que las distancias así medidas, se denominarán pseudodistancias (\mathbf{R}) expresadas en la ecuación [2].

$$R = \rho + \Delta\rho \quad [2]$$

Ahora bien, sincronizar los relojes del receptor (usuario) con los de los satélites, exigiría un reloj de oscilador de frecuencia atómica para el usuario como los de los satélites, solución que encarecería sumamente éste. El supuesto anterior de utilizar la ecuación [1] ya no es válido, puesto que el error del reloj del receptor con respecto al de los satélites es otra incógnita, que debe introducirse en las ecuaciones de cálculo de la distancia.

Si δ es la desviación del reloj del receptor respecto al sistema de tiempo GPS, dado que los relojes de los satélites están exactamente sincronizados entre sí, la pseudodistancia entre el satélite y el receptor se podría expresar como la ecuación [3]:

$$R = \rho + c \delta = c * (t + \delta) \quad [3]$$

Por tanto, se necesitan cuatro pseudodistancias medidas de forma simultánea, es decir, disponer de las distancias de un receptor a cuatro satélites en cualquier instante de tiempo, para resolver las cuatro incógnitas que permiten determinar la posición de un punto, es decir, sus tres coordenadas y la desviación δ del reloj del receptor.

El error $\Delta\rho$ puede ser eliminado por diferencias de pseudodistancias medidas desde un receptor a dos satélites, o a dos posiciones diferentes de un mismo satélite; y los errores sistemáticos en la posición del satélite y los errores accidentales del reloj, pueden ser reducidos o eliminados por diferencias de pseudodistancias desde dos receptores al satélite (Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

La señal que emiten los satélites viaja a la velocidad de la luz, es decir, a 299.792,458 km/s, y como estos orbitan a más de 20.000 km de altura (los satélites se encuentran entre 20.180 km en el cenit y 25.780 km en el caso más alejado), la señal tardaría en llegar entre 0,067 y 0,086 segundos a un receptor situado sobre la superficie terrestre, de ahí la gran precisión que se necesita para los relojes de recepción y transmisión.

Cada satélite está equipado con relojes atómicos ultraestables. El funcionamiento de un reloj atómico se basa en la transición entre niveles de energía de átomos concretos, la cual produce una oscilación de frecuencia muy precisa que se utiliza para controlar por realimentación un oscilador piezoeléctrico de cuarzo, cuya frecuencia estabilizada de esta forma es la que se utiliza. Los relojes de los satélites son de cuarzo (precisión de 10^{-10}), de rubidio (precisión de 10^{-13}), de cesio (precisión de 10^{-14}) y osciladores atómicos o de máser¹⁹ de hidrógeno (precisión de 10^{-14} y de 10^{-15}).

¹⁹ Un máser es un aparato que produce y amplifica microondas por emisión inducida de radiación. Se basa en el principio de que las moléculas y átomos pueden existir en dos o más niveles de energía y que al pasar de un nivel alto a otro más bajo, emiten ondas electromagnéticas que actúan como amplificadores de una sensibilidad extraordinaria.

La precisión de un oscilador se caracteriza por su estabilidad, distinguiendo entre estabilidad en período corto (*short term stability*) y estabilidad en período largo (*long term stability*). La estabilidad en período corto²⁰ se mide sobre un segundo y representa la dispersión de los valores de frecuencia o anchura de banda. La estabilidad en período largo²¹ se mide sobre un año y representa la deriva del oscilador.

El significado de la precisión de un oscilador representa lo que tarda la luz en recorrer una distancia de 30 milímetros. En los relojes de cuarzo, precisión de 10^{-10} , indica una variación de un segundo en 300 años, mientras que en los relojes de máser de hidrogeno, precisión de 10^{-14} , equivale a un segundo en tres millones de años.

A partir de la alta estabilidad de estos relojes se produce una frecuencia fundamental en la banda L, cuyo valor es de 10,23 MHz, y que sirve de fuente para las restantes frecuencias y señales utilizadas en todo el conjunto de la señal radiodifundida por el satélite, como se explica en un apartado posterior.

La escala de tiempo utilizada en los sistemas de navegación por satélite se fija con respecto al tiempo universal coordinado (UTC, *Universal Time Coordinate*), que es un tiempo atómico uniforme, cuya unidad es el segundo atómico, y que es prácticamente equivalente al tiempo universal (UT2).

Para describir esta escala de tiempo, se toma como partida el tiempo universal (UT, *Universal Time*) que es el tiempo solar medio referido al meridiano de Greenwich, basado en la rotación de la Tierra. A partir de este, se deduce el UT0 a partir de observaciones estelares, el UT1, que corrige la componente rotacional inducida por el movimiento del polo, y el UT2, corregido a su vez por variaciones periódicas y estacionales en la velocidad de rotación de la Tierra (esta escala de tiempo es equivalente al tiempo GMT, *Greenwich Mean Time*).

Por su parte, el tiempo atómico internacional (TAI) es la base de una escala de tiempo continua y constante mantenida por relojes atómicos de varias agencias internacionales (IERS, *International Earth Rotation Service*, y BIPM, *Bureau International des Poids et Mesures*). Su unidad es el segundo atómico, que corresponde a 9.192.631.770 períodos de la radiación correspondiente a la transición entre dos niveles hiperfinos en el átomo de cesio 133.

Debido a que el TAI es una escala continua de tiempo no mantiene la sincronización con el UT, acorde con el día solar (rotación terrestre). Para mantener el UTC próximo al TAI, se insertan de forma periódica segundos (*leap seconds*) cuando la

²⁰ Por ejemplo: si durante un segundo la frecuencia de un oscilador de 10 MHz de frecuencia nominal, fluctúa 5 Hz arriba y abajo, la anchura de banda o dispersión es de 10 Hz, y por tanto tendría una estabilidad en corto período de 10^{-6} , ya que 10 Hz es la millonésima parte de la frecuencia nominal.

²¹ Por ejemplo: un oscilador de 10 MHz de frecuencia que al cabo de un año tenga 10,0001 MHz, habrá sufrido un incremento de 100 Hz, que es la cienmilésima parte de la frecuencia nominal, con lo que su estabilidad de largo período será de 10^{-5} .

diferencia entre ambos supera los 0,9 segundos. La expresión [4] permite convertir estos tiempos, donde el valor de n es publicado por el IERS²².

$$TAI = UTC + 1sg * n \quad [4]$$

En el caso de la navegación por satélite, es lógico utilizar escalas uniformes independientes de las variaciones rotacionales terrestres, dado que el movimiento de los satélites no depende de éstas. En el caso del tiempo GPS, el *US Naval Observatory* dispone de 25 relojes atómicos que contribuyen a la definición del TAI con un peso del 25%, estableciendo su propia escala interna (*USNO*).

El origen de la escala GPS está establecido como coincidente con el UTC a las 0 horas del 6 de enero de 1980. En ese momento, el TAI difería 19 segundos respecto al UTC, por tanto el tiempo GPS es equivalente al TAI menos 19 segundos, y así debe mantenerse, dado que ambas escalas son atómicas y uniformes, y por tanto paralelas (ecuación [5]).

$$Tiempo\ GPS = TAI - 19sg = UTC + 1sg * n - 19 \quad [5]$$

Con esta base de tiempo, tan exacta y necesaria para posicionamiento, el sistema GPS transmite el tiempo instantáneo con precisiones muy altas, puesto que la base de tiempos es atómica, de estado controlado, y el retardo se puede calcular.

Por su parte el sistema de tiempos para GLONASS, también está relacionado con el UTC pero tiene una constante de compensación de 3 horas debido a la diferencia entre la hora de Moscú y el tiempo de Greenwich, y el de un parámetro τ_c producido para mantener las escalas de tiempos de los diferentes relojes (ecuación [6]).

$$Tiempo\ GLONASS = UTC - \tau_c + 3\ h \quad [6]$$

3.3. Órbitas de los satélites

Las aplicaciones de los sistemas de navegación dependen fundamentalmente del conocimiento de las órbitas descritas por los satélites, donde un error en la determinación de la órbita está relacionado directamente con el error en la determinación de la posición.

Para conocer la posición de un satélite orbitando alrededor de la Tierra es preciso conocer los seis parámetros orbitales que definen el movimiento Kepleriano. Johannes Kepler (1571-1630), astrónomo y teólogo alemán, enunció en las tres leyes que llevan su nombre las teorías que sirvieron para establecer de forma precisa el movimiento de los planetas.

²² El valor de n en la actualidad es de 34 segundos (desde enero de 2009). A partir de enero de 2013, será de 35 segundos (<ftp://maia.usno.navy.mil/ser7/tai-utc.dat>).

Los primeros parámetros definen la posición de la órbita y fijan en el espacio el plano orbital respecto al plano ecuatorial (Primera Ley de Kepler: "los planetas describen órbitas elípticas en uno de cuyos focos esta el sol").

Los parámetros que sitúan la órbita en relación con la esfera celeste son el ángulo Ω y el ángulo i ; es decir, la ascensión recta del nodo ascendente (Ω) o ángulo geocéntrico que hay entre la dirección del punto Aries y la dirección del nodo ascendente²³; y la inclinación del plano orbital (i) o ángulo del diedro formado por el Ecuador y el plano orbital, observado desde el nodo ascendente. (Figura 8).

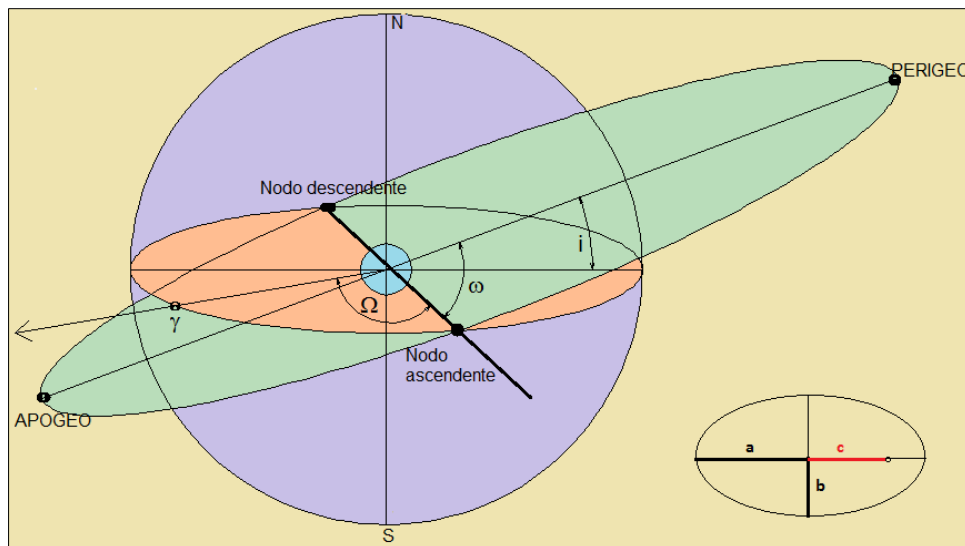


Figura 8. Parámetros orbitales (Kepler)

Sobre el plano orbital así establecido, se define la orientación de la órbita con el argumento del perigeo (ω), o ángulo que forman el nodo ascendente y el perigeo²⁴.

Los parámetros que definen la forma de la órbita, más o menos elíptica, son la excentricidad (e) y el movimiento medio. La excentricidad se obtiene por el cociente entre la semidistancia entre los focos de la elipse (c) y el semieje mayor (a):

$$e = c / a \quad [7]$$

Con estos parámetros queda definida la órbita en el espacio.

²³ La intersección entre el plano ecuatorial y el plano orbital determina la línea de los nodos, donde el nodo ascendente viene dado cuando el satélite pasa del hemisferio sur al hemisferio norte, y el nodo descendente cuando el satélite pasa del hemisferio norte al sur.

²⁴ El perigeo es el punto de la órbita en el que el satélite se halla más próximo a la Tierra, y el apogeo es el punto más alejado.

La velocidad instantánea del satélite se determina por la Segunda Ley de Kepler: *“las áreas descritas por el radio vector de un planeta en tiempos iguales son iguales, es decir, que el movimiento de traslación de los planetas es más rápido o más lento, según se encuentren más lejos o más cerca del sol”*.

Asimismo, el periodo orbital lo fija la Tercera Ley de Kepler: *“los cuadrados de los tiempos de la revolución de los planetas son proporcionales a los cubos de su distancia medida al sol”*, conocida la masa de la Tierra (la del satélite es despreciable), y estableciendo con la constante de gravitación universal el factor de proporcionalidad.

El último parámetro fija el satélite en un punto concreto de la órbita en un momento dado, siendo este T_0 (época de paso por el perigeo).

Este planteamiento ideal, definido por las efemérides keplerianas (6 parámetros básicos) no es real, puesto que hay que tener en cuenta una serie de perturbaciones orbitales que alteran la trayectoria de los satélites. Se trata de anomalías gravitacionales producidas por terceros cuerpos (sol, luna, u otros planetas), o variaciones del campo gravitatorio terrestre, fricción atmosférica, radiación solar, etc. Todo ello hace que para determinar la posición de un satélite con mayor precisión, es preciso definir más parámetros.

Existen tres tipos de datos para determinar los vectores de posición y la velocidad de los satélites en un sistema de referencia terrestre en cualquier instante; se trata del almanaque, las efemérides radiodifundidas y las efemérides precisas. Estos datos difieren en exactitud y se puede disponer de ellos en tiempo real o a posteriori (Hofmann Wellenhof et al., 2001).

El almanaque se transmite por medio del mensaje de navegación emitido por el satélite, y básicamente contiene los parámetros necesarios para la determinación de la órbita, así como para la corrección del reloj del receptor.

Las efemérides radiodifundidas, disponibles en tiempo real, se calculan a partir de las observaciones registradas en las estaciones que conforman el segmento de control terrestre. A partir de datos recientes, se calculan las órbitas de referencia para cada uno de los satélites, una vez calculadas (órbitas mejoradas por extrapolación) en la estación principal de control, se transmiten a los satélites. Repitiendo este proceso varias veces por día se mejora la precisión en el cálculo de las órbitas, aunque su precisión sigue siendo limitada.

Las efemérides precisas se obtienen a partir de los datos registrados de forma continua en redes de estaciones de control en Tierra. Son varias las instituciones que se dedican a su cálculo y los datos están disponibles con unos días de retraso. Estas efemérides vienen dadas como posiciones y velocidades en épocas equidistantes. Un ejemplo es el formato NGS (*National Geodetic Survey*), que consiste en un encabezamiento que contiene la información general (intervalo entre épocas, tipo de órbita, etc.), seguido de una sección de datos por épocas. Estos datos son suministrados para cada satélite y son el vector posición ρ (km) y el vector velocidad ρ' (km/sg). Las

coordenadas son calculadas usando las coordenadas de las estaciones del IERS (International Earth Rotation Service), cuyos valores son aproximados a los del WGS-84.

Los vectores posición y velocidad en una época cualquiera entre dos épocas dadas se calculan por interpolación, usando frecuentemente la interpolación de Lagrange basada en una función polinómica²⁵.

3.4. Señal de los satélites

El diseño de la estructura de la señal GNSS está condicionado por los dos objetivos principales del sistema: alta precisión en posición y navegación en tiempo real. El cumplimiento de estas premisas depende de la banda de radiofrecuencias, las portadoras y su modulación por medio de códigos.

La señal GNSS consiste en ondas electromagnéticas²⁶ pertenecientes a la banda L²⁷ del espectro, debido fundamentalmente a que es más fácil la asignación del canal de comunicación y a que los efectos del retardo ionosférico tienen menor influencia que en otras bandas. Se trata de señales de amplio espectro, donde el ancho de banda es superior al necesario para poder transmitir información y poder sortear el amplio número de interferencias que en la actualidad se producen, asegurando las comunicaciones entre el transmisor (satélite) y el receptor (usuario).

La velocidad de las ondas electromagnéticas en el espacio libre (c) es de aproximadamente 3×10^8 m/s, por lo que la longitud de onda en metros se obtiene como:

$$\lambda = c / f \quad [8]$$

donde f es la frecuencia en Hz.

Los satélites emiten impulsos de radio sobre dos portadoras de la banda L, múltiplos de la frecuencia de oscilación atómica, que es de 10,23 MHz.

²⁵ Remondi (1989) llegó a la conclusión que para satélites GPS, con épocas a intervalos de 30 minutos y un polinomio de interpolación de orden 9, se llega a precisiones en la determinación de las órbitas del orden de los decímetros. En 1991, Remondi, usando un polinomio de interpolación de orden 17, demostró que se podía obtener una precisión de milímetros con épocas a intervalos de 40 minutos.

²⁶ Las ondas de radio corresponden a una banda de frecuencias de ondas electromagnéticas desde 10 kHz hasta 300 GHz, donde Hz (hertz) es la unidad de frecuencia (ciclos por segundo). Los prefijos indican: "k" kilo (10^3), "M" mega (10^6), "G" giga (10^9).

²⁷ La banda L comprende frecuencias entre 1 GHz a 2 GHz, y es un subconjunto de la banda UHF (*Ultra High Frequency*), que comprende frecuencias entre 300 MHz y 3 GHz.

En el caso del **sistema GPS**, dichas portadoras son la $L1 = 1.575,420$ MHz (resultado de multiplicar la frecuencia fundamental de 10,23 MHz por 154) y la $L2 = 1.227,600$ MHz ($10,23$ MHz \times 120), a los que corresponden unas longitudes de onda de $\lambda_1=19,0425$ cm y $\lambda_2=24,4379$ cm respectivamente. El hecho de utilizar dos frecuencias permite conocer por comparación el valor del retardo ionosférico, y en su caso, reducirlo o eliminarlo. Existe una nueva señal L5C, que utiliza la frecuencia de portadora $L5 = 1176,450$ MHz ($10,23$ MHz \times 115) siendo su longitud de onda $\lambda_5=25,5$ cm.

Las dos portadoras $L1$ y $L2$, por sí mismas no aportan ningún tipo de información al receptor. La técnica utilizada en los sistemas GNSS es la de modular sobre esas portadoras una serie de códigos y mensajes codificados que son los que transportan la información. Para poder determinar el posicionamiento en tiempo real, las señales GNSS que salen de los satélites como ondas o portadoras deben modularse, esto es, la onda sinusoidal pura debe alterarse de manera que se pueda medir el retraso de tiempo. Esto se logra por la modulación de las portadoras con códigos de ruido pseudoaleatorios (PRN, *pseudorandom noise*), (Teunissen and Kleusberg, 1998).

Estos códigos PRN consisten en secuencias de valores binarios (ceros y unos) que a primera vista parecen elegidos de forma aleatoria. Evidentemente una secuencia aleatoria solo puede darse por una causa improvisada, naturalmente no se puede controlar y no se puede duplicar. Sin embargo, utilizando unos algoritmos matemáticos especiales llamados LFSR (*Linear Feedback Shift Registers*)²⁸, se pueden generar registros secuenciales retroalimentados consiguiendo estados diferentes de una forma periódica. A este tipo de secuencias se les denomina "*pseudorandom*" (*pseudoaleatorio*), cuya aparente aleatoriedad les hace indistinguibles para cierto tipo de ruido.

El ruido en este caso, hace referencia a aquella información no deseada, que es aleatoria y enmascara la información a transmitir (semejante al silbido escuchado cuando se sintoniza una emisora de radio o a la neblina vista en la pantalla de una televisión cuando sintonizamos un canal deshabilitado). Sin embargo, un ruido pseudoaleatorio se genera a partir de unas reglas, y por tanto es predecible, en el que se puede incorporar la información a emitir.

La modulación se efectúa con algoritmos polinómicos característicos para cada satélite, que tienen la propiedad fundamental de que la función de correlación es casi nula y que van incorporados a la memoria de los receptores GNSS. Estos códigos sirven para identificar a cada satélite en particular, así como conectar con el mensaje de navegación y permitir calcular el retardo de la señal entre el satélite y el receptor.

La señal de $L1$ es modulada con dos códigos cuyas fases están en cuadratura, denominados código de Precisión (P , *Precise* o *Protected Code*) y código de Adquisición

²⁸ El algoritmo LFSR se define por el número de celdas registradas n y el polinomio característico $p(x)$ que define la retroalimentación de celdas. El valor de la celda retroalimentada se efectúa a partir de una operación denominada XOR.

Aproximada (C/A, *Course/Adquisition* o *Clear/Access*). La señal de L2 es modulada únicamente con el código P (Figura 5).

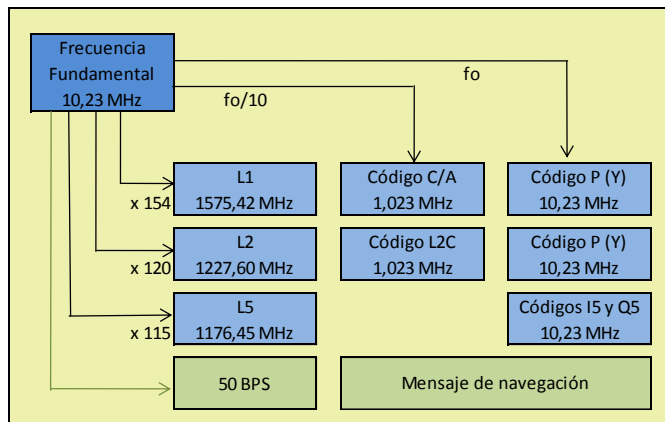


Figura 9. Esquema de generación de frecuencias (sistema GPS)

Los osciladores de los satélites generan una frecuencia fundamental ($f_0 = 10,23$ MHz) con una estabilidad del orden de 10^{-13} ciclos/día. La frecuencia fundamental se reduce intencionadamente en 0,0045674 Hz para compensar los efectos relativistas. El código C/A tiene una frecuencia de 1,023 MHz ($f_0 / 10$) y se repite cada milisegundo. La precisión del código P tiene la frecuencia de 10,23 MHz (f_0) y se repite aproximadamente cada 266,4 días.

El código C/A es un código PRN corto, con una longitud de 1023 bits y 1,023 MHz de frecuencia nominal, por cuyo motivo se repite cada milisegundo, es decir, mil veces por segundo (existen 1023 códigos diferentes). Está formado por el producto de dos códigos desarrollados por R. Gold (basados en dos algoritmos LFSR) que tienen la propiedad de ser casi ortogonales, es decir, que la correlación cruzada de dos de ellos es casi nula, lo que evita confusiones para discriminar las señales de los satélites, distinguiendo desde que satélites llega la información.

Por su parte, el código P es un código PRN largo ($2,3547 \cdot 10^{14}$ bits), que se genera por el producto de dos códigos (se emplean cuatro algoritmos LFSR), que se alinean en fase y tienen una frecuencia de 10,23 MHz, pero con un desfase que permite una subdivisión semanal, proporcionando un código P único para cada satélite (que define el número PRN de los satélites). El periodo del código P es de 266 días, unas 37 semanas, pero esta subdividido para que cada satélite tenga un periodo de una semana (se inicia a las 0:00 horas del domingo), que no se solapa con el de ningún otro. El código de precisión P consiste básicamente en una sucesión de números binarios dispuestos en un orden aleatorio, cuyo generador está constituido por dos generadores de códigos intermedios, que a su vez están formados por dos generadores básicos de código.

El intervalo de tiempo entre la secuencia de bits del código P es 10 veces menor respecto al código C/A, consecuentemente, la precisión es aproximadamente 10 veces mayor. El código P puede estar encriptado; este procedimiento llamado *Anti-Spoofing* (AS) convierte el código P combinado con un código W, en un código secreto Y, al que solo pueden acceder usuarios autorizados que dispongan de los algoritmos de conversión confidenciales. Desde 1995, el código deja de ser secreto, puesto que se libera la encriptación del código P.

El mensaje de navegación es modulado en ambas portadoras L1 y L2, y contiene la información necesaria para la determinación de la posición, el estado de fiabilidad de dicha información, las efemérides de los satélites, la medida del tiempo GPS, las correcciones de los satélites y el almanaque. Esencialmente, el mensaje de navegación consta de 1.500 bits de información distribuidos en cinco bloques secundarios de 300 bits cada uno, quienes a su vez están formados por 10 palabras de 30 bits cada una.

La **modulación** de las portadoras con los códigos y el mensaje de navegación de los sistemas GNSS está basada en la modulación binaria por cambio de fase o BPSK (*Binary phase shift keying*). Este tipo de modulación consiste en una combinación de señales digitales simple, en la cual existen dos estados de la onda sobre la portadora. Esto es, la onda puede representarse como un estado normal, que correspondería un 0 binario, y sería el resultado de multiplicar por (+1) la amplitud de la onda portadora, es decir, dejarla como esta; o como un estado inverso o contrario, representado por un 1 binario, que se obtiene al multiplicar por (-1) la amplitud, lo que equivale a desfazar la onda 180° o $\pi/2$.

Para distinguir la modulación correspondiente al código C/A respecto del código P (recuérdese que se envía 1 bit del código C/A por cada 10 bits del código P) se desfasan sus modulaciones 90° o $\pi/4$ entre sí (Figura 10).

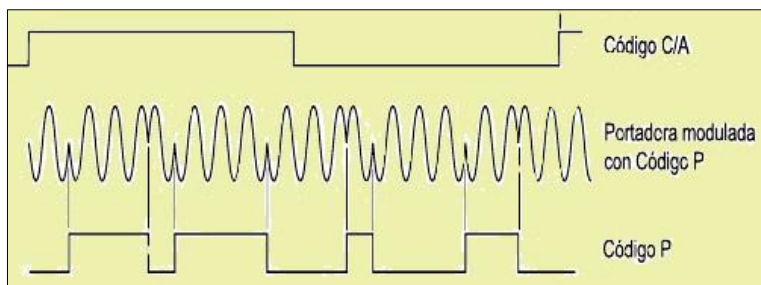


Figura 10. Modulación de la portadora

Por su parte, los receptores GNSS recuperan los componentes de la señal y reconstruyen la onda portadora, separando los códigos y el mensaje de navegación. El equipo receptor consiste en una antena omnidireccional, que recibe las señales de todos los satélites visibles, las amplifica y las transmite a la sección de radiofrecuencia. Las señales son resistentes a las interferencias ya que los códigos PRN son únicos para cada satélite y tienen una correlación cruzada muy baja. La antena puede estar diseñada para

captar solo la portadora L1 (monofrecuencia) o para L1 y L2 (bifrecuencia) o para L1, L2 y L5 (multifrecuencia).

La discriminación de las señales de los distintos satélites visibles se consigue con la sección de radiofrecuencia (RF) del receptor, que le permite rastrearlos de forma simultánea. Los elementos básicos de la sección de RF son *osciladores*, que se utilizan para generar una frecuencia de referencia; *multiplicadores*, para obtener frecuencias altas; *filtros*, para eliminar las frecuencias no deseadas; y *mezcladores*, con los que se obtiene una frecuencia intermedia más fácil de medir.

Las medidas de fase para obtener las pseudodistancias (R) del receptor a cada uno de los satélites, se realizan mediante circuitos de seguimiento sintonizables en un rango de frecuencias, puesto que debido al movimiento de los satélites, las señales recibidas sufren desplazamientos Doppler. Se distingue entre técnicas de correlación del código, y técnicas independientes del código.

El proceso de correlación de código consiste en generar una portadora de referencia en el receptor que es modulada con una réplica del código PRN conocido. Posteriormente, la señal de referencia resultante se compara con la recibida del satélite, las señales se desplazan con respecto al tiempo hasta que coinciden de forma óptima (correlación matemática). El desplazamiento del tiempo resultante de la correlación corresponde al tiempo de viaje de la señal desde el satélite hasta el centro de fase de la antena del receptor. Una vez que se elimina el código PRN, la señal recibida todavía contiene el mensaje de navegación, que puede decodificarse mediante un filtro de paso alto. El resultado final es la portadora desplazada (efecto Doppler), sobre la que se puede realizar la medida de la fase. Esta técnica de correlación de código proporciona todas las componentes de la señal del satélite: la lectura del reloj del satélite, el mensaje de navegación y la portadora sin modular.

En cuanto a la señal del **sistema GLONASS**, utiliza también dos portadoras de frecuencia L1 y L2, que para diferenciarse del sistema GPS, llama G1 (1602 MHz) y G2 (1246 MHz). En la modernización del sistema, los satélites GLONASS-K, y de forma adicional usarán una tercera frecuencia denominada G3 (1204 MHz).

El **sistema Galileo** utiliza las siguientes frecuencias de portadora: E1 = 1.575,42 MHz, E6 = 1278,75 MHz, E5a = 1176,45 MHz y E5b = 1207,14 MHz.

3.5. Observables GNSS

El observable GPS es una medida de distancia derivada de medidas de tiempo o de diferencias de fase, basada en una comparación entre la señal recibida del satélite y la generada por el receptor. Debido a las desviaciones existentes entre los relojes del satélite y el receptor con respecto al sistema de tiempo GPS, este observable sufre un cierto error, y por lo tanto a las distancias entre los satélites y el receptor se les denomina pseudodistancias.

Existen dos grupos de observables GPS: observables de tiempo, que permitirán obtener las pseudodistancias a partir del código, y observables de diferencia de fase, con los que se obtienen pseudodistancias de fase.

Para obtener la **pseudodistancias de código**, el receptor genera una réplica de la señal emitida por el satélite y compara ambas mediante correlación (PRN). De esta forma se obtiene un desplazamiento de la señal que se corresponde con el tiempo que tarda la señal en llegar del satélite al receptor.

Si t_S es la lectura del reloj del satélite en el momento de la emisión y t_R es la lectura del reloj del receptor en el momento de recepción de la señal, y las desviaciones de los relojes con respecto al sistema de tiempo GPS son δ_S y δ_R respectivamente, los tiempos reales en el sistema de tiempo GPS vendrán dados por:

$$t_R(\text{GPS}) = t_R - \delta_R \quad [9]$$

$$t_S(\text{GPS}) = t_S - \delta_S \quad [10]$$

La diferencia entre las lecturas de los relojes es equivalente al tiempo Δt , necesario para alinear las dos señales, la procedente del satélite y la generada en el receptor en el proceso de correlación de códigos:

$$\Delta t = t_R - t_S = [t_R(\text{GPS}) + \delta_R] - [t_S(\text{GPS}) + \delta_S] = \Delta t(\text{GPS}) + \Delta\delta \quad [11]$$

por lo que la diferencia de tiempos sería:

$$\Delta t(\text{GPS}) = t_R(\text{GPS}) - t_S(\text{GPS}) \quad [12]$$

y la diferencia de errores en los relojes:

$$\Delta\delta = \delta_R - \delta_S \quad [13]$$

La desviación δ_S del reloj del satélite puede modelarse por un polinomio a partir de los coeficientes transmitidos en el mensaje de navegación.

Para obtener la pseudodistancia (R) buscada, se multiplica el intervalo Δt por la velocidad de la luz en el vacío (c):

$$R = c * \Delta t = c * \Delta t(\text{GPS}) + c * \Delta\delta = \rho + c * \Delta\delta \quad [14]$$

Como el camino que recorre la señal no es únicamente el vacío, sino que atraviesa la ionosfera y la troposfera, la propagación de los códigos sufre un retraso que debe tenerse en cuenta, siendo la distancia medida más larga que la geométrica:

$$R = \rho + c * \Delta\delta + D_{\text{ionosfera}} + D_{\text{troposfera}} \quad [15]$$

La distancia ρ , calculada a partir del tiempo real de la señal, es la distancia entre la posición del satélite en el instante $t^S(\text{GPS})$ y la posición de la antena del receptor en el instante $t^R(\text{GPS})$. Como ρ es una función de dos instantes de tiempo diferentes, se puede

desarrollar en serie de Taylor respecto al momento de recepción de la señal por el receptor:

$$\rho = \rho(t^S, t_R) = \rho((t_R - \Delta t), t_R) = \rho(t_R, t_R) + \rho' * (t_R, t_R) * \Delta \quad [16]$$

En la ecuación [16], ρ' es la derivada de ρ con respecto al tiempo, es decir, la velocidad radial del satélite con respecto a la antena receptora. Si la máxima velocidad radial para los satélites es $\rho' \approx 0,8 \text{ Km/sg}$ respecto a un receptor fijo, y el tiempo empleado por la señal desde que sale del satélite hasta que llega al receptor es de $0,07 \text{ segundos}$, la distancia radial recorrida por el satélite sería de 60 m, que dividida por la velocidad de la luz, se obtiene el error cometido en el cálculo de la distancia satélite-receptor, igual a 0,2 mm. Habitualmente se habla de precisiones de 3 m para el caso de pseudodistancias obtenidas a partir del código C/A y 0,3 m a partir del código P. Recientemente se ha demostrado que estas precisiones son del orden de 0,3 m y 0,03 m respectivamente.

La distancia geométrica entre el satélite p y el receptor k, en el instante t_R de recepción de la señal en el receptor, se expresa como la ecuación [17]:

$$\rho_k^p(t_R, t_R) = \sqrt{(u^p - u_k)^2 + (v^p - v_k)^2 + (w^p - w_k)^2} \quad [17]$$

donde (u_k, v_k, w_k) son las coordenadas del receptor cuya posición exacta pretendemos conocer, y (u^p, v^p, w^p) son las coordenadas del satélite en el instante de la recepción de la señal por el receptor.

Si se conocen las efemérides del satélite, esto es, la posición del satélite en el momento de la emisión, las incógnitas en la ecuación son las coordenadas del receptor y el error del reloj del receptor (el error de los relojes de los satélites se puede estimar). Por lo que las cuatro incógnitas, se pueden calcular si se conocen cuatro pseudodistancias medidas simultáneamente desde cuatro satélites, partiendo del siguiente sistema de ecuaciones:

$$R_k^1(t) = \sqrt{(u^1 - u_k)^2 + (v^1 - v_k)^2 + (w^1 - w_k)^2} - c * dt_k$$

$$R_k^2(t) = \sqrt{(u^2 - u_k)^2 + (v^2 - v_k)^2 + (w^2 - w_k)^2} - c * dt_k$$

$$R_k^3(t) = \sqrt{(u^3 - u_k)^2 + (v^3 - v_k)^2 + (w^3 - w_k)^2} - c * dt_k$$

$$R_k^4(t) = \sqrt{(u^4 - u_k)^2 + (v^4 - v_k)^2 + (w^4 - w_k)^2} - c * dt_k$$

[18]

El sistema de ecuaciones se podrá resolver cuando los cuatro satélites sean visibles en la misma época, lo cual se ha tenido en cuenta a la hora de diseñar la

constelación de satélites. En el caso de que sean visibles más de cuatro satélites, se obtendrá una solución utilizando el método de los mínimos cuadrados.

Esta técnica de posicionamiento por pseudodistancias de código depende de la precisión de las efemérides disponibles, puesto que los datos de partida son las posiciones en cada instante de cada uno de los satélites (u^p, v^p, w^p).

Para obtener la **pseudodistancias de fase**, se determina la diferencia entre la fase de la portadora recibida del satélite y la fase generada internamente por el oscilador del receptor. Estas medidas se registran en intervalos iguales del reloj del receptor, denominados épocas. La pseudodistancia que se obtiene de esta forma se deriva de una medida de fase de la portadora, en lugar de utilizar una medida de tiempo como se hace utilizando observables de código. La distancia satélite – receptor está relacionada con el número entero de longitudes de onda y su fase.

Los desarrollos matemáticos suponen que la fase recibida fue emitida en un instante anterior. Suponiendo la frecuencia constante, la fase inicial $\varphi(t_0) = 0$, y teniendo en cuenta el tiempo que la señal necesita para propagarse a través de la distancia ρ desde el emisor hasta el receptor, se obtiene la ecuación de la fase de la onda electromagnética emitida por el satélite y observada en el receptor:

$$\varphi = f (t - \rho / c) \quad [19]$$

El parámetro t es la época en el sistema de tiempo GPS, respecto a una época inicial $t_0 = 0$. Sabiendo que $\varphi^S(t)$ es la fase de la portadora recibida y reconstruida con frecuencia f^S , y que $\varphi_R(t)$ es la fase de la portadora de referencia generada en el receptor con frecuencia f_R , se formulan las ecuaciones de la onda emitida por el satélite, observada en el receptor y la de la onda generada en el receptor:

$$\varphi^S(t) = (f^S * t - f^S * \rho) / (c - \varphi^S_0) \quad [20]$$

$$\varphi_R(t) = f_R * t - \varphi_{0R} \quad [21]$$

siendo φ^S_0 y φ_{0R} , las fases iniciales causadas por los errores de los relojes:

$$\varphi^S_0 = - f^S * \delta^S \quad [22]$$

$$\varphi_{0R} = - f_R * \delta_R \quad [23]$$

y δ^S y δ_R , las desviaciones de los relojes del satélite y del receptor respectivamente.

La diferencia entre ambas fases se expresa como:

$$\varphi^S_R(t) = \varphi^S(t) - \varphi_R(t) = (-f^S * \rho) / (c + f^S * \delta^S - f_R * \delta_R + (f^S - f_R) * t) \quad [24]$$

Si se desprecian las desviaciones de las frecuencias f^S y f_R de la frecuencia nominal f , la diferencia de fase se puede formular como:

$$\varphi_R^S(t) = (-f * \rho) / (c - f * \Delta\delta) \quad [25]$$

siendo:

$$\Delta\delta = \delta_R - \delta^S \quad [26]$$

En un instante inicial t_0 , la diferencia entre la fase de la onda emitida por el satélite y recibida en el receptor, y entre la fase de la onda generada en el receptor se expresa como:

$$\varphi_R^S(t_0) = \Delta\varphi_R^S|_{t_0} + N \quad [27]$$

donde N es la ambigüedad, número entero de ciclos en el momento t_0 entre el satélite y el receptor, y $\Delta\varphi_R^S|_{t_0}$ es una fracción de ciclo en el momento t_0 .

Si no se pierde la señal que envía el satélite entre el momento t_0 y un momento t posterior, entonces $\Delta\varphi_R^S|_{t_0}$, representará una fracción de ciclo más un número entero de ciclos, debido a la variación de la posición del satélite desde el momento t_0 hasta t, permaneciendo N constante. Este retraso es precisamente el que se pretende cuantificar:

$$\varphi_R^S(t) = \Delta\varphi_R^S|_{t_0} + N \quad [28]$$

La magnitud $\varphi_R^S(t)$ es negativa, debido a que la señal recibida del satélite siempre estará retrasada con respecto a la generada en el receptor. Si se denomina a $(-\Delta\varphi_R^S|_{t_0})$ como Φ , magnitud que se puede medir en todo momento, y se sustituye en la anterior expresión [28], queda:

$$\Delta\varphi_R^S|_{t_0} = -\Phi \quad [29]$$

$$\varphi_R^S(t) = -\Phi + N \quad [30]$$

que sustituyendo en la expresión de la diferencia de fase, se puede escribir que:

$$(-f * \rho) / (c - f * \Delta\delta) = -\Phi + N \quad [31]$$

despejando Φ ,

$$\Phi = ((f * \rho) / (c + f * \Delta\delta)) + N \quad [32]$$

y teniendo en cuenta que la velocidad de la luz es: $c = f * \lambda$, se puede escribir la ecuación fundamental [33], a partir de la cual se determinarán las pseudodistancias de fase:

$$\Phi = (\rho / \lambda) + ((\Delta\delta * c) / \lambda) + N \quad [33]$$

El análisis de los datos GNSS en tiempo diferido para calcular soluciones de posicionamiento relativo basado en dobles diferencias de observaciones de fase se puede realizar con el software GAMIT, desarrollado por el Instituto de Tecnología de

Massachusetts (MIT, *Massachusetts Institute of Technology*), o con el software BERNESE, desarrollado por el Instituto Astronómico de la Universidad de Berna (AIUB, *Astronomical Institute, University of Bern*). El uso de los anejos GLOBK/GLORG para GAMIT, y ADDNED para BERNESE permite convertir las posiciones relativas a posicionamiento absoluto.

Existe también una solución absoluta directa denominada técnica PPP (Precise Point Positioning), que se puede procesar con el software GIPSY, desarrollado por el JPL (Jet Propulsion Laboratory).

3.6. Fuentes de error en los sistemas GNSS

Las observaciones GNSS están sometidas a varias fuentes de error, que afectan a la medida de pseudodistancias y que se podrían agrupar en tres apartados, según el segmento al que afectan: errores dependientes de los satélites, errores dependientes de la propagación de la señal y errores dependientes del receptor. Algunos de los errores pueden ser modelados, minimizados o incluso eliminados.

3.6.1. Errores relativos al satélite

Los principales errores que afectan a los satélites vienen producidos por los relojes u osciladores de cada uno de los satélites y por la determinación de su posición mediante los parámetros orbitales.

Los **errores de los relojes de los satélites** se deben al desfase que tienen dichos relojes de los satélites respecto al tiempo GPS. Aunque los satélites llevan relojes atómicos extremadamente precisos, se pueden desajustar, razón por la cual se introduce un error en la medida. Además, suele ocurrir que los relojes se adelantan, puesto que los satélites están situados en un campo gravitatorio más débil.

Los errores en los osciladores de los satélites pueden eliminarse mediante las correcciones enviadas en el mensaje de navegación que recibe el receptor, y que son calculadas y actualizadas por las estaciones de seguimiento, encargadas de sincronizar las derivas de los relojes atómicos. Para cada reloj de satélite se determina su desfase para una época inicial, y los coeficientes de la marcha o deriva del estado del reloj; estos parámetros de error del reloj del satélite, se graban en el correspondiente satélite que los envía en el mensaje de navegación, para que el receptor aplique las correcciones.

La corrección es prácticamente total, aunque sigue permaneciendo un pequeño error residual estimado en unos pocos nanosegundos (10^{-9} sg), y que es debido a la imposibilidad de predecir exactamente la marcha del estado del reloj del satélite.

Los **errores en los parámetros orbitales** se deben a que no es posible predecir exactamente la posición de los satélites, y que un satélite puede no estar donde se le supone, puesto que se desvían de las órbitas calculadas. Las razones por las que los

satélites no siguen las orbitas teóricas, se deben fundamentalmente a las variaciones en el campo gravitatorio terrestre; también afectan en menor medida, las variaciones en la presión de la radiación solar (efecto albedo) y la fricción del satélite con moléculas libres.

Los equipos receptores (usuarios) calculan su posición a partir de la posición conocida de los satélites. Para ello, las estaciones de seguimiento registran datos de pseudodistancia y medidas de fase, que permite a la estación de control principal calcular y predecir las futuras posiciones orbitales de los satélites, es decir, sus efemérides. Estas efemérides radiodifundidas, disponibles en tiempo real, son transmitidas en el mensaje de navegación del satélite.

Para aplicaciones en postproceso, los errores en los parámetros orbitales se pueden eliminar utilizando las efemérides precisas de los días de observación, puesto que ofrecen las verdaderas posiciones de los satélites. Estas efemérides se pueden descargar desde varios centros, normalmente desde el IGS, que las calcula a partir de la combinación de datos de distintos centros y redes.

3.6.2. Errores relativos a la propagación de la señal GNSS

La velocidad de propagación de una señal electromagnética es significativa para cualquier sistema de medida de distancias, puesto que debe ser un dato conocido con un alto grado de precisión. Cualquier onda electromagnética que se desplaza en el vacío, adopta como velocidad de propagación, la velocidad de la luz (c).

Cuando la señal viaja por un medio que no es el vacío, ésta sufre un retardo debido a que la velocidad de propagación es menor, y a que la trayectoria aumenta su longitud al curvarse por refracción, si el medio no es isótropo. Este es el caso de la señal GNSS, que atraviesa las diferentes capas de la atmósfera a lo largo de su trayectoria, desde los satélites (situados a unos 20.000 km de altitud) hasta llegar al receptor situado sobre la superficie terrestre de la Tierra. Las señales son refractadas al interactuar con partículas que provocan cambios en la velocidad y en la dirección de propagación.

Las capas atmosféricas de la Tierra, se pueden subdividir en dos zonas principales, la ionosfera y la troposfera, donde las condiciones de propagación de la señal GNSS son totalmente diferentes, provocando retrasos que se traducen en errores de posicionamiento: refracción ionosférica y refracción troposférica.

La **refracción ionosférica** se produce cuando la señal GNSS atraviesa la ionosfera, región de la atmósfera comprendida entre los 70 y los 1.000 km de altitud, donde la señal de propagación está totalmente afectada por la carga de partículas libres. Las radiaciones solares y otras radiaciones ionizan una porción de las moléculas gaseosas liberando electrones, creando un medio dispersivo para las ondas de radio, que interfieren en la propagación de ondas.

El retraso ionosférico es proporcional a la densidad de las partículas cargadas eléctricamente, es decir, al contenido total de electrones (TEC, *Total Electron Content*)

que la onda electromagnética atraviesa en su recorrido. El TEC esta en función del cambio constante de la ionización solar, de la actividad magnética, de los ciclos de las manchas solares, de la hora del día, del lugar de observación, y de la dirección del camino de la señal, por lo que el retraso que provoca en la señal GNSS varía espacial y temporalmente.

Se pueden utilizar modelos ionosféricos, como el de John Klobuchar²⁹ de la USAF (División de Física de la Ionosfera del Laboratorio de la Base de Hancorn en Massachusetts). Los parámetros del modelo de Klobuchar se transmiten en el mensaje de navegación, donde se establece la distribución del TEC. Las concentraciones de electrones planteadas así, son irregulares y poco predecibles, por lo que cualquier modelo ionosférico es sólo una aproximación. Debido a la dificultad de encontrar un modelo satisfactorio, se emplea un método más eficiente para eliminar la refracción ionosférica que es la utilización de dos señales con diferentes frecuencias (lo que justifica la utilización de dos frecuencias, L1 y L2). Como el retardo depende de la longitud de la onda, será distinto para cada frecuencia y se podrá observar un retardo diferencial entre ambas, puesto que el retraso producido es inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de la señal.

La **refracción troposférica** se produce cuando la señal atraviesa la troposfera, capa de la atmósfera que se extiende desde la superficie terrestre hasta unos 20 km. El índice de refracción de esta zona de la atmosfera está en función de su temperatura, de la presión de los gases secos y del vapor de agua. Esta atmósfera neutra es un medio no dispersivo con respecto a las ondas de radio de frecuencias superiores a 15 GHz, por lo tanto, la propagación es independiente de la frecuencia. Consecuentemente, no es posible eliminar la refracción troposférica empleando medidas en las dos frecuencias.

Se puede modelar de forma aproximada con modelos atmosféricos simplificados: modelo de Hopfield (1969), modelo de Saastamoinen (1972), modelo de Hopfield modificado, modelo de Goad y Goodman (1974), modelo de Black (1978), modelo de Robinson (1986), modelo de Essen y Froome (1986), etc.

Este retraso troposférico se puede analizar como resultado de dos componentes diferenciadas: la componente hidrostática o seca y la componente húmeda.

²⁹ El modelo Klobuchar (1986) es un modelo que supone que todos los electrones están concentrados en una capa delgada situada a 350 km de altura. Esta basado en que el plasma formado por la ionosfera está producido por el efecto ionizante de la radiación solar en las capas altas de la atmósfera, por lo que el TEC muestra una periodicidad diaria con máxima densidad electrónica hacia el mediodía y un mínimo constante a lo largo de la noche. Este modelo sólo es válido para estaciones situadas en latitudes medias, donde corrige hasta un 50% del efecto ionosférico. Esta corrección puede ser buena para la mayoría de las aplicaciones de navegación, pero es insuficiente para otras aplicaciones que requieran una mayor precisión.

La componente hidrostática o seca representa fundamentalmente la contribución de los gases secos; en condiciones de equilibrio hidrostático, es proporcional a la presión atmosférica en el punto de observación, lo que facilita su cálculo mediante cualquier modelo de los anteriormente citados, y puede ser estimada con precisión (mejor que 1 mm). Esta componente es la causante de más del 90% del retardo total, con un valor constante, donde los ligeros cambios son debidos principalmente a cambios de la presión en superficie que acompañan a las variaciones locales atmosféricas (en latitudes medias estas variaciones están en torno a 2-3 cm durante el año).

Por su parte, la componente húmeda representa la parte de la refracción debida a la presencia en la atmósfera de vapor de agua y agua líquida. Esta componente afecta únicamente a un 10% del retardo total, pero es muy variable debido a las variaciones espaciales y temporales del vapor de agua. Esta componente no se puede modelar, puesto que el vapor de agua tiene una distribución irregular.

El retardo troposférico provoca un error entre 1,9 y 2,5 metros en las pseudodistancias en la dirección cenital, incrementándose en pseudodistancias inclinadas hasta 28 metros (con máscaras de elevación de 5°).

Otro de los errores que afectan a la propagación de la señal es la **pérdida de ciclos**, que suponen un salto en el registro de las medidas de fase, producido por alguna interrupción o pérdida de la señal enviada por el satélite. Estas pérdidas de ciclos pueden ser causadas normalmente por la obstrucción de la señal del satélite debido a elementos que la interfieren (árboles, edificios, montañas, etc.) o por la baja calidad de la señal (malas condiciones ionosféricas, receptores en movimiento, o baja elevación del satélite). Los propios receptores GNSS suelen disponer de un software interno capaz de detectar y corregir las pérdidas de ciclo.

El **efecto multipath**, también denominado multitrayectoria o multicamino, se produce por las múltiples reflexiones de la señal emitida por el satélite en superficies cercanas al receptor. Las señales reflejadas serán por tanto más largas por tener un tiempo de propagación mayor y pueden distorsionar considerablemente la amplitud y la forma de la onda.

3.6.3. Errores relativos al receptor

Se incluyen en este apartado los **errores en el estado del reloj del receptor**, producidos cuando el receptor recibe la señal del satélite, su reloj interno sufrirá en ese momento un desfase con respecto a la escala de tiempo. Dicho error afectará a todas las medidas de pseudodistancia realizadas para cada época.

La **variación del centro radioeléctrico de la antena** se debe a la no coincidencia entre el centro radioeléctrico o punto que realmente se posiciona y el centro mecánico o físico. La diferencia entre ambos depende de la elevación, del acimut y de la intensidad de la señal que proviene del satélite. Se genera un error residual por excentricidad que puede ser de unos milímetros.

Para evitar este error en posicionamiento relativo, se recomienda una orientación aproximada común para todas las antenas. Las variaciones del centro de fase de las antenas pueden influir en los vectores calculados.

Y por último, el **error en el estacionamiento de la antena**, que no precisa de mucha exigencia puesto que pequeñas vibraciones o desplazamientos no afectan a la observación.

3.6.4. Indicadores de precisión

El indicador de precisión que se utiliza es el **factor de dilución de la precisión (DOP, Dilution of Precision)**. El DOP es la contribución puramente geométrica a la incertidumbre de un posicionamiento. Resulta obvio que la geometría de los satélites varía durante la observación debido al movimiento orbital de los satélites. El valor del DOP se interpreta geoméricamente como el volumen del cuerpo formado por los satélites y el receptor. A mayor volumen, mejor geometría, y por tanto menor valor del DOP (el valor ideal es la unidad). El DOP se puede dividir en varios términos:

- GDOP (*Geometric Dilution of Precision*): ofrece una medida de incertidumbre en la posición debida a la geometría de los satélites y a la precisión del tiempo de medida.
- PDOP (*Position Dilution of Precision*): se trata de una medida de incertidumbre de la posición debida únicamente a la geometría de los satélites.
- HDOP (*Horizontal Dilution of Precision*): se trata de una medida de incertidumbre en la posición horizontal.
- VDOP (*Vertical Dilution of Precision*): se trata de una medida de incertidumbre en la posición vertical.
- TDOP (*Time Dilution of Precision*), se trata de una medida de incertidumbre en el estado del reloj.

El GDOP es calculado a partir de las relaciones geométricas entre el receptor y los satélites que el receptor utiliza para la navegación. El volumen del prisma descrito por los vectores desde el receptor a los satélites utilizados en el cálculo de la posición es inversamente proporcional al GDOP.

3.7. Descripción del sistema GPS

La constelación nominal de satélites Navstar consiste en 24 satélites distribuidos en 6 planos orbitales prácticamente circulares, con una inclinación de 55° respecto del plano ecuatorial de la Tierra, y a 20.180 km de altitud media. Hay 4 satélites por órbita distribuidos uniformemente, lo que determina un periodo de 12 de horas de tiempo sidéreo, es decir, que el satélite completa cada órbita en un tiempo solar de 11 horas, 57 minutos, 58,3 segundos.

Esta constelación proporciona una cobertura global que permite tener datos de entre cuatro y ocho satélites de forma simultánea con una máscara de elevación de 15°.

Existen varios tipos de satélites GPS, agrupándose en “bloques” según la generación a la que pertenecen: Bloque I, Bloque II, Bloque IIA, Bloque IIR, Bloque IIR-M, Bloque IIF y el futuro Bloque III, lo que supondrá la modernización del sistema con el programa GPS III.

El lanzamiento del primer satélite (PRN 4), se llevo a cabo el 22 de febrero de 1978, siendo el primero de una serie de 12 satélites del bloque I. Los 10 satélites de este bloque I que al final se pusieron en marcha, fueron lanzados entre los años 1978 y 1985 desde la base aérea militar de Vandenburg (California), siendo los pioneros y los que sirvieron de experiencia para la configuración del sistema. Estos satélites tenían una inclinación de 63° con respecto al Ecuador, para optimizar su observación en la región norteamericana, pero siendo deficiente para otras partes del mundo. Actualmente, todos los satélites del bloque I están desactivados, no quedando ninguno en funcionamiento. Estos satélites, de 845 kg de peso, se diseñaron para una vida útil de 4 a 5 años, pero algunos de ellos, han estado operativos más de 10 años.

De los primeros 9 satélites lanzados del bloque II, tampoco queda ninguno. Los posteriores satélites del bloque II, se reparten en cuatro generaciones sucesivas: II-A (*Advanced*), II-R (*Replacement*), II-R M (*Modernized*) y II-F (*Follow on*).

Los satélites del bloque II-A (*Advanced*), 19 satélites de más de 1500 kg de peso y diseñados para durar unos 7 años, fueron lanzados entre 1990³⁰ y 1997 desde el centro espacial Kennedy, Cabo Cañaveral (Florida). En el año 2012, quedan 11 satélites del bloque II-A en órbita.

Los 12 satélites del bloque II-R (*Replacement*), con peso superior a 2000 kg y diseñados para 10 años de vida, fueron lanzados entre 1997 y 2005, quedando todos ellos en órbita en el año 2012. Estos satélites facilitan mejoras en la comunicación y control de seguimiento entre satélites.

³⁰ El accidente del transbordador Challenger en 1986 retrasó el programa de lanzamiento.

<u>Name</u>	<u>NORAD ID</u>	<u>Int'l Code</u>	<u>Launch date</u>	<u>PRN</u>
NAVSTAR 22 (USA 66)	20959	1990-103A	November 26, 1990	32
NAVSTAR 23 (USA 71)	21552	1991-047A	July 4, 1991	24
NAVSTAR 26 (USA 83)	22014	1992-039A	July 7, 1992	26
NAVSTAR 27 (USA 84)	22108	1992-058A	September 9, 1992	27
NAVSTAR 33 (USA 92)	22700	1993-042A	June 26, 1993	9
NAVSTAR 34 (USA 94)	22779	1993-054A	August 30, 1993	30
NAVSTAR 35 (USA 96)	22877	1993-068A	October 26, 1993	4
NAVSTAR 36 (USA 100)	23027	1994-016A	March 10, 1994	6
NAVSTAR 37 (USA 117)	23833	1996-019A	March 28, 1996	3
NAVSTAR 38 (USA 126)	23953	1996-041A	July 16, 1996	10
NAVSTAR 43 (USA 132)	24876	1997-035A	July 23, 1997	13
NAVSTAR 44 (USA 135)	25030	1997-067A	November 6, 1997	8
NAVSTAR 46 (USA 145)	25933	1999-055A	October 7, 1999	11
NAVSTAR 47 (USA 150)	26360	2000-025A	May 11, 2000	20
NAVSTAR 48 (USA 151)	26407	2000-040A	July 16, 2000	28
NAVSTAR 49 (USA 154)	26605	2000-071A	November 10, 2000	14
NAVSTAR 50 (USA 156)	26690	2001-004A	January 30, 2001	18
NAVSTAR 51 (USA 166)	27663	2003-005A	January 29, 2003	16
NAVSTAR 52 (USA 168)	27704	2003-010A	March 31, 2003	21
NAVSTAR 53 (USA 175)	28129	2003-058A	December 21, 2003	22
NAVSTAR 54 (USA 177)	28190	2004-009A	March 20, 2004	19
NAVSTAR 55 (USA 178)	28361	2004-023A	June 23, 2004	23
NAVSTAR 56 (USA 180)	28474	2004-045A	November 6, 2004	2
NAVSTAR 57 (USA 183)	28874	2005-038A	September 26, 2005	17
NAVSTAR 58 (USA 190)	29486	2006-042A	September 25, 2006	31
NAVSTAR 59 (USA 192)	29601	2006-052A	November 17, 2006	12
NAVSTAR 60 (USA 196)	32260	2007-047A	October 17, 2007	15
NAVSTAR 61 (USA 199)	32384	2007-062A	December 20, 2007	29
NAVSTAR 62 (USA 201)	32711	2008-012A	March 15, 2008	7
NAVSTAR 64 (USA 206)	35752	2009-043A	August 17, 2009	5
NAVSTAR 65 (USA 213)	36585	2010-022A	May 28, 2010	25
NAVSTAR 66 (USA 232)	37753	2011-036A	July 16, 2011	1

Figura 11. Satélites operativos Navstar-GPS (Fuente: www.n2yo.com)

En el periodo 2005-2009 se lanzaron 8 satélites del bloque II-R M (*Modernized*), que incorporan el nuevo código civil L2C en la frecuencia L2, que permite la corrección del efecto ionosférico, actuando de forma redundante. En paralelo, se ha añadido el código militar M a las frecuencias L1 y L2, para incrementar el funcionamiento de anti-interferencias del servicio de navegación militar. En el año 2012, hay 7 satélites operativos, puesto que uno de los enviados se averió y esta inservible.

El 28 de mayo de 2010 y el 16 de julio de 2011 se lanzaron los dos primeros satélites del bloque II-F (*Follow on*), satélites de más de 2000 kg de peso y diseñados para una vida útil de 15 años, que además de la señal L2C, incorpora la tercera señal civil L5C, diseñada específicamente para aplicaciones de salvamento ("*safety of life*"). Estos satélites están equipados con sistemas de navegación inercial.

En el año 2012, el sistema GPS dispone de 32 satélites operativos (Figura 11), de los cuales 11 son del bloque II-A, 12 satélites son del bloque II-R, 7 son del bloque IIR-M (con señal L2C), y 2 satélites del bloque IIF (con señal L5C). Se prevé que para 2014 se lance el primer satélite del bloque III-A (www.afspc.af.mil).

El segmento de control operacional (OCS) está constituido por una estación de control principal (MCS, *Master Control Station*) y varias estaciones de control y seguimiento (*Monitor Station*) junto con antenas terrestres. Este sector se encarga fundamentalmente del seguimiento continuo de los satélites por sus órbitas, determinación y predicción de los relojes, sincronización de tiempo de los satélites y actualización de los datos del mensaje de navegación de los satélites.

La localización de la estación principal estuvo en un principio en Vandenberg AFB³¹ (California), pero se desplazó posteriormente a Colorado Springs (Colorado) en los Estados Unidos, lugar donde se emplazan el CSOC (*Consolidated Space Operations Center*) y el Shriever AFB (conocido antiguamente como *Falcon AFB*). El CSOC reúne los datos de rastreo desde las estaciones monitoras y calcula las órbitas de los satélites y los parámetros de los relojes usando estimadores Kalman, cuyos resultados se envían a los satélites por medio de las antenas terrestres.

Las primeras estaciones de control (Figura 12) se localizan en Hawái (Océano Pacífico), en Colorado Springs (Colorado, Estados Unidos), en la isla de Ascensión (sur del Océano Atlántico), en la isla de Diego García (Océano Índico), en la isla de Kwajalein (norte del Océano Pacífico) y en Cabo Cañaveral (Florida, Estados Unidos), de incorporación posterior. En la fase de actualización o modernización del sistema GPS, se han incorporado en una primera fase, estaciones de control en Washington DC (*US Naval Observatory*), Buenos Aires (Argentina), Manama (Bahréin), Hermitage (Reino Unido), Quito (Ecuador) y en Adelaide (Australia). Posteriormente se han incorporado las estaciones de Fairbanks (Alaska), Papeete (Tahití), Pretoria (Sudáfrica), Osan (Corea del Sur) y Wellington (Nueva Zelanda).

³¹ AFB: *Air Force Base* (Base de la Fuerza Aérea).

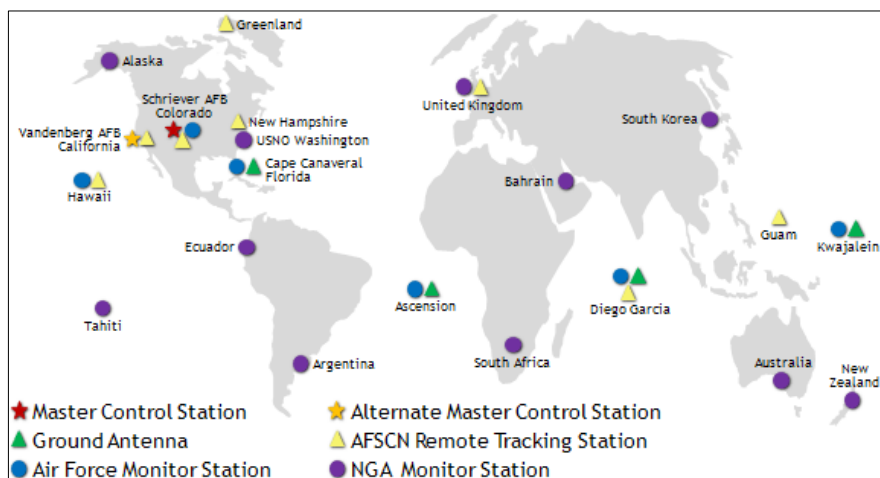


Figura 12. Estaciones monitadoras de GPS (Fuente: www.gps.gov)

Cada una de estas estaciones está equipada de tiempos atómicos muy precisos y receptores que continuamente miden las pseudodistancias a todos los satélites visibles. Estas pseudodistancias medidas cada segundo y ajustadas con datos ionosféricos y meteorológicos, se transmiten a la estación principal.

Una vez calculadas por la estación principal las efemérides de los satélites, los estados de los relojes y otra información, se transmiten de nuevo a los satélites a través de las antenas terrestres que funcionan como estaciones inyectoras, y que están situadas en la isla de Ascensión, isla de Diego García, isla de Kwajalein y Cabo Cañaveral (Florida), en los mismos sitios que las primeras estaciones de control. Esta información es actualizada tres veces al día para cada satélite para su posterior radiodifusión.

Es posible usar efemérides calculadas a posteriori, que se denominan efemérides precisas, obtenidas de forma muy exacta por observación de satélites desde puntos de situación conocida, con coordenadas determinadas generalmente por sistemas VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*) o SLR (*Satellite Laser Ranging*), lo que permite mejorar la precisión.

El sistema de referencia geodésico que utiliza el sistema GPS es el WGS84 (*World Geodetic System 1984*), sistema geocéntrico, cuyo origen es el centro de masas de la Tierra; el eje z es paralelo a la dirección del polo medio definido por el BIH época 1984.0; el eje x lo define la intersección del meridiano origen de Greenwich con el plano que pasa por el origen y es perpendicular al eje z; el eje y es ortogonal a los anteriores.

La materialización de este marco de referencia se lleva a cabo en un conjunto de estaciones en las que se emplean técnicas de VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*), SLR (*Satellite Laser Ranging*), LLR (*Lunar Laser Ranging*), DORIS (*Doppler Orbitography and Radio-Positioning Integrated by Satellite*) y GPS. Actualmente, se utiliza como marco de referencia de mayor precisión, el Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF),

que considera como origen el centro de masas terrestres, incluyendo océanos y atmósfera, y como orientación de los ejes, la acordada en el instante de comienzo del año juliano en 1984 (época 1984.0).

El IERS (*Internacional Earth Rotation Service*) publica cada año las soluciones de estas observaciones, que determinan los diferentes ITRF a los que se asignan dos dígitos identificativos correspondientes a las dos últimas cifras del año en cuestión. La primera solución obtenida en 1988, se llevo a cabo a partir de más de 100 estaciones de referencia permanente GPS, siendo denominada ITRF88.

En 1990, la subcomisión EUREF decidió que las coordenadas ITRF89 de las 36 estaciones europeas definieran el Marco de Referencia Europeo (ETRF), que coincide con el ITRS en la época 1989.0 y se fijo para la parte estable de la placa Euroasiática. Este sistema de referencia es prácticamente coincidente con el WGS84, que para la mayor parte de las aplicaciones pueden considerarse iguales.

Las perspectivas del sistema GPS van dirigidas al usuario civil, proporcionándole mejor robustez frente a las interferencias, mejoras en la compensación del retardo ionosférico y mayor precisión con el uso de tres frecuencias para resolver ambigüedades, todo ello gracias a las nuevas señales civiles (L1C, L2C y L5C) y al mensaje civil de navegación (CNAV, *GPS Civil NAVigation message*).

Además y debido a la posible interoperabilidad entre diferentes constelaciones (GLONASS, Galileo, etc.) se dispondrá de un incremento en la distribución de los satélites en el espacio, lo que permitirá recibir mejor calidad y cantidad de datos en zonas de visibilidad reducida (zonas urbanas, bosques, etc.).

3.8. Descripción del sistema GLONASS

La constelación de satélites GLONASS, desarrollada por el Ministerio de Defensa de la Federación Rusa, consiste en 24 satélites (21 satélites activos y 3 de reserva) distribuidos en 3 órbitas circulares en planos orbitales (8 satélites por órbita) inclinados $64^{\circ} 48'$ respecto del plano ecuatorial de la Tierra y a 19.100 km de altitud media. El tiempo solar invertido en cada órbita es de 11 horas, 15 minutos, 44 segundos.

El 12 de octubre de 1982 se lanzo el primer satélite GLONASS junto con otros dos satélites de testeo, aunque ninguno de ellos llego a funcionar. En enero de 1984, se lanzaron con éxito 4 satélites de una primera fase experimental del sistema, cuya constelación se completo con 12 satélites en 1993, momento a partir del cual el sistema comienza a ser operativo. Entre 1995 y 1996 se lanzaron el resto de satélites para que la constelación estuviese prácticamente terminada y operativa con una constelación de 24 satélites. En 2001, y debido a la falta de fondos, desciende el número de satélites operativos, con sólo 8 satélites disponibles.

Cada satélite GLONASS llevaba incorporado tres relojes atómicos de cesio³² con una estabilidad de $5 \cdot 10^{-13}$, una unidad de memoria, un comando de telemetría, seguimiento y control (TT&C), receptores de enlace y transmisores de señal de navegación. Estos satélites tenían asignada una vida útil garantizada de 3 años con un peso de 1415 kg.

El estado actual³³ de la constelación es de 24 satélites operativos del tipo GLONASS-M (*Modified o Modernization*), 2 en mantenimiento y 4 de reserva, satélites lanzados desde diciembre de 2003. Los satélites GLONASS-M aumentan su vida útil garantizada a 7 años, la estabilidad de los relojes ha mejorado a $1 \cdot 10^{-13}$, y pesan 1230 kg. Además incorporan retroreflectores láser, motores de corrección orbital, e incrementan el número de antenas de señal de navegación, incluso para comunicación entre satélites.

En 2009 se lanzó el primer satélite GLONASS-K1 en fase de pruebas. Estos satélites del tipo GLONASS-K, están diseñados para una vida útil de 10 años, pesan 850 kg (esta reducción de peso permite el lanzamiento simultaneo de satélites). Los relojes son de cesio y de rubidio. Además, incorporan una tercera señal civil G3, información de efemérides diferenciales global, y correcciones de tiempo. Durante el año 2011 se lanzaron cuatro satélites GLONASS-M³⁴.

Está previsto que en 2013 se produzca el lanzamiento de nuevos satélites tipo GLONASS-K2, que dispondrán de las señales G1 (1602,000 MHz), G2 (1246,000 MHz) y G3 (1204,704 MHz), y en 2015, de los nuevos satélites tipo GLONASS-KM, que incorporan las señales G1, G2, G3 y G5.

El segmento de control se encarga del seguimiento de los satélites por las órbitas, la determinación y predicción de los relojes, actualización de los mensajes de navegación de los satélites, sincronización de tiempos de los satélites y control entre el sistema de tiempos GLONASS y el UTC. No hay muchos detalles de la infraestructura de este segmento de control.

Según algunos autores (Klimov et al, 2005) existe un centro de control del sistema en *Krasnoznamensk Space Center* (a unos 70 km al suroeste de Moscú), complejo militar bajo el control de las fuerzas aéreas rusas. Existe además un sincronizador central, situado en Schelkovo, cerca de Moscú, responsable del sistema de tiempo GLONASS, y cuatro estaciones TT&C situadas en San Petersburgo, Schelkovo,

³² El reloj de los primeros satélites GLONASS, componente crítico de los satélites, tiene una vida útil de 17.500 horas. Esto significa que un reloj puede operar durante 2 años; si se utilizan 3 relojes, uno detrás del otro, resulta una operatividad de 6 años.

³³ Constelación actual del sistema GLONASS: www.glonass-iana.rsa.ru

³⁴ En 2011, Rusia envió al espacio los 4 últimos satélites Glonass-M. Los lanzamientos se llevaron a cabo el 2 de octubre, el 4 de noviembre (2 satélites), y el 22 de noviembre.

Yenisseysk y Komsomolskna-Amure, encargadas del seguimiento y monitorización de los satélites y del envío de información a estos. Por otro lado, existen varias redes de estaciones monitoras: *Space Force network* (3 estaciones), *Roskosmos network* (12 estaciones), *Rosstandard network* (3 estaciones).

Respecto al sistema de referencia terrestre, el sistema que GLONASS utiliza se denomina PE-90 (*Parameters of the Earth 1990*) o también PZ-90 (*Parametry Zemli 1990*). Por su parte el sistema geodésico de referencia soviético es el SGS-90. Este sistema geocéntrico tiene como origen el centro de la tierra, el eje z sigue la dirección del polo convencional terrestre definido por el IERS (*International Earth Rotation Service*), el eje x es la línea que resulta de la intersección del plano ecuatorial con el plano que contiene al meridiano de Greenwich, y el eje y es perpendicular a los otros dos.

Las perspectivas del sistema GLONASS pasan por ser compatible e interoperable con otros sistemas de navegación (GPS, GALILEO), ofrecer seguridad, precisión y alta disponibilidad en los servicios de navegación.

3.9. Descripción del sistema GALILEO

Galileo³⁵ es el sistema global de navegación por satélite (GNSS) desarrollado por la Unión Europea, con el objeto de disponer de un sistema civil de radionavegación propio y evitar la dependencia de los sistemas GPS y GLONASS.

La constelación de Galileo consistirá en 30 satélites, 27 operacionales y 3 de reserva activos, distribuidos en tres órbitas circulares en planos orbitales inclinados 56° respecto del plano ecuatorial de la Tierra y a unos 23.600 km de altitud media. La inclinación de las órbitas fue elegida para asegurar una buena cobertura en latitudes polares, incluso por encima de los 75° de latitud norte, donde el sistema GPS ofrece un servicio deficiente.

De esta forma, habrá 9 satélites operativos y 1 de reserva por órbita, distribuidos uniformemente (40°), con un periodo orbital de 14 horas, 4 minutos, 45 segundos. El sistema garantizará, con una máscara de elevación de 10°, un mínimo de 6 satélites siempre visibles para cualquier usuario en cualquier parte del mundo (Hofmann Wellenhof et al., 2008). El gran número de satélites, junto con la optimización de la constelación y la disponibilidad inmediata de los satélites de reserva, en caso de avería de alguno de los satélites, no tendrá ningún efecto perceptible para los usuarios.

³⁵ El nombre de la constelación no es un acrónimo, sino que se debe al científico italiano Galileo Galilei (1564-1642), que entre otras aportaciones a la ciencia, descubrió en 1610 los cuatro satélites mayores del planeta Júpiter, describiendo en su obra *Sidurius nuncius*, como el movimiento regular de estos satélites se podía utilizar para la determinación de longitudes, observando sus eclipses.

La constelación actual de Galileo consiste únicamente en cuatro satélites. El 28 de diciembre de 2005 se lanzó el primer satélite de pruebas GIOVE-A (*Galileo In-Orbit Validation Element*), y el 25 de abril de 2008, se envió al espacio el segundo de los satélites de prueba, el GIOVE-B, ambos desde el cosmódromo de Baikonur (Kazajistán). El 21 de octubre de 2011, la Agencia Espacial Europea (ESA) colocó en órbita, y en un mismo lanzamiento con el cohete ruso Soyuz desde el puerto espacial europeo de Kurú (Guayana Francesa), los dos primeros satélites del sistema de navegación Galileo.

El lanzamiento de estos dos satélites, de 700 kg de peso cada uno, forma parte de la fase de validación en órbita (IOV, *In Orbit Validation*), completada en 2012 con otros dos satélites, y que serán utilizados para acabar de comprobar la validez del diseño tras las pruebas llevadas con los satélites GIOVE. Estos satélites IOV tienen un diseño similar al de los futuros satélites definitivos de capacidad operativa completa (FOC, *Full Operational Capability*) que completarán la constelación hasta su configuración final.

Galileo será compatible con otros sistemas GNSS, su uso combinado ofrecerá un gran nivel de prestaciones y aumentará la precisión de las medidas. Asimismo, intentará garantizar la disponibilidad continua del servicio, y ofrecer fiabilidad de la señal, con la transmisión de señales suplementarias de radionavegación en diferentes bandas de frecuencia. En total, utilizará 10 radiofrecuencias de la banda L: tres frecuencias E1 (1575,420 MHz): E1A, E1B, E1C; tres frecuencias E6 (1278,750 MHz): E6A, E6B, E6C; y cuatro frecuencias E5 (1191,795 MHz): E5a (E5a-I y E5a-Q) y E5b (E5b-I y E5b-Q).

Se ha previsto que las instalaciones terrestres necesarias para llevar a cabo su control, cuando la constelación este completamente operativa, sean: 2 centros de control terrestre (GCC, *Ground Control Centers*) localizados en Oberpfaffenhofen (Alemania) y en Fucino (Italia), 5 estaciones de telemetría, seguimiento y control (TT&C, *Telemetry Tracking and Control*), 9 estaciones de enlace o envío de información terrestre al espacio (ULS, *Uplink Station*) y entre 30 y 40 sensores Galileo (GSS, *Galileo Sensor Station*).

Todas estas instalaciones terrestres se engloban en el segmento de control terrestre (GCS, *Ground Control Segment*), responsable de toda la constelación de satélites y el segmento de misión terrestre (GMS, *Ground Mission Segment*), encargado del control del sistema de navegación, la determinación de la integridad y de la difusión de servicios.

Europa ha elegido un servicio orientado a distintos tipos de usuarios, de forma tal, que el sistema Galileo suministrará cinco niveles de servicios (Benedicto y Ludwig, 2001). El *Open Service (OS)* o servicio abierto, estará orientado a aplicaciones básicas, y proporcionará señales con información precisa de tiempo y posicionamiento. Cualquier usuario con un receptor podrá acceder a este servicio de forma gratuita y sin necesidad de ninguna autorización. Utilizará las frecuencias de E5A, E5B, y E1.

El *Commercial Service (CS)* o servicio comercial, estará orientado a aplicaciones que requieren de un nivel de prestaciones superior: difusión de datos, garantías de servicio, servicios de información precisa de tiempo, provisión de modelos ionosféricos y

señales locales de corrección diferencial para proporcionar gran precisión. Será gestionado por los prestadores de servicios y la futura GOC (*Galileo Operating Company*), quien previo pago cederá el derecho de uso de las señales comerciales. El servicio comercial agrega dos señales al servicio anterior, cuya frecuencia será la E6.

El *Safety-of-Life (SoL) Service* o servicio de seguridad, se utilizará para aplicaciones de transporte donde existan riesgos en el caso de perder la prestación de servicios del sistema de radionavegación. Recibirá la misma señal que el servicio abierto (frecuencias E5A, E5B y E1), pero adicionalmente se añade una información de integridad que suministra un servicio de garantía a los usuarios. Este servicio aumentará la seguridad, aumentando la eficiencia de aerolíneas, compañías marítimas y ferroviarias.

El *Public Regulated Service (PRS)* o servicio público regulado proporcionará continuidad y robustez (protección contra los efectos de las interferencias intencionadas y de los intentos de emisión intencionada de una señal modificada). Se pretende que sea un servicio para aplicaciones gubernamentales y de acceso controlado, cumpliendo las políticas de seguridad aplicables en toda Europa. La señal sería codificada y utilizaría las frecuencias E6 y E1.

El *Search and Rescue Service (SAR)* o servicio de búsqueda y salvamento ofrecerá recepción en tiempo real de mensajes de socorro transmitidos desde cualquier punto de la Tierra, localización precisa de alertas, detección por múltiples satélites (para evitar el bloqueo en condiciones de poca visibilidad de los satélites) y mayor disponibilidad del segmento espacial (30 satélites en órbita terrestre media que se añaden a los cuatro satélites en órbita terrestre baja y los tres satélites geoestacionarios del actual sistema). Por otra parte Galileo introducirá funciones como el enlace de retorno del operador del SAR a la baliza emisora de socorro, de forma que facilitará las operaciones de rescate y ayudará a reducir el índice de falsas alarmas. Este servicio se está definiendo en cooperación con los responsables del sistema COSPAS-SARSAT, y sus características y operaciones se regularán bajo el control de la Organización Marítima Internacional (OMI) y la Organización de Aviación Civil Internacional.

La principal función del GGSP (*Galileo Geodetic Service Provider*) será la construcción de un prototipo para la realización del marco de referencia terrestre Galileo (GTRF, *Galileo Terrestrial Reference Frame*), diseñado para ser compatible con el marco de referencia terrestre internacional (ITRF, *International Terrestrial Reference Frame*) y por tanto ser una materialización del ITRS (*International Terrestrial Reference System*). Además, Galileo tendrá su propio sistema de tiempo, el GST (Galileo System Time), dirigido por el tiempo atómico internacional (TAI).

Datos de los sistemas GPS, GLONASS y GALILEO			
Característica	GPS	GLONASS	GALILEO
Primer lanzamiento	22/02/1978	12/12/1982	28/12/2005
Capacidad operativa	17/07/1995	18/01/1996	¿?
Nº de satélites	24	24	27
Planos orbitales	6	3	3
Inclinación orbital	55°	64,8°	56°
Semieje mayor	26560 Km	25508 Km	29601 Km
Separación entre planos orbitales	60°	120°	120°
Fase entre planos orb.	Irregular	±30°	±40°
Periodo de revolución	11h 57m	11h 15m	14h 04m
Periodo de repetición terrestre (día sidereal)	1	8	10
Periodo orbital	2	17	17
Sistema de referencia geodésico	WGS-84	PE-90	GTRF
Sistema de tiempo	GPS, UTC (USNO)	GLONASS, UTC (SU)	GALILEO
Frecuencias	L1, L2, L5	G1, G2, G3	E1, E6, E5
Nº códigos distancia	11	6	10

Tabla 2. Datos de los sistemas GPS, GLONASS y GALILEO

3.10. Descripción del sistema Beidou/Compass

Beidou/Compass es el proyecto desarrollado por la República Popular de China como sistema independiente de navegación y posicionamiento. Beidou I parte de la idea de ser un sistema de cobertura regional, cuya primera fase, lanzada entre 2000 y 2003, consistió en 3 satélites experimentales de órbita geoestacionaria (Beidou 1A, 1B y 2A). Desde 2004, la señal de estos satélites está disponible para usuarios civiles. A diferencia de los sistemas GPS, GLONASS, y GALILEO, que utilizan satélites en órbitas bajas y ofrecen servicio global, el sistema Beidou I utiliza satélites en órbita geoestacionaria, que no requiere de una gran constelación de satélites, aunque limita su cobertura.

La segunda fase, Beidou II / COMPASS, está proyectada para disponer de 35 satélites, de los cuales 27 satélites (24 más 3 de reserva) serán de media órbita (MEO), distribuidos en 3 planos orbitales con un ángulo de inclinación de 55° y a una altitud de 21500 km; 5 satélites geoestacionarios (GEO) a una altitud de 35785 km; y 3 satélites de órbita geoestacionaria inclinada (IGSO).

El primer satélite de órbita media (COMPASS-M1) fue lanzado en abril de 2007; el segundo lanzamiento de un satélite geoestacionario (COMPASS-G2), fue en abril de 2009. Durante el año 2010, se ponen en órbita 5 satélites más, 3 geoestacionarios (COMPASS-G1, COMPASS-G3 y COMPASS-G4) y 2 de órbita geoestacionaria inclinada (COMPASS-IGS1 y COMPASS-IGS2). Durante 2011, se envían 2 satélites más de órbita geoestacionaria inclinada (COMPASS-IGS3 y COMPASS-IGS4), por lo que en el año 2012 la constelación está formada por 9 satélites: 1 satélite MEO, 4 GEO y 4 IGSO, ofreciendo posicionamiento regional (www.beidou.gov.cn).

En la actualidad, el sistema COMPASS utiliza 4 frecuencias de transmisión (B1: 1561,098 MHz, B1-2: 1589,742 MHz, B2: 1207,14 MHz y B3: 1268,52 MHz), que serán modificadas en el futuro por tres frecuencias (B1: 1575,42 MHz, B2: 1191,75 MHz y B3: 1268,52 MHz). Estas señales son moduladas en fase y en cuadratura usando la técnica QPSK, que en el futuro será cambiada a BOC (AltBOC y MBOC) dando lugar a nuevas señales. Las señales B1-C, B2a y B2b se han diseñado para ser interoperables con las señales de Galileo.

COMPASS ofrecerá dos niveles de servicio: un servicio libre (con una precisión de 10 metros) y un servicio con licencia para los militares, mucho más preciso.

COMPASS / Beidou utiliza el sistema de referencia geodésico *China Geodetic System 2000* (CGS2000), casi coincidente con el ITRF. Además pretende definir el tiempo BDT (*Compass-BeiDou Time*), sincronizado con el UTC.

3.11. Otros sistemas de navegación y de augmentación

Otros países, como Japón (QZSS) o India (IRNSS), están desarrollando también sistemas de navegación por satélite, sistemas regionales y complementarios a los sistemas globales existentes (GPS, GLONASS, Galileo y Beidou-Compass).

El **QZSS** (*Quasi Zenith Satellite System*), desarrollado por Japón, pretende mejorar la calidad de los servicios de posicionamiento y navegación global existentes en su zona de influencia, este de Asia y Oceanía. Se trata de aumentar la precisión en lugares montañosos y zonas urbanas, donde las señales actuales del sistema GPS se bloquean por la baja altitud (relativa) de los satélites. Este sistema complementario al sistema GPS funciona desde 2010, con 3 satélites que operan en altas orbitas elípticas inclinadas (órbitas geosincrónicas).

India ha aprobado la implantación del **IRNSS** (*Indian Regional Navigation Satellite System*), sistema que consistiría en 7 satélites, 3 en órbitas geoestacionarias y 4 en dos órbitas inclinadas 29° respecto al plano del Ecuador (orbitas geosincrónicas).

Los servicios de GPS y GLONASS actuales no son apropiados para satisfacer los requisitos estrictos como precisión, integridad, disponibilidad y continuidad³⁶ para operaciones críticas de navegación, especialmente en aviación civil (Zaidman, 2008), o para la entrada y aproximación de grandes buques a puertos marítimos.

³⁶ La precisión hace referencia a la diferencia entre la posición estimada y la real; la integridad, a la confianza sobre la información total proporcionada; la continuidad, al funcionamiento sin interrupciones no programadas; y la disponibilidad, es el intervalo donde el sistema presenta simultáneamente la exactitud, la integridad y la continuidad requeridas.

Para garantizar que se cumplan estos requisitos con los sistemas GNSS actuales, por ejemplo en todas las fases del vuelo (despegue, ruta, y aterrizaje de precisión), se han desarrollado los **Sistemas de Augmentación** (AS, *Augmentation Systems*), diseñados para proporcionar la información adicional necesaria de posicionamiento, navegación y tiempo.

Los sistemas de augmentación, a su vez se segmentan en: el sistema de augmentación basado en la aeronave (ABAS, *Aircraft Based Augmentation System*), el sistema de augmentación terrestre (GBAS, *Ground Based Augmentation System*), y el sistema de augmentación basado en los satélites (SBAS, *Satellite Based Augmentation System*).

El sistema de augmentación en la aeronave (**ABAS**) utiliza sistemas de Receptor con Supervisión Autónoma de la Integridad (RAIM) y la función de Detección de Fallos y Exclusión (FDE), que proporcionan la integridad requerida para utilizar el sistema GPS como medio principal de navegación aérea durante el despegue, el vuelo, y el aterrizaje.

El sistema de augmentación en Tierra (**GBAS**) utiliza estaciones terrestres en las que se conoce su posición precisa, desde las cuales se obtienen las correcciones de los parámetros de cada satélite de las constelaciones GNSS existentes (GPS y GLONASS) y se transmiten correcciones diferenciales de pseudodistancia, mensajes de integridad locales y datos de aproximación a los usuarios (receptor de a bordo) mediante una radiodifusión de datos VHF (VDB). Los sistema GBAS se utilizan fundamentalmente en el control del tráfico aéreo, sirviendo de apoyo a las fases de aproximación de precisión y operaciones RNAV en área terminal, mediante el despliegue con carácter local de estaciones en tierra en el entorno aeroportuario.

El sistema de augmentación basado en satélites (**SBAS**) utiliza una red de estaciones monitoras terrestres distribuidas por una amplia zona geográfica, que supervisan las constelaciones de los satélites. Estas estaciones retransmiten los datos a una instalación de procesamiento central, que evalúa la validez de las señales (integridad) y calcula unas correcciones a los datos de efemérides y reloj radiodifundidos de cada satélite visible. Para cada satélite GPS o GLONASS vigilado, el SBAS estima los errores en los parámetros, y transmite estas correcciones por medio de satélites geoestacionarios.

El receptor que recibe la información (receptor de a bordo) ajusta la información recibida directamente de los satélites con las correcciones recibidas de los satélites geoestacionarios. Los mensajes de integridad y correcciones para cada fuente telemétrica GPS o GLONASS vigilada se transmiten desde los satélites geoestacionarios SBAS. Los mensajes SBAS aseguran la integridad y mejoran la disponibilidad.

El sistema SBAS utiliza la señal de las dos frecuencias para calcular el retardo ionosférico y radiodifunde esas correcciones. Además de correcciones ionosféricas, correcciones diferenciales y efemérides, se evalúan y se transmiten los parámetros que

limitan la incertidumbre en las correcciones, de forma que el receptor usuario genera un modelo de error para su solución de navegación propia.

Es importante distinguir entre las zonas de cobertura y las zonas de servicio SBAS. La zona de cobertura se define por las huellas en tierra (*footprints*) de las señales de los satélites geoestacionarios, mientras que las zonas de servicio para un SBAS determinado se establecen por un organismo dentro de la zona de cobertura SBAS.

Los sistemas SBAS, desarrollados por los principales países y organismos, son el americano WAAS (*Wide Area Augmentation System*), el europeo EGNOS (*European Geostationary Navigation Overlay Service*), el japonés MSAS (*Multi-Functional Satellite Augmentation System*) y el indio GAGAN (*Gps And Geo Augmented Navigation*). En proceso de desarrollo se encuentran el sistema chino SNAS (*Satellite Navigation Augmentation System*), el ruso SDCM (*System for Differential Correction and Monitoring*), el canadiense CWAAS (*Canadian Wide Area Augmentation System*) y el latinoamericano SACCSA.

El sistema **WAAS** (*Wide Area Augmentation System*), fue impulsado por la *US Federal Aviation Administration* (FAA) para proveer a la aviación civil en la zona norteamericana de la precisión, disponibilidad, continuidad e integridad necesarias, para confiar en el sistema GPS durante todas las fases de vuelo (Zaidman, 2008). Este sistema se complementa con tres satélites geoestacionarios (el último enviado en 2010) y una red de 38 estaciones de referencia estratégicamente posicionadas a lo largo y ancho de Estados Unidos, incluyendo Alaska, Hawái, Puerto Rico, Canadá y México.

El sistema **EGNOS** (*European Geostationary Navigation Overlay Service*) es el primer proyecto que Europa desarrolla para la navegación con satélite, previo al sistema Galileo. Este sistema tiene una infraestructura de tres satélites geoestacionarios (denominados *Artemis*, *Inmarsat AOR-E* e *Inmarsat AOR-W*), 34 estaciones RIMS (*Ranging and Integrity Monitoring Stations*), 6 estaciones NLES (*Navigation Land Earth Stations*) y 4 centros de control, cuya cobertura incluye a los países europeos. Su aplicación está vinculada a la navegación aérea y marítima, al control de tráfico y a la determinación del tiempo de forma muy precisa.

El sistema de augmentación EGNOS ofrece varios servicios; el 1 de octubre de 2009 se declaró operativo el servicio EGNOS OS, que proporciona datos libres de responsabilidad, sin una garantía o compromiso de los resultados. El 2 de marzo de 2011, se declara formalmente disponible para la aviación, la señal de EGNOS SoL, que incluye un valioso mensaje de integridad, que avisa al usuario de cualquier anomalía del sistema GPS en menos de 6 segundos de haberse producido el problema. En un futuro, se pondrá en marcha el servicio EDAS (*EGNOS Data Access Service*) con acceso a datos en tiempo real.

El sistema japonés **MSAS** (*Multi-Functional Satellite Augmentation System*), opera de forma similar al sistema americano WAAS y ofrece los mismos servicios que el sistema europeo EGNOS. MSAS dispone de dos satélites geoestacionarios puestos en

órbita desde 2005 (MTSAT-1R) y 2006 (MTSAT-2), que radiodifunden datos y voz, y sirven como observatorio meteorológico para las previsiones del tiempo en Japón.

El sistema indio **GAGAN** (*Gps And Geo Augmented Navigation*) desarrollado por la ISRO (*Indian Space Research Organization*) y la Autoridad Aeroportuaria India está formado por un receptor bifrecuencia GPS montado en un satélite (INMARSAT-4F1), 8 estaciones de referencia INRES (*INDian REference Stations*), un centro de control INMCC (*INDian Master Control Centre*) y una estación INLUS (*INDian Land Uplink Station*).

3.12. IGS y EUREF

La "*International Association of Geodesy*" (IAG) es un miembro activo de la Asociación Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG), una de las Asociaciones Científicas del Consejo Internacional para la Ciencia (ICSU). El origen de la misma se produce hacia 1862 por un grupo de geodestas de la Europa central. En 1991 se crea por la comunidad geodésica internacional el IGS (*International GPS Service*), declarado oficialmente establecido por la IAG en 1993, tratándose de una federación civil y voluntaria de más de 200 centros o agencias en todo el mundo que utiliza los recursos permanentes del sistema GPS.

En la actualidad, el **International GNSS Service (IGS)**, anteriormente *International GPS Service*, proporciona datos y productos de alta calidad basados en los sistemas globales de navegación por satélite (GPS y GLONASS), para aplicaciones multidisciplinarias e investigaciones basadas en las Ciencias de la Tierra. Entre sus aportaciones, destaca la cooperación internacional de las actividades geodésicas, promoviendo estudios científicos estructurados en cinco comisiones o grupos especiales: "Posicionamiento y marco de referencia", "Geodesia espacial", "Campo gravimétrico", "Teoría y métodos" y "Geodinámica".

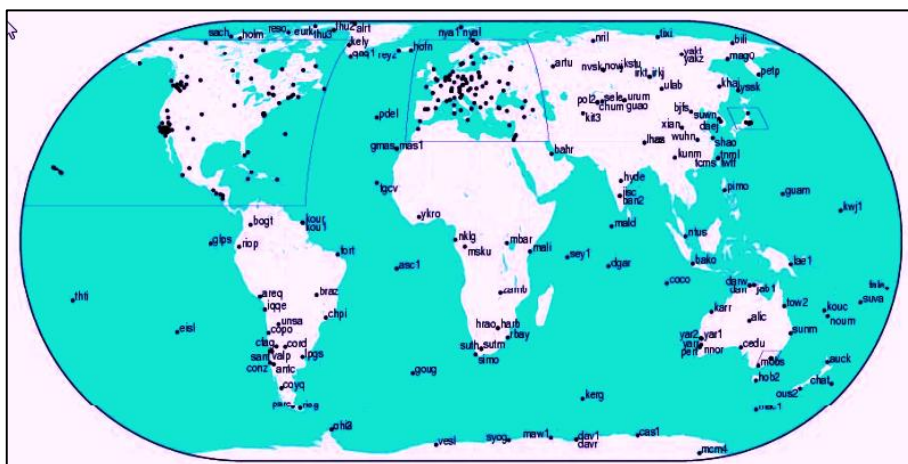


Figura 13. Red mundial de estaciones IGS (Fuente www/igsceb.jpl.nasa.gov/, 2012)

Tierra, las coordenadas y velocidades de las estaciones de seguimiento, información de los relojes de las estaciones de seguimiento como de los satélites, información ionosférica y troposférica.

EUREF (European Reference Frame) es la subcomisión de la IAG en Europa. Formada por el IUGG/IAG en 1987, tiene como misión fundamental la definición, el establecimiento y mantenimiento de los sistemas de referencia geodésicos europeos. Actualmente EUREF se centra en la promoción para que todos los países miembros de la Comunidad Europea adopten y utilicen el sistema de referencia terrestre europeo (ETRS89) y el sistema de referencia vertical europeo (EVRS), así como del desarrollo y mantenimiento de la red de estaciones permanentes GNSS en el continente europeo denominada EPN (European Permanent Network), que es la infraestructura para todas las aplicaciones e investigaciones de posicionamiento y navegación (Figura 15).

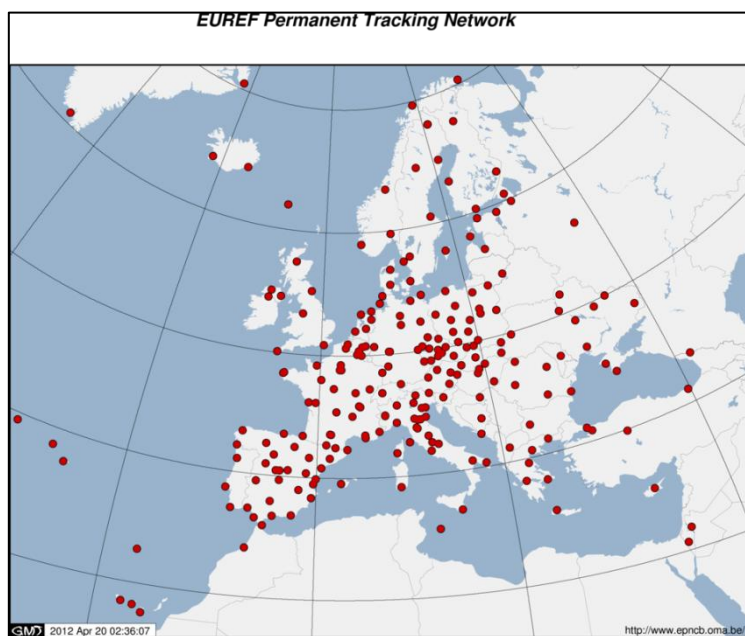


Figura 15. Red de estaciones EUREF (Fuente <http://www.epncb.oma.be/>, 2012)

Además, EUREF es el organismo responsable de la densificación regional en Europa de la red global IGS, denominada RNACC ("Regional Network Associate Analysis Center"). La organización de las estaciones de referencia EUREF está formada por Centros Operacionales (OC), Centros Locales de Datos (LDC), Centros Regionales de Datos (RDC), Centros de Análisis Locales (LAC) y Centros de Análisis Regionales (RAC), que mantienen las estaciones, recogen, chequean, validan y almacenan los datos (ficheros RINEX), que ponen a disposición de distintos usuarios, y que servirán para calcular subredes europeas, para la determinación de coordenadas de precisión y el campo de velocidades en el sistema de referencia internacional (ITRF), así como del sistema de referencia europeo (ETRS).

Capítulo IV

OBSERVACIONES ATMOSFÉRICAS

4.1. Introducción

La distribución del vapor de agua y su variabilidad juegan un importantísimo papel en el funcionamiento climático y meteorológico de la atmósfera terrestre. El conocimiento de la cantidad de vapor de agua contenido en el aire atmosférico es de vital importancia, no sólo para la predicción meteorológica a corto o muy corto plazo, sino también por el papel que esta variable desempeña en el clima, siendo una de las variables climáticas esenciales de observación sistemática que actualmente ha definido el Sistema de Observación del Clima Mundial (GCOS).

La mayor parte del agua en la atmósfera se encuentra en forma de vapor de agua. Este representa más del 1% (10.000 ppm) de la masa total de la atmósfera, interviniendo en la mayoría de los fenómenos meteorológicos. La troposfera, región inferior de la atmósfera, es la zona donde se concentra la mayor parte del oxígeno y del vapor de agua, caracterizada por la densidad de su aire, contiene el 80% de toda la masa de gases de la atmósfera y el 99% de todo el vapor de agua.

El vapor de agua atmosférico, tiene una gran importancia en la regulación de la temperatura del aire, debido a que absorbe la energía solar y las radiaciones térmicas, siendo el principal gas de efecto invernadero que actúa como regulador térmico del planeta, desempeñando un importante papel en los estudios del clima actual y jugando un papel crítico en procesos clave de los ciclos hidrológico y energético.

Desde un punto de vista científico y debido a la compleja medición, podría ser interesante estimar el contenido de vapor de agua, determinando su distribución a lo

largo de un perfil vertical. Al vapor de agua integrado en una columna atmosférica se le denomina indistintamente, vapor de agua integrado (IWV, *Integrated Water Vapour*) o agua precipitable (PW, *Precipitable Water*), y se expresa como la altura en milímetros que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna específica de la atmósfera, de sección transversal horizontal unitaria, se condensase y precipitase.

Hasta hace poco tiempo, el sondeo aerológico ha sido la única técnica sistemática de medida de vapor de agua en columna. Este sistema, ofrece datos con baja resolución temporal, puesto que normalmente sólo se realizan dos sondeos al día (a las 00:00 h y a las 12:00 h TMG). Además, la toma de datos dura aproximadamente dos horas, tiempo en el que la sonda se desplaza de la vertical del lanzamiento, lo que hace que existan incertidumbres importantes en las series de los perfiles verticales del vapor de agua, dada la enorme variabilidad espacio-temporal de este componente.

En la actualidad, se dispone además de técnicas radiométricas, fotómetros solares y de receptores GNSS, que aportan medidas fiables de vapor de agua integrado de muy alta calidad.

El funcionamiento básico de un sistema GNSS es sencillo, fundamentado simplemente en un receptor que determina la distancia que existe entre su antena y los satélites desde los cuales está recibiendo su señal. Basándose en dichas distancias y al conocer la posición de los satélites, el receptor es capaz de calcular su posición. No obstante, cuando se calcula dicha distancia, existen diversos errores que afectan a la medida y por consiguiente a la posición del receptor. Una observación GNSS está inevitablemente sujeta a una serie de errores que pueden ser minimizados o modelados, para lo que habrá que tener en cuenta la teoría matemática de propagación de errores.

Entre los factores o errores que limitan la precisión del sistema GNSS destacar el error que se comete en la propagación de las señales. Para la realización de todos los cálculos se supone que la velocidad de propagación de la señal GNSS es constante, pero esto no es del todo cierto, porque cuando la señal atraviesa la ionosfera y la troposfera sufre retardos que pueden producir errores importantes.

La propagación de la señal GNSS desde los satélites hasta las antenas de los receptores sufre un retraso debido a la refracción atmosférica. La velocidad de propagación de la señal es crítica para cualquier sistema de medida de distancias; esta velocidad, multiplicada por el intervalo de tiempo desde que se emite hasta que se recibe la señal, se traduce en una medida de la distancia entre los satélites y el receptor. Debido a esto, la llegada de la señal al receptor se produce con un cierto retardo que se traduce en un exceso de distancia recorrida como consecuencia de la refracción.

Cuando una onda electromagnética se propaga por el vacío, su velocidad de propagación, sea cual sea su frecuencia, es la velocidad de la luz (c). Cuando la onda viaja por un medio que no es el vacío, ésta sufre un retardo debido a que la velocidad de propagación es menor, y a que la trayectoria aumenta su longitud al curvarse por refracción, si el medio no es isótropo. En el caso de las observaciones GNSS, las señales

deben atravesar las capas de la atmósfera hasta llegar al receptor posicionado sobre la superficie de la Tierra, donde interaccionan con partículas cargadas, que provocan un cambio en la velocidad y en la dirección de propagación, esto es, las señales son refractadas.

En los estudios e investigaciones llevadas a cabo sobre las fuentes de error que afectan al posicionamiento con sistemas GNSS, se ha podido establecer una relación directa entre el retraso troposférico que sufre la señal y la cantidad de vapor de agua existente en la atmosfera, lo que permite aprovechar este dato para la estimación de agua precipitable (PW), comparable en precisión a otra instrumentación utilizada (fotómetros, radiosondas y radiómetros) sin sus limitaciones.

La aplicación del GNSS para la obtención de agua precipitable y la validación de estas medidas con las obtenidas con las otras técnicas suponen uno de los mejores programas actuales a nivel internacional para el análisis de la evolución del vapor de agua en la columna atmosférica.

4.2. Estructura de la atmósfera

La atmósfera es la capa de aire o mezcla de gases que rodea a la Tierra constituyendo su parte más externa, formada por una serie de capas de distintas características en cuanto a su comportamiento y composición, constituida principalmente por nitrógeno (78,08%) y oxígeno (20,95%)³⁷.

Desde el punto de vista térmico, la atmósfera se divide en una serie de capas diferenciadas entre sí. La troposfera y la estratosfera constituyen la atmosfera inferior, y la mesosfera, la termosfera, la exosfera y la magnetosfera forman la atmosfera superior. Las divisiones entre una capa y otra se denominan respectivamente tropopausa, estratopausa, mesopausa y termopausa. Acerca del espesor de la atmosfera, existen notorias discrepancias entre los valores dados por diferentes autores, por la dificultad que supone valorar la densidad del aire en las capas altas atmosféricas.

La **troposfera** es la parte más baja de la atmosfera y se extiende desde la superficie de la Tierra hasta una altitud máxima de 20 kilómetros (Figura 16). Su espesor varía en función de la estación del año (mayor espesor en verano que en invierno) y sobre todo en función de la latitud del lugar, siendo mucho mayor en el Ecuador y en la zona intertropical por la fuerza centrífuga del movimiento de rotación terrestre (16-20 km), y mucho menor en las zonas polares por la fuerza centrípeta (6-8 km).

³⁷ El casi 1% restante, lo forman el argón (0,93%), el dióxido de carbono (0,03%), y distintas proporciones de vapor de agua, hidrógeno, ozono, metano, dióxido de nitrógeno, helio, neón, criptón, xenón, etc. (0,003%).

En la troposfera se desarrollan la mayor parte de los fenómenos meteorológicos, y es donde se concentra la mayor parte del oxígeno y prácticamente todo el vapor de agua de la atmósfera. La concentración del vapor de agua es variable con la latitud, hay mayor concentración en los trópicos, que disminuye a medida que se aproxima a las regiones polares. La caracterización de esta capa, desde el punto de vista térmico, es que la temperatura media en condiciones normales desciende con la altitud a razón de $6,5^{\circ}\text{C}$ por kilómetro, el gradiente térmico va desde los 15°C en superficie hasta los -55°C en su zona más superior (Figura 17).

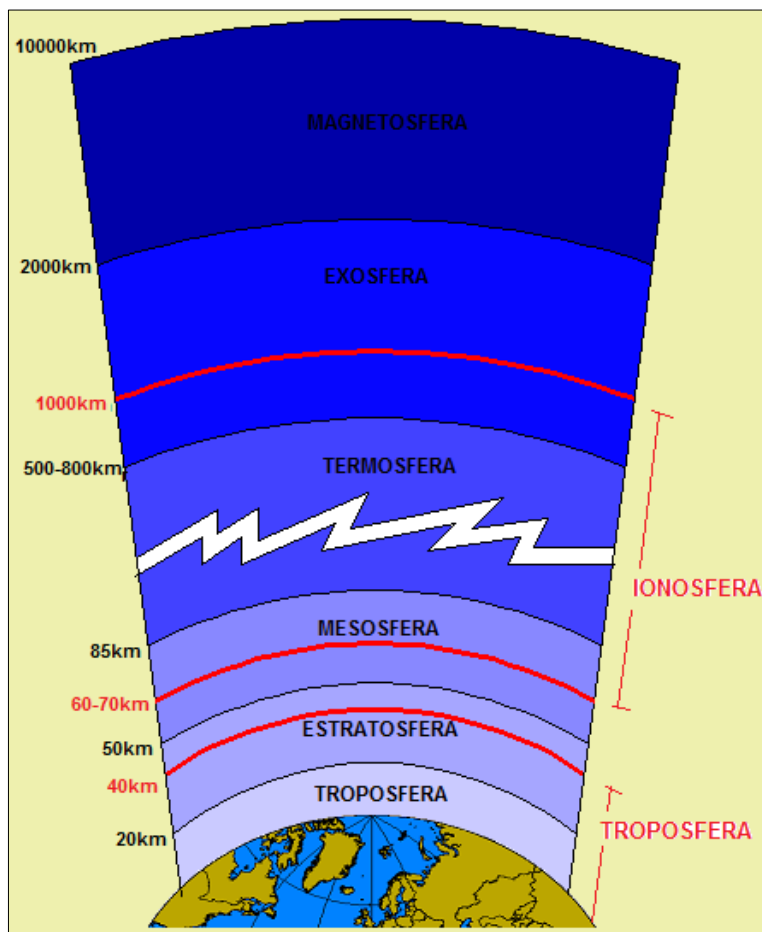


Figura 16. Capas de la atmósfera

El límite superior de la troposfera es la **tropopausa**, donde se produce una inversión térmica, aparece una capa de aire cálido sobre otra de aire más frío (en este estrato la temperatura aumenta con la altitud), que impide los movimientos ascendentes tanto convectivos como turbulentos, actuando como tapadera de la troposfera, por lo que ésta se comporta como un sistema casi cerrado.

La **estratosfera** es la capa inmediatamente superior a la troposfera, cuyo límite superior llega hasta una altitud media de 50 km respecto a la superficie terrestre (Figura 16). En esta capa, la temperatura asciende con la altitud, siendo constante al principio y aumentando posteriormente desde los -55°C hasta los -2°C (Figura 17). Este aumento de la temperatura se debe a que los rayos ultravioleta transforman el oxígeno en ozono, proceso que involucra calor. A unos 22 km de altitud sobre la superficie terrestre, se encuentra la ozonoesfera, estrato en el que existe una concentración máxima de ozono (90%), que actúa como protector de la radiación ultravioleta procedente del sol.

La estratosfera está limitada por un estrato de inversión térmica denominado **estratopausa**, en el que se alcanzan temperaturas superiores a los 0°C .

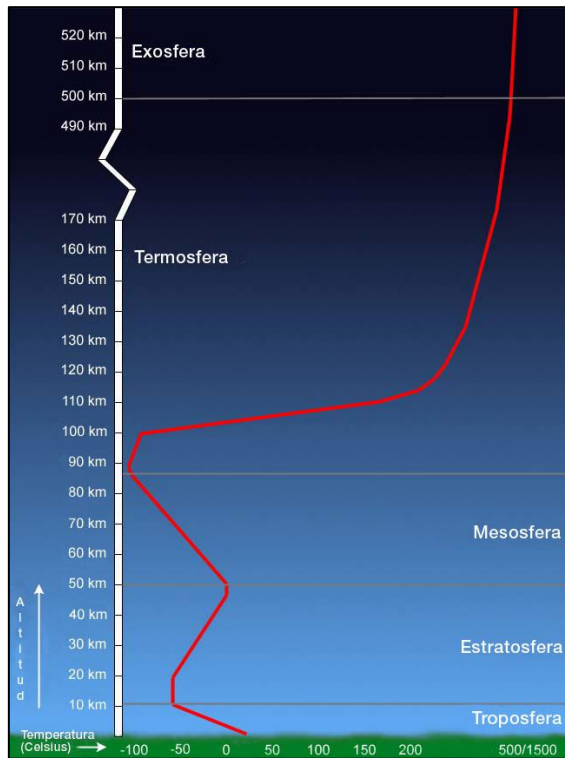


Figura 17. Perfil atmosférico térmico

La **mesosfera** se extiende entre los 50 y 85 km de altura (Figura 16), donde los valores térmicos descienden con la altitud desde los -2°C hasta los -90°C (Figura 17), siendo esa zona la más fría de la atmósfera (a unos 85-90 km aproximadamente). La baja densidad del aire en la mesosfera determina la formación de turbulencias y ondas atmosféricas que actúan a escalas espaciales y temporales muy grandes.

La **mesopausa** constituye un nuevo estrato de inversión, de forma que la temperatura empieza a aumentar otra vez con la altitud.

La **termosfera** es una capa que se extiende entre los 85 km y los 500-800 km (Figura 16). La temperatura asciende con la altura, con un fuerte aumento, llegando a alcanzar (teóricamente) los 1.000°C (Figura 17).

La termosfera incluye la región llamada **ionosfera**, donde la efectividad de la radiación ultravioleta y los rayos X del sol, provocan la ionización de los átomos de oxígeno y nitrógeno, existiendo una gran densidad de electrones. La ionización consiste en la pérdida de electrones por parte de los átomos que componen los gases atmosféricos, y está causada principalmente por la radiación ultravioleta procedente del sol.

En la **exosfera**, entre los 500 km y los 2.000 km (Figura 16), la presencia de partículas ionizadas aumenta. La última capa de la atmósfera es la **magnetosfera** entre 2.000 y 10.000 km (Figura 16), donde solo hay electrones y protones concentrados. Las temperaturas son muy altas.

Otras subdivisiones de la atmósfera consideran la ionización de la atmósfera, distinguiendo entre neutrosfera, ionosfera y protonosfera; o consideran el campo magnético, diferenciando entre dinamosfera y magnetosfera; o según su composición química, se habla de homosfera (composición uniforme) y heterosfera (composición no uniforme).

La clasificación de la estructura de la atmósfera más interesante para los objetivos que aquí se persiguen, se realiza de acuerdo a sus propiedades físicas y su influencia en las ondas electromagnéticas. Con respecto a la estructura electromagnética, la atmósfera terrestre se divide en atmósfera neutral e ionosfera. La Geodesia espacial, en función de las condiciones de propagación de la señal GNSS, denomina a esas dos zonas o regiones, **ionosfera** y **troposfera**³⁸, respectivamente (Figura 16).

4.2.1. La ionosfera

La ionosfera comprende la parte superior de la atmósfera, y se localiza aproximadamente entre los 70 y los 1000 kilómetros de la superficie terrestre (Figura 16), donde las radiaciones, fundamentalmente las solares, ionizan permanentemente una porción de las moléculas gaseosas liberando electrones, que interfieren en la propagación de ondas (Davies y Heron, 1984; Davies, 1986; Meyrick et al., 1988). Esta región se caracteriza por tener un alto contenido de electrones libres y de iones³⁹, debido a la radiación solar.

³⁸ El nombre es un poco inexacto, puesto que la parte no ionizada de la atmósfera comprende la troposfera y la estratosfera, sin embargo es la primera la que más contribuye a este efecto.

³⁹ Los iones son átomos o moléculas con carga positiva, mientras que los electrones tienen carga negativa.

Ya en 1889, Schuster avanzó la hipótesis de que debía existir una región en la atmósfera superior que explicase las variaciones del campo geomagnético. En 1902, Heaviside y Kennelly, detectaron la presencia de una concha reflectante provocada por regiones ionizadas en la atmósfera superior y que permitía la propagación de las ondas de radio a largas distancias. Este hecho que fue probado en 1925 por Appleton, utilizando señales de radio de la BBC, permitió determinar la altitud más baja.

La ionosfera y la termosfera, que a priori comparten la misma región de la atmósfera, son dos entidades físicas diferentes, cuyos criterios para designarlas se basan en el caso de la ionosfera, en la cantidad de iones contenidos, y por tanto, a la relación con la propagación de ondas de radio; y en el caso de la termosfera, al perfil vertical de temperaturas. De hecho, para algunos autores la ionosfera estaría contenida en la termosfera, mientras que para otros, sería al contrario, la termosfera estaría contenida en la ionosfera. Pese a todo, los límites de ambas capas, están definidos de forma imprecisa, aunque se consideran aproximadamente coincidentes.

Debido a la influencia magnética solar, las propiedades iónicas de la atmósfera son bastante más inestables que el perfil de temperaturas vertical, que se mantiene aproximadamente constante. Por ese motivo, los límites asociados a la ionosfera son todavía más variables que los de la termosfera. De hecho, el límite inferior de la ionosfera es muy variable y cambiante en el ciclo diario, por la noche se encuentra en la capa E, a unos 110 km, y durante el día aparece una capa D, a partir de los 60 km.

Dependiendo del grado de ionización de cada nivel de altura pueden encontrarse picos de ionización en capas denominadas D, E, y F. La estructura de la ionosfera viene marcada por el gradiente de la densidad electrónica:

- La capa D, en torno a los 60-90 km de altitud, aparece únicamente durante el día y es sumamente absorbente para frecuencias por debajo de unos 10 MHz, protegiendo la superficie terrestre de gran parte de la radiación espacial. La baja densidad de electrones durante el día está entre 10^2 y 10^4 el/m³ (electrones por metro cúbico). La presión atmosférica es de 2 Pa y la temperatura media es de -76 °C.
- La capa E o capa de Kennelly-Heaviside (Arbesser-Rastburg, 2001), se localiza en el intervalo 85-140 km, cuya ionización se produce por los rayos ultravioletas y los rayos X durante el día con una densidad de electrones de 10^5 el/m³ y de $2 \cdot 10^3$ el/m³ durante la noche, provocada por rayos cósmicos y meteoros. La presión atmosférica es de 0,01 Pa y la temperatura media es de -50 °C.
- Las capas F o capas de Appleton, cuya ionización es máxima al mediodía y decrece al anochecer, por lo que se elevan durante la noche, cambiando sus propiedades de reflexión, estarían entre los 140 y los 1000 km de altitud. La presión atmosférica es de 10^{-4} Pa y la temperatura llega a los 1000° C.

A su vez se divide en la capa F1 y la capa F2:

- La capa F1 situada entre los 140 y los 200 km, es una zona que sufre una fluctuación diaria mayor, con una densidad de electrones diurna de $5 \cdot 10^5$ el/m³ y de 10^3 el/m³ por la noche.
- La capa F2, la más alta de la ionosfera, entre los 200 y los 1000 km, donde existe la mayor densidad de electrones, con 10^6 el/m³ por el día, y $3 \cdot 10^5$ por la noche.

El grado de ionización en la ionosfera depende esencialmente de la cantidad de radiación recibida del Sol. Es por ello, por lo que hay un efecto diurno-nocturno, otro estacional (inclinación de los hemisferios terrestres), y otro posicional (en función de la latitud). Además, la actividad solar sigue un ciclo de manchas solares, donde cada once años, se producen valores máximos de energía solar (a veces se habla de tormentas geomagnéticas), cuyo último episodio ocurrió el 30 de octubre de 2003. En la Figura 18, se puede observar la actividad solar observada (desde 1995 hasta 2009) y la predicción hasta 2020.

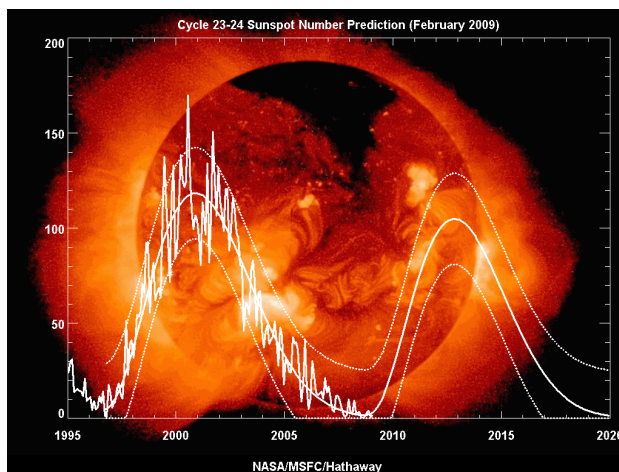


Figura 18. Ciclo solar anual (Fuente NASA, 2009)

4.2.2. La troposfera

La troposfera o parte baja de la atmosfera, está comprendida entre la superficie de la Tierra y 40 km de altitud (incluyendo parte de la estratosfera), y es la región de la atmosfera donde la propagación de las señales depende principalmente del contenido de vapor de agua y de la temperatura.

La troposfera es la capa atmosférica más interesante para el desarrollo de este trabajo de investigación. Prácticamente todos los fenómenos atmosféricos tienen lugar en ella, donde además se encuentra el 80% de la masa atmosférica.

La existencia de vapor de agua en esta capa tiene una importancia meteorológica de primer orden (Martín Vide, 1999). La mayor concentración del vapor de agua, que recibe el nombre de humedad, muy variable en el espacio y en el tiempo, se encuentra en la troposfera. Al provenir de la evapotranspiración (evaporación del agua superficial y transpiración vegetal), su concentración decrece con la altitud, lo que sugiere que más del 90% del vapor de agua se encuentre por debajo de los 5 km de altitud (medida sobre el nivel medio del mar).

Desde el punto de vista de la Meteorología, se subdivide la troposfera en diferentes estratos o niveles, en función de la presión atmosférica que existe en cada uno de ellos. Los niveles de presión que habitualmente se utilizan, están en un rango que va desde la superficie terrestre hasta los 16 km de altitud, y son:

- Nivel **1013 hPa**, que corresponde al nivel medio del mar ($H=0$).
- Nivel **850 hPa**, que corresponde a una altitud aproximada de 1.500 m sobre el nivel medio del mar, y sería el límite inferior de la troposfera baja.
- Nivel **700 hPa**, que corresponde a una altitud aproximada de 3.000 m sobre el nivel medio del mar, y sería el límite superior de la troposfera baja.
- Nivel **500 hPa**, que corresponde a una altitud aproximada de 5.500 m sobre el nivel medio del mar, considerándose a este estrato la troposfera media.
- Nivel **300 hPa**, que corresponde a una altitud aproximada de 9.000 m sobre el nivel medio del mar, considerándose a este estrato la troposfera alta.
- Nivel **100 hPa**, que corresponde a una altitud aproximada de 16.000 m sobre el nivel medio del mar. Esta capa estaría por encima de la tropopausa.

Entre los niveles de presión 1013 hPa y 300 hPa (altitud aproximada de 9 km), se concentra casi toda el agua precipitable.

4.2.3. Atmósfera Estándar Internacional

La Atmósfera Estándar Internacional (ISA, *International Standard Atmosphere*) es un modelo matemático sencillo que sirve para estimar las propiedades atmosféricas en función de la altitud. Este modelo teórico, apropiado para latitudes medias, difiere del comportamiento real de la atmósfera, pero es útil como modelo de partida o de referencia.

Este modelo atmosférico supone la atmósfera como un gas ideal que se encuentra en equilibrio hidrostático en presencia de un campo gravitatorio uniforme. Las tres propiedades más significativas de la atmósfera son la presión (p), la densidad (ρ), y la temperatura (T), que están relacionadas con la altitud (h) por un sistema de tres ecuaciones (fórmulas 34, 35 y 36).

- Ecuación del estado del gas ideal:

$$p = \rho R T \quad [34]$$

- Ecuación diferencial del equilibrio hidrostático:

$$\begin{aligned} \delta p / \delta h + g \rho &= 0 \\ \delta p &= -g \rho \delta h \end{aligned} \quad [35]$$

- Variación de la temperatura en función de la altitud (considerando solo la zona de la troposfera):

$$T = T(0) + (\delta T / \delta h) h \quad [36]$$

Despejando la presión (formula 37) y la densidad (formula 38), se obtendría:

$$p = p(0) (1 + (dT / dh) \times (h / T(0)))^{-g / (R dT / dh)} \quad [37]$$

$$\rho = \rho(0) (1 + (dT / dh) \times (h / T(0)))^{-g / (R dT / dh) - 1} \quad [38]$$

Las constantes al nivel del mar adoptan los siguientes valores:

- R es la constante universal de los gases ($R = 287,04 \text{ m}^2/\text{°Ksec}^2$)
- g es la aceleración de la gravedad ($g = 9,80665 \text{ m s}^{-1}$)
- $p(0) = 1013,25 \text{ hPa} = 101325 \text{ N/m}^2$
- $\rho(0) = 1,225 \text{ kg m}^{-3}$
- $T(0) = 288,15 \text{ °K} = 15 \text{ °C}$
- $\delta T / \delta h = -6.5 \text{ °K km}^{-1}$

De esta forma se pueden obtener los valores de presión (hPa), densidad (kg/m^3) y temperatura ($^{\circ}\text{C}$) de una atmosfera estándar en función de la altitud. En la Figura 19 se ilustra un gráfico de las variaciones de la presión y de la temperatura en función de la altitud. Asimismo, en la Tabla 3, se muestran los valores tabulados de una atmosfera estándar para la zona correspondiente a la troposfera (hasta 12 km).

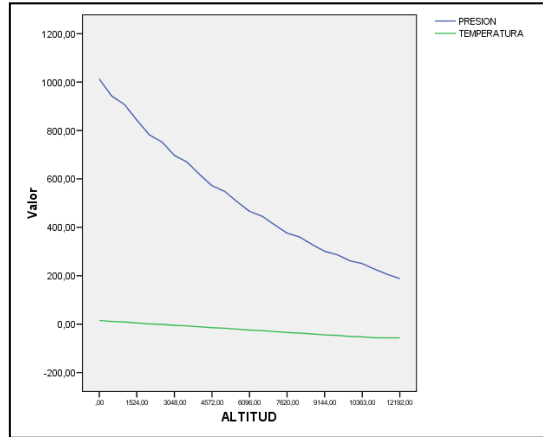


Figura 19. Variación de la presión y de la temperatura en la troposfera (ISA)

ISA (International Standard Atmosphere)			
Altitud (m)	Presión (hPa)	Densidad (kg/m³)	Temperatura (°C)
0	1013	1,00	+15
500	940	0,95	+11
1000	900	0,90	+9
1500	845	0,86	+5
2000	780	0,81	+1
2500	750	0,78	-1
3000	700	0,74	-5
3500	670	0,71	-7
4000	620	0,67	-11
4500	575	0,63	-14
5000	550	0,60	-17
5500	500	0,57	-21
6000	470	0,53	-25
6500	445	0,51	-27
7000	410	0,48	-30
7500	380	0,45	-34
8000	360	0,43	-36
8500	330	0,40	-40
9000	305	0,37	-44
9500	285	0,36	-46
10000	260	0,33	-50
10500	250	0,32	-52
11000	225	0,29	-56,3
11500	205	0,27	-56,5
12000	190	0,24	-56,5

Tabla 3. Parámetros de la atmosfera estándar internacional (ISA)

4.3. Refracción ionosférica

La ionosfera es un medio dispersivo para las ondas de radio, por lo que su índice de refracción está en función de la frecuencia de la onda; también está en función de la densidad de electrones, y en menor grado, de la intensidad del campo magnético de la Tierra. Un medio dispersivo es aquel en el que la velocidad de propagación depende de la frecuencia de la señal. El efecto de dispersión es causado por la interacción electromagnética entre el campo del medio, eléctricamente cargado, y el campo externo asociado a la onda. Cuando la frecuencia atómica del medio y la frecuencia del medio son próximas entre sí, tiene lugar un efecto de resonancia que hace que la velocidad de propagación dependa de la frecuencia de la señal.

En el caso de la señal GNSS, la ionosfera es un medio dispersivo para las frecuencias L1 y L2, esto es, la señal de ambas frecuencias experimenta un retardo diferente al atravesar la ionosfera. Los electrones libres afectan a la propagación de las radiaciones electromagnéticas y por tanto, a las señales GNSS que proceden de los satélites.

El retardo⁴⁰ de las señales GNSS es proporcional al número total de electrones libres encontrados en el camino seguido por la señal, y está en función del cuadrado de la longitud de la onda (inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de la portadora).

El contenido total de electrones libres (TEC, *Total Electron Content*) que contiene una columna vertical de un metro cuadrado de base, se puede definir por la siguiente expresión:

$$TEC = \int n_e(h) dh \quad [39]$$

donde n_e es el índice de refracción. Para determinar el índice de refracción de los gases ionizados de la ionosfera se utiliza la fórmula de dispersión (Kertz, 1970; Davies, 1990) siguiente:

$$n_e^2 = 1 - N_e \times \frac{C^2 \cdot e^2}{\pi \cdot f^2 \cdot m_e} \quad [40]$$

⁴⁰ El retardo es el incremento que sufre el tiempo de propagación de una señal GNSS entre dos puntos al atravesar las capas atmosféricas, donde la velocidad de propagación es menor y la trayectoria aumenta su longitud al curvarse por refracción y ser envolvente de la recta que une los puntos origen y destino de la señal.

N_e es la densidad de electrones libres (número de electrones por metro cúbico), C es el coeficiente que contiene todos los parámetros constantes; e es la masa elemental; f es la frecuencia de la onda; y m_e es la masa del electrón. La fórmula [40] puede expresarse de una forma más sencilla como la ecuación [41]:

$$n_e = 1 - \frac{C \times N_e}{f^2} \quad [41]$$

si el coeficiente C se estima en: $C = -40.3$, el índice de refracción, puede expresarse como:

$$n_e = 1 - \frac{40,3 \times N_e}{f^2} \quad [42]$$

La fórmula [42] indica que el índice de refracción, y de este modo el retardo en la propagación de la señal, es proporcional a la inversa del cuadrado de la frecuencia. El efecto de la refracción ionosférica se traduce en un retraso general de la propagación de la señal GNSS.

Para hallar el contenido de electrones libres en una dirección diferente a la vertical, por ejemplo en la dirección satélite-receptor, es necesaria una función de corrección o *mapping function*. La función más sencilla es utilizar la secante del ángulo cenital de la dirección satélite-receptor (Z_s^r):

$$TEC_s^r = \frac{1}{\cos Z_s^r} TEC \quad [43]$$

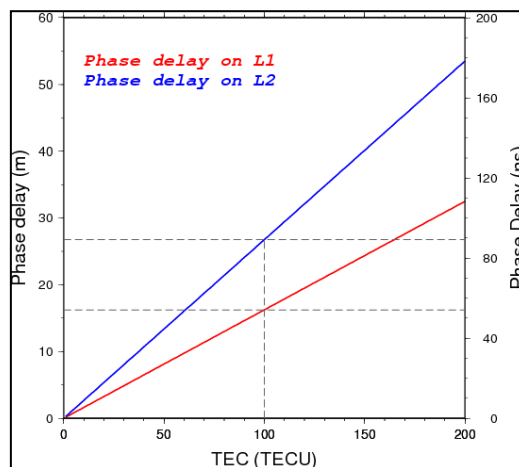


Figura 20. Retraso ionosférico para frecuencias L1 y L2

La unidad de medida para determinar el contenido de electrones es el TECU (*Total Electron Content Unit*), que se corresponde a: $1 \text{ TECU} = 10^{16}$ electrones por m^2 .

De forma general, el contenido de electrones libres que se encuentra una señal procedente de un satélite GNSS hasta llegar al receptor varía entre 1 TECU (10^{16}) y 100 TECU (10^{18}). Un TECU supone un retraso de 0,16 metros (0,54 ns) para la frecuencia L1 (1575,42 MHz) y de 0,26 metros para la frecuencia L2 (1227,60 MHz), o lo que es lo mismo, como se puede ver en la Figura 20, una cantidad de 100 TECU supone un retraso de 16 metros para la frecuencia L1 (1575,42 MHz) y de 26 metros para la frecuencia L2 (1227,60 MHz).

Esta fuerte variación que presenta la ionosfera es difícil de modelar, debido a que el TEC está en función del cambio constante en la ionización solar, de la actividad magnética y del ciclo de radiación solar, dependiendo a su vez, del ángulo de elevación del satélite, de la hora del día, de la latitud a la que se encuentre el receptor y de la estación del año. Se pueden utilizar modelos ionosféricos, que establecen la distribución del TEC, pero estas concentraciones de electrones son irregulares y poco predecibles, por lo que cualquier modelo ionosférico es sólo una aproximación.

Algunos ejemplos que permiten estimar el contenido total de electrones son los mapas globales de la ionosfera (*GIM, Global Ionospheric Map*), o los modelos ionosféricos tales como el modelo IRI (*International Reference Ionospheric*), el modelo de Klobuchar, o el modelo *NeQuick*.

El IGS proporciona los Mapas Globales de la Ionosfera modelados por interpolación utilizando armónicos esféricos (Schaer et al, 1998) a partir de los datos obtenidos de las estaciones GNSS que a él pertenecen y distribuidas por todo el mundo (<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE/>). En la Figura 21, se presenta un mapa global ionosférico (GIM), que representa la cantidad de electrones libres (TECU) correspondiente al 21 de marzo de 2009 a las 12 horas (UT).

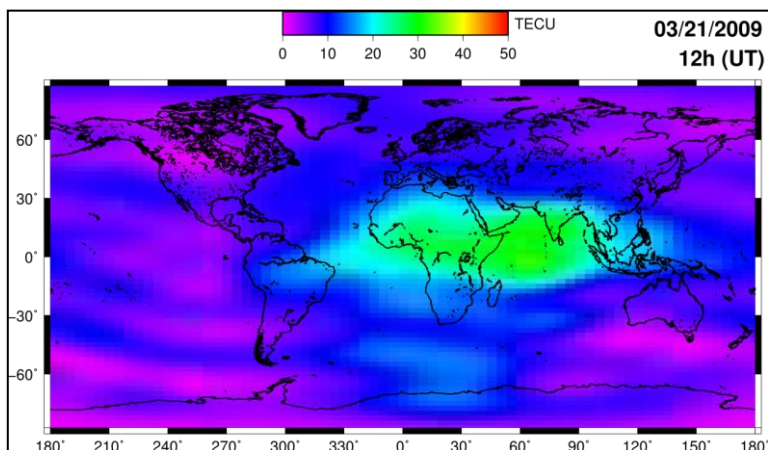


Figura 21. Mapa Global Ionosférico (Fuente IGS, 2009)

Hoy en día, existen otros organismos que calculan y publican mapas ionosféricos a nivel local, regional o global, que estiman casi en tiempo real el contenido total de electrones de la ionosfera. Entre otros, el JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) de la NASA (http://iono.jpl.nasa.gov/latest_rti_global.html). En la Figura 22, se presenta un mapa del contenido total de electrones ionosférico, correspondiente al 20 de abril de 2012 a las 7:30 horas (UT).

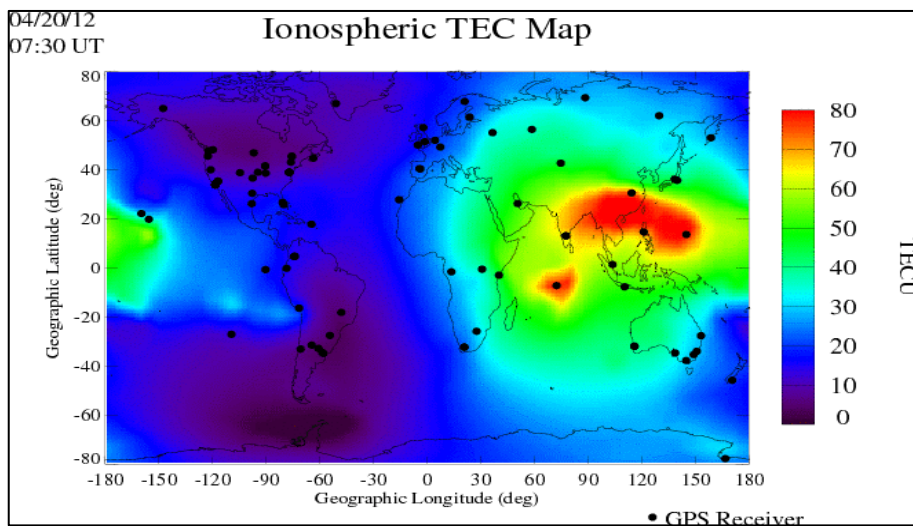


Figura 22. Mapa Global de la ionosfera (Fuente JPL/NASA, 2012).

El modelo de *Klobuchar* (1987) consiste en un algoritmo de corrección ionosférica, cuyos parámetros se transmiten en el mensaje de navegación, tratándose de un modelo simple, que supone que todos los electrones están concentrados en una capa delgada situada a 350 km de altura. En él, el TEC muestra una periodicidad diaria con máxima densidad electrónica hacia el mediodía y un mínimo constante a lo largo de la noche. Este modelo no es universal, pues solo es válido para latitudes medias, donde puede corregir hasta un 50% del efecto ionosférico, siendo esta corrección insuficiente para aplicaciones que requieran precisión.

El modelo IRI (Ionosfera de Referencia Internacional) es un modelo empírico generado a partir de una gran cantidad de datos obtenidos a partir de mediciones terrestres y atmosféricas. Este modelo ofrece una serie de promedios mensuales de la densidad de electrones, así como de su temperatura y la deriva de los iones en el rango de altitud 50-1500 km.

El modelo *NeQuick* también es un modelo empírico, utilizado actualmente con EGNOS, ha sido propuesto para las correcciones ionosféricas en receptores monofrecuencia del proyecto Galileo, puesto que mejora los resultados del modelo de *Klobuchar*. Este modelo calcula la concentración de electrones a partir de la integración numérica del camino recorrido por la señal GNSS.

Debido a la dificultad de encontrar un modelo satisfactorio, se emplea un método más eficiente para eliminar la refracción ionosférica que es la utilización de las distintas frecuencias que utilizan las señales GNSS. Como el retardo es proporcional a la longitud de onda, y por tanto, distinto para cada frecuencia, se puede calcular un retardo diferencial entre las frecuencias de las distintas portadoras. Consecuentemente, una parte del retraso ionosférico puede modelarse utilizando varias frecuencias, de manera que las frecuencias altas están menos afectadas por la ionosfera (Seeber, 1993).

Uno de los métodos para estimar el retraso ionosférico, consiste en utilizar receptores GNSS de doble frecuencia y calcular por un lado el error ionosférico a partir de las pseudodistancias en las dos frecuencias, y por otro, el error ionosférico a partir de las medidas de fase. Este error es negativo para la medida de fase (se produce un avance de la portadora y se miden distancias más pequeñas), y positivo para las pseudodistancias (se produce un retardo y se miden distancias más largas), pero tienen el mismo valor absoluto. De esta forma, se puede obtener el valor del retardo ionosférico por una combinación de medidas de pseudodistancias y fase en ambas frecuencias.

Este retardo ionosférico varía espacial y temporalmente, es decir, varía para cada punto de recepción según su latitud y longitud, y depende del momento de la observación, así como de la actividad solar. Este retardo ionosférico supone un error en las pseudodistancias en la dirección del cenit de entre 2 y 10 metros.

El principal propósito de las múltiples frecuencias es neutralizar el efecto de la ionosfera (Leick, 2004). Por tanto, el retardo ionosférico que se produce en la propagación de la señal GNSS, puede ser eliminado usando una combinación lineal de datos a dos frecuencias distintas, dado que la ionosfera es un medio dispersivo.

4.4. Refracción troposférica

Una vez eliminado el efecto dispersivo de la ionosfera, el retraso atmosférico restante de la señal GNSS, se debe exclusivamente a la porción de atmósfera que es eléctricamente neutra. El efecto de la atmósfera neutra (no ionizada) es conocido como refracción troposférica, y se produce entre la troposfera y parte de la estratosfera, región de la atmósfera definida desde la superficie de la Tierra hasta una altitud máxima de 40 kilómetros. La mayor parte de la masa atmosférica se concentra en los primeros 16 km, lo que supone el 90% de toda la masa de gases de la atmósfera, y cerca del 99% por debajo de los 30 km (Möller, 1973).

La atmósfera neutra es un medio no dispersivo para las frecuencias de radio de hasta 15 GHz (Bauersíma, 1983), donde todas las ondas comprendidas en este espectro, experimentan el mismo retardo. Esto indica que la propagación es independiente de la frecuencia y por tanto no se puede eliminar el efecto troposférico usando el método de las dos frecuencias.

El retraso troposférico, se define como la integral del índice de refracción del medio troposférico, a lo largo del camino recorrido por la señal (entre el satélite y el receptor):

$$\Delta T^{\text{trop}} = \int_0 (n - 1) ds \quad [44]$$

En esta región de la atmósfera, el índice de refracción (n) es ligeramente mayor a 1 (decrece con el incremento de la altura y es próximo a 1 en el límite superior de la troposfera). El índice de refracción en el medio troposférico no depende de la frecuencia, por lo que la propagación de las señales GNSS dependen principalmente de la temperatura, la presión y el contenido de vapor de agua. En lugar de utilizar el índice de refracción (n), usualmente se utiliza la refractividad del medio troposférico (N), expresada como:

$$N = (n - 1) \times 10^6 \quad [45]$$

por lo que el **retraso troposférico**, dado que la integración se lleva a cabo a lo largo de la línea recta que une el satélite y el receptor, y no a lo largo del verdadero camino seguido por la señal GNSS, se puede formular en una primera aproximación como:

$$\Delta T^{\text{trop}} = 10^{-6} \int_0 N ds \quad [46]$$

La **refractividad** puede describirse como una función de parámetros meteorológicos a partir de la siguiente formula empírica (Essen y Froome, 1951; Hartmann y Leitinger, 1984):

$$N = K_1 \frac{P'}{T} + K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \quad [47]$$

donde:

- K_1, K_2 y K_3 , son constantes de refracción
- P es la presión atmosférica del aire en milibares (mb)
- e , es la presión parcial del vapor de agua en milibares (mb)
- P' , es la presión de gases secos ($P' = P - e$) en milibares (mb)
- T , es la temperatura en grados Kelvin (K)

Helen Hopfield (1969), muestra la posibilidad de separar la refractividad en una componente seca (*dry*) y una componente húmeda (*wet*), donde la parte seca resultaría de la atmosfera hidrostática y la parte húmeda del vapor de agua:

$$N = N_{\text{dry}} + N_{\text{wet}} = N_{\text{d}} + N_{\text{w}} \quad [48]$$

En torno al 90% de la refracción troposférica se origina debido a la componente seca (*dry*) y el 10% restante a la componente húmeda (*wet*), es decir al contenido de vapor de agua (Janes et al., 1989). Asimismo, el retraso originado por la componente húmeda muestra una alta variabilidad (Langley, 1996).

Según Essen y Froome (1951), la **refracción troposférica seca** (N_d), vendría dada por la primera parte de la ecuación [47]:

$$N_{\text{d}} = K_1 \frac{P'}{T} \quad [49]$$

cuyo coeficiente $K_1 = 77,64$ (K/mb).

La **refracción troposférica húmeda** (N_w), sería el segundo y tercer sumando de la ecuación [47]:

$$N_{\text{w}} = K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \quad [50]$$

cuyos coeficientes $K_2 = -12,96$ (K/mb), y $K_3 = 3,718 \cdot 10^5$ (K^2/mb).

Los valores de K_1 , K_2 y K_3 , son valores numéricos recomendados y determinados de forma empírica, por lo que no describen completamente la situación local (pueden ser mejorados utilizando datos meteorológicos en el lugar de la observación). Lo que conduce a que la refractividad seca y húmeda, se expresen como:

$$N_{\text{d}} = 77,6 \frac{P'}{T} \quad [51]$$

$$N_{\text{w}} = 3,73 \cdot 10^5 \frac{e}{T^2} \quad [52]$$

De esta forma, la integral a lo largo de la trayectoria seguida por la señal GNSS, desde el receptor hasta el satélite, quedaría como:

$$\Delta^{\text{Trop}} = \Delta^{\text{Trop}}_{\text{d}} + \Delta^{\text{Trop}}_{\text{w}} = 10^{-6} \int N_{\text{d}} ds + 10^{-6} \int N_{\text{w}} ds \quad [53]$$

Para determinar la corrección troposférica con esta formulación, es preciso conocer el valor de la refractividad en todos los puntos de la trayectoria seguida por la señal a lo largo de la troposfera. En realidad, la trayectoria efectiva comenzaría en el receptor (R) y terminaría alrededor de los 40 Km de altitud (a mayor altitud la densidad atmosférica es más reducida), por lo que se deberían conocer las altitudes efectivas de cada una de las componentes ($h_{\text{dry}} = h_{\text{d}}$ y $h_{\text{wet}} = h_{\text{w}}$):

$$\Delta^{\text{Trop}} = 10^{-6} \times \int_{\text{R}}^{h_{\text{d}}} N_{\text{d}} ds + 10^{-6} \times \int_{\text{R}}^{h_{\text{w}}} N_{\text{w}} ds \quad [54]$$

4.5. Modelos troposféricos

En las últimas décadas se han desarrollado varios modelos que proporcionan valores a priori del retraso cenital producido en las señales GNSS cuando atraviesan la atmósfera neutral (troposfera). Algunos de estos modelos, estiman el valor de la refractividad en función de la altitud. Entre los más utilizados se encuentra el modelo de Hopfield (1969) y el modelo de Saastamoinen (1972).

4.5.1. Modelo de Hopfield

Se trata de un modelo sencillo y básico que utiliza datos reales de todo el planeta y que permite de forma empírica, obtener la refractividad seca como una función de la altitud (h) sobre la superficie terrestre:

$$N_{\text{d}}(h) = N_{\text{d},0} \left(\frac{h_{\text{d}} - h}{h_{\text{d}}} \right)^4 \quad [55]$$

donde $N_{\text{d},0}$, es la refractividad a nivel del mar causada por la componente seca (N_{d}), h es la altitud sobre la superficie, y h_{d} es un parámetro (en metros) determinado de forma empírica por Hopfield (1969) a partir de datos globales:

$$h_{\text{d}} = 40,136 + 148,72 * (T - 273,16) \quad [55]$$

Para resolver el retardo troposférico cenital de la componente seca del aire (Δ_d^{Trop}), se supone que la trayectoria de la señal es una línea recta y no existe cambio de trayectoria en la propagación de la señal GNSS. Además, la integración se efectúa en la dirección cenital del punto en el que se ha estacionado el receptor GNSS, con lo que la variable de integración puede ser la altitud. Y por último, los límites de integración considerados van desde el nivel del mar (altitud: $h=0$ m) hasta el límite superior efectivo h_d (a la que está referida la refractividad de referencia).

Efectuando una serie de simplificaciones, se llega a la expresión [59]:

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} \int_0^{h_d} N_{d,0} \left(\frac{h_d - h}{h_d} \right)^4 dh \quad [56]$$

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} \frac{N_{d,0}}{h_d^4} \int_0^{h_d} (h_d - h)^4 dh \quad [57]$$

$$\Delta_d^{Trop} = 10^{-6} \frac{N_{d,0}}{h_d^4} \left[-\frac{(h_d - h)^5}{5} \right]_0^{h_d} \quad [58]$$

$$\Delta_d^{Trop} = \frac{10^{-6}}{5} \cdot N_{d,0} \times h_d \quad [59]$$

expresión que permite calcular el **retardo troposférico cenital** de la **componente seca** del aire a partir de la presión de los gases secos y de la temperatura.

La componente húmeda es mucho más difícil de modelar debido a las fuertes variaciones temporales y espaciales que presenta el vapor de agua. Sin embargo, al no disponer de otra alternativa, el modelo de Hopfield supone para la componente húmeda un comportamiento similar al de la componente seca, por lo que la refractividad para la componente húmeda, vendría dada por la expresión [60]:

$$N_w(h) = N_{w,0} \times \left(\frac{h_w - h}{h_w} \right)^4 \quad [60]$$

donde se adopta un valor medio para h_w de 11 km (en algunas ocasiones, se han utilizado valores para h_w de 11,5 km o incluso de 12 km). La integral para obtener el **retardo troposférico cenital** de la **componente húmeda** se resuelve de forma análoga, resultando la expresión [61]:

$$\Delta_{w}^{Trop} = \frac{10^{-6}}{5} \cdot N_{w,0} \times h_w \quad [61]$$

El **retardo troposférico cenital total** para un punto situado en la superficie de la Tierra, sería la suma de los retrasos de ambas componentes (seca y húmeda):

$$\Delta^{Trop} = \Delta_d^{Trop} + \Delta_w^{Trop} = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(N_{d,0} \times h_d + N_{w,0} \times h_w \right) \quad [62]$$

En realidad no se pueden asignar valores únicos para h_d y h_w , puesto que dependen de la posición del receptor GNSS y de las condiciones atmosféricas. En general las alturas troposféricas efectivas oscilan entre 40 y 45 km para h_d , y entre 10 y 13 km para h_w (Figura 23).

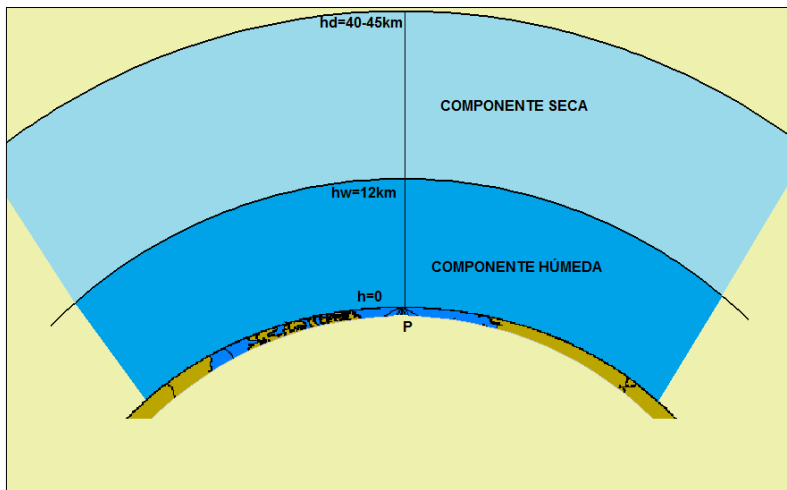


Figura 23. Espesor de las capas según el modelo de Hopfield

El modelo presentado permite obtener la estimación del retardo troposférico total en la dirección del cenit, pero como los satélites no se encuentran en esa dirección es preciso introducir una *mapping function*, que proporcione el retardo de una dirección cualquiera a partir del retardo troposférico cenital (puede verse con más detalle en el siguiente apartado). Las *mapping functions* determinan el retraso troposférico que la señal GNSS sufre cuando recorre la atmosfera neutral, en función del ángulo de elevación del satélite (Niell, 1996).

Con cada una de las componentes (seca y húmeda) del retraso cenital y las *mapping functions* correspondientes (m_d y m_w) se modela el retraso oblicuo. Los parámetros de las *mapping functions* están normalmente relacionados con parámetros meteorológicos, como son la temperatura, la presión atmosférica y la humedad relativa. Incluso algunos modelos de *mapping functions* utilizan la latitud (ϕ) y la altitud (h) de la posición del receptor GNSS.

Generalmente, la corrección del retraso troposférico se formula como la siguiente expresión [63]:

$$\Delta^{Trop} = \Delta_d^{Trop} \cdot m_d(E) + \Delta_w^{Trop} \cdot m_w(E) \quad [63]$$

donde (E) es el ángulo de elevación del satélite respecto al receptor considerado, y $m_d(E)$ y $m_w(E)$ las *mapping functions* hidrostática y húmeda respectivamente.

El modelo de Hopfield propone la conversión del retraso cenital al retraso oblicuo mediante la expresión [64], que utiliza diferentes *mapping functions* para la componente seca ($m_d(E)$) y para la componente húmeda ($m_w(E)$) del retraso troposférico (Rothacher, 1992).

$$\Delta^{Trop} = \frac{10^{-6}}{5} \left(N_{d,0} h_d \times m_d(E) + N_{w,0} h_w \times m_w(E) \right) \quad [64]$$

Las ***mapping functions*** para el modelo de Hopfield se representan de forma explícita como las expresiones [65] y [66]:

$$m_d(E) = \frac{1}{\text{sen} \sqrt{E^2 + 6,25}} \quad [65]$$

$$m_w(E) = \frac{1}{\text{sen} \sqrt{E^2 + 2,25}} \quad [66]$$

siendo E el ángulo de elevación en grados.

De esta forma el retraso troposférico total oblicuo, se puede expresar como:

$$\Delta^{Trop}(E) = \Delta_d^{Trop}(E) + \Delta_w^{Trop}(E) \quad [67]$$

donde cada uno de sus términos, viene dado por las expresiones [68] y [69]:

$$\Delta_d^{Trop}(E) = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(\frac{N_{d,0} \times h_d}{\text{sen}\sqrt{E^2 + 6,25}} \right) \quad [68]$$

$$\Delta_w^{Trop}(E) = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(\frac{N_{w,0} \times h_w}{\text{sen}\sqrt{E^2 + 2,25}} \right) \quad [69]$$

Y que sustituyendo se llegaría a las expresiones definitivas que representan los retrasos troposféricos hidrostático y húmedo del modelo de Hopfield:

$$\Delta_d^{Trop}(E) = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(\frac{77,64}{\text{sen}\sqrt{E^2 + 6,25}} \right) \times \frac{P}{T} \times (40136 + 148,72(T - 273,16)) \quad [70]$$

$$\Delta_w^{Trop}(E) = \frac{10^{-6}}{5} \times \left(\frac{-12,96 \cdot T + 3,718 \cdot 10^5}{\text{sen}\sqrt{E^2 + 2,25}} \right) \times \frac{e}{T^2} \times 11000 \quad [71]$$

por lo que, calculando el ángulo de elevación E, y midiendo la presión atmosférica del aire (P), la presión del vapor de agua (e) y la temperatura (T), se obtendrá el retraso troposférico oblicuo entre el satélite y el receptor expresado en metros.

Una variante de este modelo, es el **modelo de Hopfield modificado**, que en lugar de utilizar altitudes, utiliza las longitudes de los vectores de posición ($r_d = R_t + h_d$) y ($r = R_t + h$), donde R_t es el radio de la Tierra (Figura 24).

La refractividad seca en este modelo vendría dada por la expresión [72]:

$$N_d^{Trop}(r) = N_{d,0}^{Trop} \left(\frac{r_d - r}{r_d - R_t} \right)^4 \quad [72]$$

Una opción sencilla sería utilizar como *mapping function* la secante del ángulo cenital ($z(r)$) de la dirección satélite-receptor (mismo artificio que el utilizado para el retardo ionosférico). De esta forma, el retraso hidrostático troposférico se expresaría como la expresión [73]:

$$\Delta_d^{Trop}(z) = 10^{-6} \int N_d^{Trop}(r) \frac{1}{\cos Z_r} dr \quad [73]$$

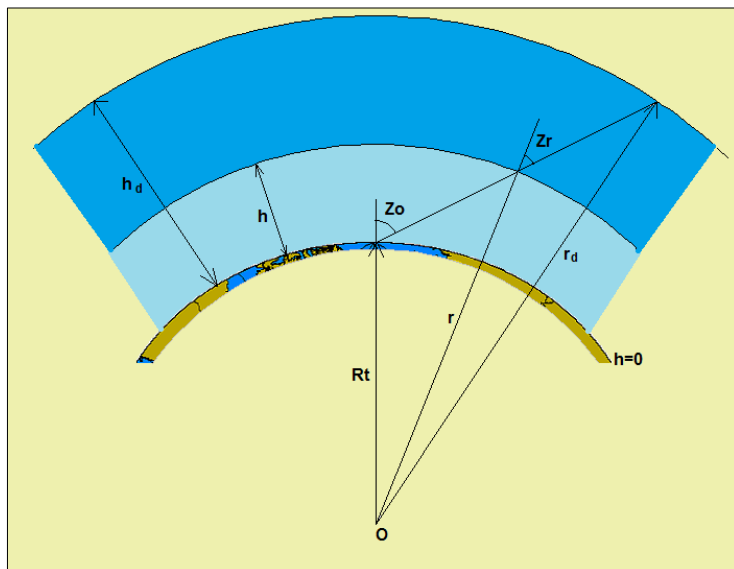


Figura 24. Geometría de los retrasos troposféricos (modelo de Hopfield modificado)

Hay que tener en cuenta que el ángulo cenital (Z_r) es variable; aplicando el teorema del seno y llamando Z_0 al ángulo cenital del lugar de observación, se obtiene:

$$\text{sen} \cdot Z_r = \frac{R_t}{r} \cdot \text{sen} \cdot Z_0 \quad [74]$$

que también puede expresarse como:

$$\cos \cdot Z_r = \sqrt{1 - \frac{R_t^2}{r^2} \cdot \text{sen}^2 Z_0} = \frac{1}{r} \cdot \sqrt{r^2 - R_t^2 \cdot \text{sen}^2 Z_0} \quad [75]$$

Sustituyendo, se llega a que el retraso hidrostático, se expresa como:

$$\Delta_d^{Trop}(z) = \frac{10^{-6} N_{d,0}^{Trop}}{(r_d - R_t)^4} \times \int_{R_t}^{r_d} \left(\frac{r(r_d - r)^4}{\sqrt{r^2 - R_t^2 \cdot \text{sen}^2 Z_0}} \right) \cdot dr \quad [76]$$

Tomando el mismo modelo para la componente húmeda, la expresión matemática correspondiente sería:

$$\Delta_w^{Trop}(z) = \frac{10^{-6} N_{w,0}^{Trop}}{(r_w - R_t)^4} \times \int_{R_t}^{r_w} \frac{r(r_w - r)^4}{\sqrt{r^2 - R_t^2 \cdot \text{sen}^2 Z_o}} dr \quad [77]$$

En este modelo, también se puede utilizar el ángulo de elevación (E), en lugar del ángulo cenital (z), puesto que (E = 90° - z).

Partiendo de este modelo de Hopfield modificado y variando la forma de resolver la integral se han generado otros modelos derivados.

Por ejemplo, **Remondi** (1983) presentó un modelo basado en un desarrollo en serie, cuya formulación viene dada por:

$$\Delta_i^{Trop}(z) = 10^{-12} \cdot N_{i,0}^{Trop} \cdot \left(\sum_{k=1}^9 \frac{\alpha_{k,i}}{k} r_i^k \right)^{41} \quad [78]$$

donde:

$$r_i = \sqrt{(R_t + h_i)^2 - (R_t \cdot \cos E)^2} - R_t \text{sen} E \quad [79]$$

y los coeficientes a_i y b_i :

$$a_i = -\frac{\text{sen} E}{h_i} \quad [80]$$

$$b_i = -\frac{\cos^2 E}{2h_i R_t} \quad [81]$$

⁴¹ El subíndice i indica o componente seca (sustituir i por d) ó húmeda (sustituir i por w) y los coeficientes tienen los valores:

- $\alpha_{1,i} = 1$
- $\alpha_{2,i} = 4 a_i$
- $\alpha_{3,i} = 6 a_i^2 + 4 b_i$
- $\alpha_{4,i} = 4 a_i (a_i^2 + 3 b_i)$
- $\alpha_{5,i} = a_i^4 + 12 a_i^2 b_i + 6 b_i^2$
- $\alpha_{6,i} = 4 a_i b_i (a_i^2 + 3 b_i)$
- $\alpha_{7,i} = b_i^2 (6 a_i^2 + 4 b_i)$
- $\alpha_{8,i} = 4 a_i b_i^3$
- $\alpha_{9,i} = b_i^4$

4.5.2. Modelo de Saastamoinen

Uno de los modelos más populares para calcular la refracción troposférica es el modelo de Saastamoinen (1973), donde la refractividad se puede deducir a partir de las leyes de los gases. El retraso troposférico, expresado en metros, según este modelo vendría dado por:

$$\Delta^{\text{Trop}} = \frac{0,002277}{\cos z} \left[P + \left(\frac{1255}{T} + 0,05 \right) \cdot e - \tan^2 z \right] \quad [82]$$

donde la presión atmosférica **P** y la presión parcial del vapor de agua **e** se introducen en milibares, la temperatura **T** en grados Kelvin, y **z** es el ángulo cenital del satélite en grados.

Un modelo más refinado, implica contener una *mapping function* de dependencia cenital. **Bauersíma** (1983) propone incluir en el modelo de Saastamoinen, dos términos de corrección, uno que tiene en cuenta la altitud del lugar de observación (**B**), y el otro, además de la altitud del lugar de observación, tiene en cuenta el ángulo cenital del satélite (δR). Teniendo en cuenta esto, propuso la siguiente fórmula:

$$\Delta^{\text{Trop}} = \frac{0,002277}{\cos z} \left[P + \left(\frac{1255}{T} + 0,05 \right) \cdot e - B \cdot \tan^2 z \right] + \delta R \quad [83]$$

Los términos **B** y δR se pueden interpolar a partir de las siguientes Tablas 4 y 5:

Modelo de Saastamoinen (B)	
Altitud (Km)	B (mb)
0,0	1,156
0,5	1,079
1,0	1,006
1,5	0,938
2,0	0,874
2,5	0,813
3,0	0,757
4,0	0,654
5,0	0,563

Tabla 4. Factor de corrección (**B**) para el modelo de Saastamoinen refinado

Modelo de Saastamoinen (δR)								
Angulo cenital	Altitud de la estación sobre el nivel del mar (Km)							
	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0
60°00'	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001
66°00'	0,006	0,006	0,005	0,005	0,004	0,003	0,003	0,002
70°00'	0,012	0,011	0,010	0,009	0,008	0,006	0,005	0,004
73°00'	0,020	0,018	0,017	0,015	0,013	0,011	0,009	0,007
75°00'	0,031	0,028	0,025	0,023	0,021	0,017	0,014	0,011
76°00'	0,039	0,035	0,032	0,029	0,026	0,021	0,017	0,014
77°00'	0,050	0,045	0,041	0,037	0,033	0,027	0,022	0,018
78°00'	0,065	0,059	0,054	0,049	0,044	0,036	0,030	0,024
78°30'	0,075	0,068	0,062	0,056	0,051	0,042	0,034	0,028
79°00'	0,087	0,079	0,072	0,065	0,059	0,049	0,040	0,033
79°30'	0,102	0,093	0,085	0,077	0,070	0,058	0,047	0,039
79°45'	0,111	0,101	0,092	0,083	0,076	0,063	0,052	0,043
80°00'	0,121	0,110	0,100	0,091	0,083	0,068	0,056	0,047

Tabla 5. Factor de corrección (δR) para el modelo de Saastamoinen refinado

El retraso hidrostático cenital puede predecirse con medidas de presión en superficie con un error total por debajo de los 5 mm (Mendes, 1999), siendo el modelo de Saastamoinen el que mejor resultados ofrece. En cuanto al retraso húmedo, este modelo, junto con el modelo de Ifadis (1986), es el que mejor resultado ofrecen, pero con ciertas limitaciones en cuanto a precisión, debido a la dificultad para modelar los perfiles de vapor de agua (Mendes, 1999).

4.6. Mapping Functions troposféricas

Una *mapping function* troposférica proporciona el retraso troposférico de la señal GNSS en una dirección cualquiera (satélite-receptor) a partir del retraso troposférico cenital. En definitiva, a partir del retraso total cenital (ZTD), proyectan el retraso total oblicuo (STD) respecto del ángulo de elevación de cada observación.

Para modelar estos retrasos troposféricos, se separan la parte hidrostática y la parte húmeda, de forma tal que el retraso total cenital viene dado como el producto de los retrasos hidrostático y húmedo en la dirección del cenit por su correspondiente *mapping function* (hidrostática y húmeda):

$$\Delta^{\text{Trop}} = \Delta^{\text{Trop}}_{\text{d}} \cdot m_{\text{d}}(E) + \Delta^{\text{Trop}}_{\text{w}} \cdot m_{\text{w}}(E) \quad [84]$$

donde (E) es el ángulo de elevación del satélite respecto a la posición del receptor GNSS considerado, y $m_{\text{d}}(E)$ y $m_{\text{w}}(E)$ son las *mapping function* hidrostática y húmeda respectivamente.

Se han desarrollado numerosas *mapping function*, las más recientes están basadas en la formula truncada de una fracción continua.

4.6.1. Marini Mapping Function

En 1972, J.W. Marini ideó una corrección troposférica en la que demostró que para una distribución esférica simétrica de la refractividad atmosférica, el retraso troposférico en la dirección del cenit puede aproximarse como una fórmula de fracción continua en términos de $(1/\text{sen } E)$ con tres coeficientes, e independiente del acimut de la observación, denominada *Marini Mapping Function*, y que se expresa como:

$$m(E) = \frac{1}{\text{sen}(E) + \frac{a}{\text{sen}(E) + \frac{b}{\text{sen}(E) + \frac{c}{\text{sen}(E) + \dots}}}} \quad [85]$$

donde E es el ángulo de elevación del satélite y a , b , c son los coeficientes que dependen de los perfiles atmosféricos.

4.6.2. Marini-Murray Mapping Function

En 1973, Marini y Murray desarrollan una *mapping function* basada en el retraso cenital del modelo de Saastamoinen, en la que incorporan información meteorológica y posición de la estación terrestre (latitud φ , altitud h), llamada *Marini & Murray Mapping Function*, cuya expresión es la siguiente:

$$m(E) = \frac{1 + \zeta}{\text{sen}(E) + \frac{\zeta}{\text{sen}(E) + \frac{1 + \zeta}{\text{sen}(E) + 0,015}}} \quad [86]$$

Esta *mapping function* de Marini y Murray es válida para ángulos de elevación mayores a 10° , donde sus términos equivalen a:

- $\zeta = \frac{G}{\Delta_{\text{Trop}}}$
- $G = \frac{0,002644}{g'} \cdot e^{[-0,14372 \cdot h]}$
- $g' = 1 - 0,0026 \cdot \cos 2\varphi - 0,00028 \cdot h$

4.6.3. Chao Mapping Function

En 1974, C.C. Chao obtiene una *mapping function* considerando una atmosfera estándar para cada una de las componentes seca y húmeda. Se denomina *Chao Mapping Function*, y sus componentes se expresan como:

$$m_d(E) = \frac{1}{\text{sen}(E) + \frac{a_d}{\tan(E) + b_d}} \quad [87]$$

$$m_w(E) = \frac{1}{\text{sen}(E) + \frac{a_w}{\tan(E) + b_w}} \quad [88]$$

cuyos coeficientes son: $a_d = 0,00143$, $b_d = 0,0445$, $a_w = 0,00035$ y $b_w = 0,0170$.

4.6.4. Davis Mapping Function

Para mejorar la precisión de las dos anteriores, J. L. Davis et al. (1985) proponen utilizar los coeficientes como funciones lineales de las condiciones climáticas de la superficie, como la presión, la temperatura y la humedad relativa. La *Davis Mapping Function* fue denominada "**CfA-2.2**", cuya expresión es:

$$m(E) = \frac{1}{\text{sen}(E) + \frac{a}{\tan(E) + \frac{b}{\text{sen}(E) + c}}} \quad [89]$$

y sus coeficientes:

$$a = 0,001185 \cdot \left[\begin{array}{l} 1 + 6,071 \cdot 10^{-5} \cdot (P - 1000) - 1,471 \cdot 10^{-4} \cdot e + 3,072 \cdot 10^{-3} (T - 20) \\ + 0,01965(\alpha + 6,5) - 0,005645(H_t - 11,231) \end{array} \right]$$

$$b = 0,001144 \cdot \left[\begin{array}{l} 1 + 1,164 \cdot 10^{-5} \cdot (P - 1000) - 2,795 \cdot 10^{-4} \cdot e + 3,109 \cdot 10^{-3} (T - 20) \\ + 0,03038(\alpha + 6,5) - 0,001217(H_t - 11,231) \end{array} \right]$$

$$c = -0,0090$$

donde:

- P es la presión atmosférica del aire en milibares (mb)
- e es la presión parcial del vapor de agua en milibares (mb)
- T es la temperatura
- α es el rango de variación de temperatura respecto al incremento de la altitud atmosférica: $-6,5^\circ\text{k/Km}$ es un valor para una atmosfera estándar y Mendes y Langley (1998) proponen un valor de $-6,17^\circ\text{k/Km}$
- H_t es la altura de la tropopausa en kilómetros: mientras Davis et al. (1985) sugieren un valor de 11,231 km, Mendes y Langley (1998) proponen utilizar $11,3 \pm 2,6$ km.

4.6.5. Herring Mapping Function

En 1992, T. A. Herring aplica la Marini *mapping function*, pero en el numerador normaliza la fracción del ángulo de elevación de 90° , y especifica que esta función tiene la precisión adecuada utilizando 3 constantes o coeficientes (a , b y c). La *Herring Mapping Function*, viene dada por la expresión [90]:

$$m(E) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\text{sen}(E) + \frac{a}{\text{sen}(E) + \frac{b}{\text{sen}(E) + c}}} \quad [90]$$

Los coeficientes para la componente seca (subíndice "d"), se definen como:

$$a_d = \left[1,2320 + 0,0139 \cdot \cos \varphi - 0,0209 \cdot H + 0,00215(T - 283) \right] \cdot 10^{-3}$$

$$b_d = \left[3,1612 + 0,1600 \cdot \cos \varphi - 0,0331 \cdot H + 0,00206(T - 283) \right] \cdot 10^{-3}$$

$$c_d = \left[71,2440 - 4,2930 \cdot \cos \varphi - 0,1490 \cdot H - 0,00210(T - 283) \right] \cdot 10^{-3}$$

que dependen de la latitud (φ), la altitud (H) en kilómetros del lugar de observación, y de la temperatura (T) en grados kelvin.

Los coeficientes para la componente húmeda (subíndice "w") son:

$$a_w = \left[0,583 - 0,011 \cdot \cos \varphi - 0,052 \cdot H + 0,0014(T - 283) \right] \cdot 10^{-3}$$

$$b_w = \left[1,402 - 0,102 \cdot \cos \varphi - 0,101 \cdot H + 0,0020(T - 283) \right] \cdot 10^{-3}$$

$$c_w = \left[45,85 - 1,91 \cdot \cos \varphi - 1,29 \cdot H + 0,0015(T - 283) \right] \cdot 10^{-3}$$

4.6.6. Niell Mapping Function (NMF)

En 1996 A. E. Niell, sugiere parametrizar los coeficientes a partir de datos de radiosondas de un gran número de localizaciones, utilizando el mismo tipo de *mapping function* que Herring, propone la *Niell Mapping Function (NMF)*, fundamentada en la combinación de parámetros que dependen de la localización geográfica y del día del año. Utiliza como datos de entrada únicamente la latitud (φ), puesto que asume una simetría acimutal, la altitud del lugar de observación (h), y el número de día dentro del año.

Niell argumenta que las *mapping functions* anteriores están limitadas en precisión debido a su dependencia de la temperatura medida sobre la superficie terrestre, e indica que las alteraciones diurnas en la temperatura de la superficie causan variaciones mucho más pequeñas que las calculadas con *mapping functions*; y que los cambios estacionales afectan más a la temperatura de la superficie que a la baja atmosfera. Añade además que las *mapping functions* anteriores no presentan diferencias significativas entre días fríos de verano y días cálidos de invierno. La *mapping function* de Niell (NMF), utilizada para el análisis de datos GNSS, es:

$$m(E) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\text{sen}(E) + \frac{a}{\text{sen}(E) + \frac{b}{\text{sen}(E) + c}}} + H(\text{km}) \left(\frac{1}{\text{sen}(E)} - \frac{1 + \frac{a_h}{1 + \frac{b_h}{1 + c_h}}}{\text{sen}(E) + \frac{a_h}{\text{sen}(E) + \frac{b_h}{\text{sen}(E) + c_h}}} \right)$$

[91]

Para determinar la **NMF hidrostática** [$m_h(E)$], se utilizan los valores de los coeficientes de la Tabla 6, en función de la latitud del lugar de observación. Antes de sustituir los valores de los coeficientes a , b y c (primer término de la expresión anterior), deben corregirse para términos periódicos, siguiendo el siguiente procedimiento:

$$a(\varphi, \text{DOY}) = a_{\text{prom}}(\varphi_i) + a_{\text{ampl}}(\varphi_i) \cdot \cos\left(\frac{\text{DOY} - \text{DOY}_0}{365,25} \cdot 2\pi\right) \quad [92]$$

donde los coeficientes a_{prom} y a_{ampl} se extraen de la Tabla 6; DOY^{42} indica el día del año; y DOY_0 es 28 para estaciones en el hemisferio sur, o 211 para estaciones en el hemisferio norte. Para los términos b y c , se sigue el mismo procedimiento.

Los coeficientes de la NMF se ofrecen en cinco bandas distintas de latitud (φ), simétricas respecto al Ecuador. Entre latitudes comprendidas entre 15° y 75° se debe aplicar una interpolación lineal, mientras que para latitudes (φ) por debajo de 15° o por encima de 75° se deben tabular dichos valores.

NMF componente hidrostática, $m_h(E)$					
Coeficientes	Latitud (φ)				
	15°	30°	45°	60°	75°
Promedio (prom)					
a	1,2769934x10 ⁻³	1,2683230x10 ⁻³	1,2465397x10 ⁻³	1,2196049x10 ⁻³	1,2045996x10 ⁻³
b	2,9153695x10 ⁻³	2,9152299x10 ⁻³	2,9288445x10 ⁻³	2,9022565x10 ⁻³	2,9024912x10 ⁻³
c	62,610505x10 ⁻³	62,837393x10 ⁻³	63,721774x10 ⁻³	63,824265x10 ⁻³	64,258455x10 ⁻³
Amplitud (ampl)					
a	0	1,2709626x10 ⁻⁵	2,6523662x10 ⁻⁵	3,4000452x10 ⁻⁵	4,1202191x10 ⁻⁵
b	0	2,1414979x10 ⁻⁵	3,0160779x10 ⁻⁵	7,2562722x10 ⁻⁵	11,723375x10 ⁻⁵
c	0	9,0128400x10 ⁻⁵	4,3497037x10 ⁻⁵	84,795348x10 ⁻⁵	170,37206x10 ⁻⁵

Tabla 6. Coeficientes de la *Niell mapping function* hidrostática

Los coeficientes del segundo término (a_h , b_h , c_h) de la fórmula 91, muestran la dependencia de la altitud de la estación, donde H es la altitud ortométrica, medida en kilómetros respecto el nivel medio del mar, y adoptan los siguientes valores:

- $a_h = 2,53 \times 10^{-5}$
- $b_h = 5,49 \times 10^{-3}$
- $c_h = 1,14 \times 10^{-3}$

Para calcular la **NMF húmeda** [$m_w(E)$], se procede de la misma forma que en el cálculo anterior pero utilizando para el primer término de la expresión general de la NMF, los coeficientes a_w , b_w y c_w de la Tabla 7, los cuales no tienen ninguna dependencia

⁴² El número DOY (*Day Of Year*) hace referencia al número de día dentro del año, expresado en el intervalo 1-365 para años normales de 365 días, o en el intervalo 1-366 para años bisiestos.

temporal y únicamente se requiere la interpolación de la latitud. Para el segundo término se procede de la misma manera que para la NMF hidrostática.

NMF componente húmeda, $m_w(E)$					
Coefficientes	Latitud (ϕ)				
	15°	30°	45°	60°	75°
a_w	$5,8021897 \times 10^{-4}$	$5,6794847 \times 10^{-4}$	$5,8118019 \times 10^{-4}$	$5,9727542 \times 10^{-4}$	$6,1641693 \times 10^{-4}$
b_w	$1,4275268 \times 10^{-3}$	$1,5138625 \times 10^{-3}$	$1,4572752 \times 10^{-3}$	$1,5007428 \times 10^{-3}$	$1,7599082 \times 10^{-3}$
c_w	$4,3472961 \times 10^{-2}$	$4,6729510 \times 10^{-2}$	$4,3908931 \times 10^{-2}$	$4,4626982 \times 10^{-2}$	$5,46736038 \times 10^{-2}$

Tabla 7. Coeficientes de la *Niell mapping function* húmeda (wet)

La *mapping function* de Niell ha sido durante mucho tiempo la función más comúnmente utilizada, dado que utiliza para su cálculo, datos muy sencillos de obtener (localización geográfica de la estación y día del año), prescindiendo a priori de parámetros meteorológicos que implican su medición.

4.6.7. Isobaric Mapping Function (IMF)

En 2001, Niell presenta una nueva función, que también utiliza la fórmula de fracción continua, pero basada en datos obtenidos de modelos numéricos del tiempo (NWM), la *Isobaric Mapping Function (IMF)*. Los modelos numéricos del tiempo proporcionan una distribución espacial de la refracción por toda la troposfera con alta resolución temporal.

Esta *mapping function* utiliza como parámetros de entrada en la componente hidrostática, además de la latitud (ϕ) y la altitud del lugar de observación (h), la altura geopotencial a un nivel de presión de 200 hPa ("z200"); mientras que la componente húmeda, además de la altitud (h), está basada en la relación de los retrasos húmedos producidos por la refracción cenital y la refracción que sufre la trayectoria de un rayo con un ángulo de elevación inicial de 3.3° ("smfw3").

Las ecuaciones relativas a estos dos parámetros para obtener los coeficientes de la fórmula de fracción continua están basadas en el cálculo de la trayectoria del rayo (*ray tracing*), a partir de datos de radiosondas. El "*ray tracing*" es el gráfico o esquema de aproximación matemática que sigue la trayectoria recorrida por la señal GNSS a través de la atmósfera, obedeciendo a las leyes de reflexión y refracción (su cálculo está explicado en el apartado 4.6.10 de este documento).

Los coeficientes para la *Isobaric Mapping Function* hidrostática son los siguientes (Niell, 2003):

- $a_h = a_\phi + \zeta_\phi (Z_{200} - Z_r)$
- $b_h = 0,002905$
- $c_h = 0,0634 + 0,0014 * \cos \phi$

donde:

- φ es la latitud del lugar considerado
- $a_{\varphi} = 0,00124 + 0,00004 * \cos (2(\varphi-2))$
- $\zeta_{\varphi} = 0,000000074 - 0,000000016 * \cos (2\varphi)$
- $z_r = 11836 + 619 * \cos (2(\varphi-3))$
- z_{200} es la altitud del nivel 200 hPa en el lugar considerado

Los coeficientes para la *Isobaric Mapping Function* no hidrostática (húmeda) son los siguientes (Niell, 2003):

- $a_w = (\text{smfw}_3 - 15,5) * (-0,00020795 + 0,00068827 - 0,0000001658 * h)$
- $b_w = (\text{smfw}_3 - 15,5) * 0,00018882 + 0,0013503$
- $c_w = (\text{smfw}_3 - 15,5) * 0,0048581 + 0,0039647$

donde "smfw₃" (*slant mapping function wet*), es la mapping function calculada a partir del *ray tracing*, utilizando una red de un modelo numérico del tiempo, para una elevación de 3°; y "h" es la altitud del lugar considerado.

4.6.8. Vienna Mapping Function (VMF)

En 2004, J. Boehm y H. Schuh (*Institute of Geodesy and Geophysics, Vienna University of Technology, Austria*), empezaron a trabajar en la implementación de la IMF con datos de distintos niveles de presión de modelos numéricos del tiempo, descartando los parámetros intermedios como "z200" y "smfw3". De esta forma, introducen la *Vienna Mapping Function (VMF)*, cuya idea principal es simplemente utilizar el *ray tracing* (ver apartado 4.5.10 de este documento) a partir de modelos numéricos del tiempo (NWMS) directamente, sin pasos intermedios.

La VMF utiliza los coeficientes "b_h" y "c_h" de la IMF (*Isobaric Mapping Function*) para la componente hidrostática:

- $b_h = 0,002905$
- $c_h = 0,00634 + 0,0014 * \cos 2\varphi$

y los coeficientes "b_w" y "c_w" de la NMF (*Niell Mapping Function*) para una latitud de 45°, para la componente húmeda:

- $b_w = 0,00146$
- $c_w = 0,04391$

Los coeficientes a_h y a_w de la *Vienna Mapping Function* (VMF) se determinan a partir del cálculo del *ray tracing* mediante una inversión simple de la fórmula de fracción continua, para un ángulo inicial de elevación de $3,3^\circ$:

$$a = \frac{A_0 + A_1 + A_2 + A_3}{B_0 + B_1 + B_2} \quad [93]$$

donde:

- $A_0 = b + c * b + b^2$
- $A_1 = -mf * b * \text{sen } E + c * b * \text{sen } E + mf * b^2 * \text{sen } E + c^2 * \text{sen } E -$
 $mf * b * c * \text{sen } E + c * \text{sen } E$
- $A_2 = -mf * c^2 * \text{sen}^2 E + mf * c * \text{sen}^2 E + b * \text{sen}^2 E + c * \text{sen}^2 E + \text{sen}^2 E -$
 $mf * b * c * \text{sen}^2 E$
- $A_3 = -mf * b * \text{sen}^3 E - mf * c * \text{sen}^3 E - mf * \text{sen}^3 E$
- $B_0 = -c * b - b + mf * c + mf * c^2 + mf * b * c$
- $B_1 = -c * \text{sen } E + mf * \text{sen } E - c^2 * \text{sen } E + mf * c * \text{sen } E + mf * b * \text{sen } E$
- $B_2 = -c * \text{sen}^2 E - \text{sen}^2 E$

y "mf" es el valor de la mapping function que resulta para un *ray tracing* con un ángulo de elevación inicial de $3,3^\circ$, y E es el ángulo de elevación en el vacío de la dirección deseada.

Los parámetros de entrada de la VMF utilizados para el cálculo del *ray tracing* son: ángulo de elevación inicial (E_1), altitud (h), temperatura (T) y presión del vapor de agua (e), a distintos niveles de presión en la zona de la atmosfera neutral.

En un primer experimento para la determinación rigurosa de los coeficientes de la VMF (VMF *rig*), Boehm y Schuh (2003), utilizaron 15 niveles de presión atmosférica [1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 10] hPa, aproximadamente en un rango que va desde la superficie terrestre hasta los 30 km de altitud. Para calcular el *ray tracing* con suficiente precisión, variaron los incrementos entre los distintos niveles de presión, y extrapolaron los datos a partir del nivel de presión 10 hPa, puesto que son datos significativos para la obtención de la curvatura del rayo y del retraso hidrostático. En la zona de 10 hPa, los valores de la temperatura (T) se toman desde un modelo estándar de la atmosfera, y los valores para la presión total (P) y la presión parcial del vapor de agua (e), se determinaron utilizando una aproximación exponencial:

$$P = P_0 * e^{(h - h_0)/c} \quad [94]$$

donde P_0 y h_0 son la presión y altura del nivel de presión adyacente y "c" es el coeficiente también determinado desde los niveles de presión adyacentes.

Asimismo, determinaron el *ray tracing* partiendo de distintos ángulos iniciales de elevación [90°, 70°, 50°, 30°, 20°, 15°, 10°, 7°, 5°, 3.3°], obteniendo varias soluciones para los coeficientes (a, b y c) de la fórmula de fracción continua, realizando posteriormente un ajuste por mínimos cuadrados para ofrecer la mejor solución. El procedimiento mostró que los 3 coeficientes son suficientes para modelar los retrasos cenitales, a partir de observaciones con ángulos de elevación superiores a 3°. Se obtuvieron series de coeficientes (a_h , b_h , c_h , a_w , b_w , c_w) para cada lugar de estudio con una resolución temporal de 6 horas. Esta aproximación sólo se utilizó de forma experimental debido al tiempo necesario para procesar todos los datos.

Ese primer método sirvió a Boehm y Schuh (2004) para validar un segundo experimento para determinar los coeficientes del *ray tracing* al que denominaron "determinación rápida del coeficiente a" (VMF fast). En lugar de calcular el *ray tracing* con 10 ángulos de elevación diferentes, utilizaron únicamente el ángulo de elevación inicial 3.3°, de manera que obtuvieron un valor para la *mapping function* hidrostática, otro para la *mapping function* húmeda y el ángulo de elevación inicial en el vacío (3° aproximadamente). En este estudio se utilizaron los datos del modelo numérico ECMWF (*European Centre for Medium Range Weather Forecast*), donde incrementaron el número de pasos verticales entre los niveles de presión (se pasa de los 15 niveles de presión atmosférica a 979).

Mientras que los coeficientes "a" de la fórmula de fracción continua se determinan desde el *ray trace*, los coeficientes "b" y "c" de la VMF son todavía determinados desde ecuaciones empíricas que utilizan como parámetros de entrada la latitud de la estación y el día del año. Este hecho implica que estos coeficientes, "b" y "c", simétricos respecto al Ecuador, no sean suficientemente precisos, lo que hace diferir significativamente las propiedades de las *mapping functions* en ambos hemisferios.

Para corregirlo, Boehm et al.⁴³ (2006) desarrollaron una nueva versión de la *Vienna Mapping Function*, calculando unos nuevos coeficientes "b_h" y "c_h" para la *mapping function* hidrostática, denominada **VMF1**. Realizan un estudio con datos del modelo numérico global ERA-40 (*ECMWF Re-Analysis 40 years*), en el que obtienen las *mapping functions* determinadas para 10 ángulos de elevación inicial diferentes [3.2°, 5°, 7°, 10°, 15°, 20°, 30°, 50°, 70°, 90°] de 7488 perfiles, utilizando los datos de 156 puntos de una red global (30° en longitud por 15° en latitud), durante 12 meses (año 2001) y 4 épocas por día (0, 6, 12 y 18 UT). Estos perfiles consisten en 23 niveles de presión desde 1000 hPa a 1 hPa [1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1]; en cada uno de estos niveles, se tienen datos de altura, presión, temperatura y presión de vapor de agua.

⁴³ Johannes Boehm, Birgit Werl y Harald Schuh.

Añadido el efecto de curvatura geométrico, los 3 coeficientes "a", "b" y "c" de las *mapping functions* hidrostática y total se ajustaron por mínimos cuadrados a 10 *mapping functions* discretas, estimadas para cada perfil, uno por cada ángulo de elevación (Boehm et al., 2006).

El valor medio para el coeficiente "b_h" de la componente hidrostática, es:

- $b_h = 0,00295$

mientras que el coeficiente "c_h", muestran una clara variabilidad que depende de la estación del año y de la latitud, por lo que su valor se modela con la siguiente expresión:

$$c_h = c_0 + \left[\left(\cos \left(\frac{\text{DOY} - 28}{365} \cdot 2\pi + \Psi \right) + 1 \right) \cdot \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \right] \cdot (1 - \cos \varphi) \quad [95]$$

donde:

- DOY es el día del año, el 28 de enero se ha adoptado como una fecha de referencia (Niell, 1996)
- $\psi = 0$ (hemisferio norte), $\psi = \pi$ (hemisferio sur)
- φ es la latitud
- $c_0 = 0,062$ (hemisferios norte y sur)
- $c_{10} = 0,001$ (hemisferio norte), $c_{10} = 0,002$ (hemisferio sur)
- $c_{11} = 0,005$ (hemisferio norte), $c_{11} = 0,007$ (hemisferio sur)

Los coeficientes "b_w" y "c_w" de la componente húmeda de la VMF1 no se modifican, puesto que el retraso cenital húmedo es 10 veces más pequeño que el retraso cenital hidrostático y los efectos de variación en "b_w" y "c_w" serían insignificantes, por lo que se recomienda utilizar los coeficientes de la NMF húmeda (*Niell Mapping Function*) para una latitud de 45°, como también lo hace la VMF húmeda (*Vienna Mapping Function*).

No obstante, Boehm et al. (2006) proponen para la VMF1 unos coeficientes "b_t" y "c_t" totales, sin separar las componentes hidrostática y húmeda, de forma que:

- $b_t = b_h = 0,00295$

$$c_t = c_h = c_0 + \left[\left(\cos \left(\frac{\text{DOY} - 28}{365} \cdot 2\pi + \Psi \right) + 1 \right) \cdot \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \right] \cdot (1 - \cos \varphi) \quad [96]$$

Variando únicamente, respecto a c_h , los coeficientes c_0 , c_{10} y c_{11} :

- $c_0 = 0,063$ (hemisferios norte y sur)
- $c_{10} = 0,000$ (hemisferio norte), $c_{10} = 0,001$ (hemisferio sur)
- $c_{11} = 0,004$ (hemisferio norte), $c_{11} = 0,006$ (hemisferio sur)

4.6.9. Global Mapping Function (GMF)

En 2006, Boehm et al.⁴⁴, presentan la *Global Mapping Function (GMF)*, para la que utilizan una red global de $15^\circ \times 15^\circ$ con datos de perfiles medios mensuales de presión, temperatura y humedad del modelo numérico del tiempo ECMWF (*European Centre for Medium Range Weather Forecast*) extraídos de datos re-analizados de 40 años (ERA40).

La *Global Mapping Function* toma las expresiones empíricas para los coeficientes "b" y "c" de la VMF1 (*Vienna Mapping Function 1*), mientras que el coeficiente "a" se calcula por una expansión de los coeficientes de la VMF1 en armónicos esféricos de una red global con la siguiente expresión (función senoidal):

$$a = a_0 + A \cdot \cos\left(\frac{\text{DOY} - 28}{365} \cdot 2\pi\right) \quad [97]$$

donde:

- a_0 es un coeficiente obtenido a partir de valores medios de la red global:

$$a_0 = \sum_{n=0}^9 \sum_{m=0}^n P_{nm} \cdot (\text{sen } \varphi) \left[A_{nm} \cdot \cos(m\lambda) + B_{nm} \cdot \text{sen}(m\lambda) \right]$$

- A es la amplitud anual
- DOY es el día del año
- $P_{nm}(\text{sen } \varphi)$ son las funciones asociadas de Legendre de grado n y orden m
- A_{nm} y B_{nm} son los coeficientes en armónicos esféricos

Los parámetros de entrada para la obtención de los coeficientes son únicamente las coordenadas de la estación y el día del año (similar a la NMF), lo que la diferencia de la VMF1, que requiere datos en tiempo casi real de los modelos numéricos del tiempo.

⁴⁴ Johannes Boehm, Arthur Niell, Paul Tregoning y Harald Schuh.

La *Global mapping function (GMF)* es la función que se ha utilizado en el procesado de observables GNSS de este trabajo de investigación.

4.6.10. Ray tracing

El *ray tracing* es "un gráfico o esquema de aproximación matemática para determinar la propagación de las ondas de radio o electromagnéticas que sigue el camino de los rayos obedeciendo a las leyes de reflexión y refracción" (AMS⁴⁵, 2007).

Para estimar el retraso que sufre la señal GNSS a lo largo del camino recorrido, es preciso considerar distintos niveles atmosféricos (capas esféricas), para poder determinar sobre perfiles verticales la refractividad de cada capa, a partir de medidas de presión, temperatura y presión del vapor de agua (Davis, 1985; Bevis et al., 1994).

Supuesta una simetría acimutal para las distintas capas de la atmosfera, se puede obtener el ángulo de elevación saliente en el vacío [*outgoing (vacuum)*]⁴⁶ del rayo, y de esta forma calcular fácilmente las *mapping functions* hidrostática y húmeda.

Para calcular la geometría del *ray tracing*, se determinan inicialmente las distancias al centro del Tierra (radio geocéntrico: r_i) de cada uno de los niveles (k), sumando su altitud al radio terrestre (r_0):

$$r_i = h_i + r_0 \quad [98]$$

Si el ángulo de elevación inicial en el punto 1 (P_1) respecto al horizonte local, es conocido (ver Figura 25): $E_1 = \theta_1$, entonces la distancia entre los puntos P_1 y P_2 (rayo oblicuo), se determina como:

$$s_1 = -r_1 \cdot \text{sen}\theta_1 + \sqrt{r_2^2 - r_1^2 \cdot \cos^2\theta_1} \quad [99]$$

por lo que, las coordenadas geocéntricas de los puntos P_1 y P_2 , serían:

$$P_1: \quad (z_1 = r_1, \quad y_1 = 0)$$

$$P_2: \quad (z_2 = z_1 + s_1 \cdot \text{sen} E_1, \quad y_2 = y_1 + s_1 \cdot \text{cos} E_1)$$

⁴⁵ Glosario de Meteorología de la *American Meteorological Society* (AMS)

⁴⁶ El ángulo de elevación *outgoing (vacuum)*, hace referencia al ángulo que forma la recta que une el receptor con el satélite, como si la trayectoria del rayo que recorre la señal GNSS se propagase en el vacío, con la línea de horizonte que pasa por el receptor.

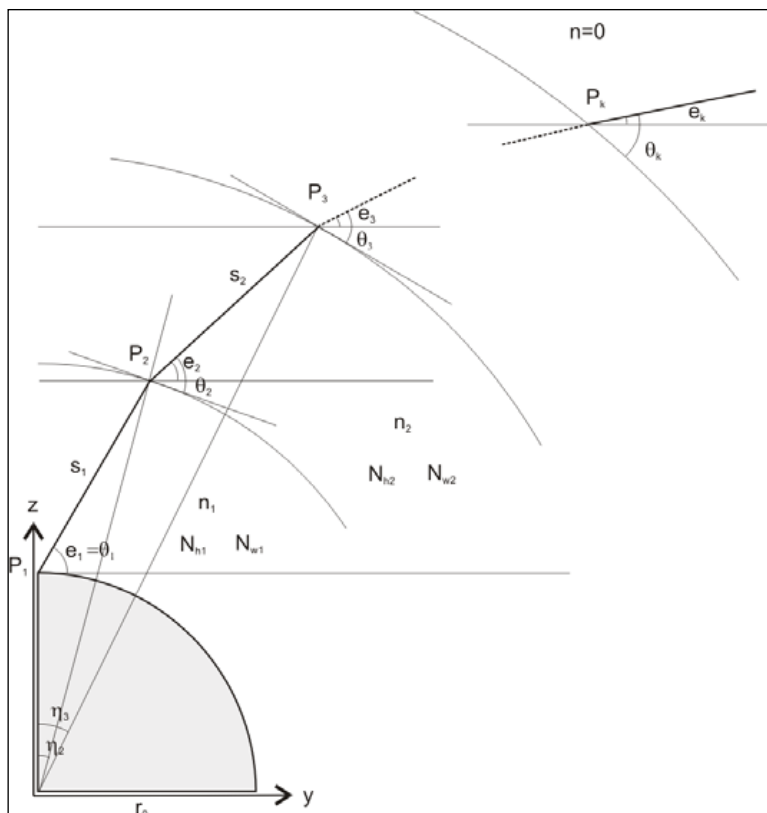


Figura 25. Geometría del ray tracing (Fuente Boehm y Schuh, 2003)

Los ángulos correspondientes al geocentro son:

- $\eta_1 = 0$
- $\eta_2 = \text{arc tan } (y_2 / z_2)$

Aplicando la ley de Snell, puesto que existen distintos valores para el índice de refracción (n) para cada capa, los ángulos θ_2 y E_2 para el punto 2 (P_2), serían:

- $\theta_2 = \text{arc cos } [(n_1 / n_2) * \text{cos } (\theta_1 + \eta_2)]$
- $E_2 = \theta_2 - \eta_2$

Para el cálculo de estos ángulos en el resto de capas o niveles atmosféricos, se realizan sucesivas iteraciones, aplicando el siguiente bucle:

$$s_i = -r_i \cdot \text{sen} \theta_i + \sqrt{r_{i+1}^2 - r_i^2 \cdot \text{cos}^2 \theta_i} \quad [100]$$

$$P_i: \quad z_{i+1} = z_i + s_i * \text{sen } E_i$$

$$y_{i+1} = y_i + s_i * \text{cos } E_i$$

$$\eta_{i+1} = \text{arc tan } (y_{i+1} / z_{i+1})$$

$$\delta_{i+1} = \eta_{i+1} - \eta_i$$

$$\theta_{i+1} = \text{arc cos } [(N_i / N_{i+1}) * \text{cos } (\theta_i + \eta_{i+1})]$$

$$E_{i+1} = \theta_{i+1} - \eta_{i+1}$$

El cálculo de la refractividad (N), se realiza a partir de las fórmulas 49 y 50, donde K_1 , K_2 y K_3 son constantes de refracción, cuyos valores se determinan de forma empírica.

A partir de aquí, conocidas las distancias incrementales entre los puntos (s_i) y la refractividad hidrostática (N_{hi}) y húmeda (N_{wi}) de cada capa, se pueden calcular de una forma más rigurosa, los retrasos parciales oblicuos hidrostático (ds_h) y húmedo (ds_w), a lo largo de la curvatura del rayo, que sumados permiten obtener el retraso oblicuo total para cada *raytracing*:

$$ds_h = \sum (s_i * N_{hi}) \quad [101]$$

$$ds_w = \sum (s_i * N_{wi}) \quad [102]$$

Análogamente, y a partir de la altura de cada capa (dh), se pueden determinar los retrasos en la dirección cenital (dz):

$$dz_h = \sum (dh_i * N_{hi}) \quad [103]$$

$$dz_w = \sum (dh_i * N_{wi}) \quad [104]$$

El retraso utilizado en las técnicas GNSS, no solo consiste en obtener los retrasos parciales a lo largo de la curvatura del rayo, sino también en el efecto geométrico de esa curvatura debida a la refracción atmosférica. Este efecto geométrico (dgeo) se puede determinar de forma analítica, a partir de las distancias incrementales entre los puntos (s_i) y los ángulos de elevación salientes primero (E_i) y último (E_k):

$$dgeo = \sum [s_i - \text{cos } (E_i - E_k) * s_i] \quad [105]$$

Este efecto geométrico se suele añadir a las *mapping function* hidrostáticas (Boehm y Schuh, 2003). De esta forma, los valores de las *mapping functions* hidrostática (m_d) y húmeda (m_w) se pueden determinar por:

$$m_d = (ds_h + dgeo) / dz_h \quad [106]$$

$$m_w = ds_w / dz_w \quad [107]$$

Los datos necesarios para determinar el *ray tracing* pueden provenir de observaciones de radiosondas (perfiles atmosféricos) o más recientemente, de modelos NWP (*Numerical Weather Prediction*).

4.7. Vapor de agua atmosférico

La mayor parte del agua en la atmósfera se encuentra en forma de vapor de agua, actuando como componente clave en los ciclos hidrológico y energético del proceso atmosférico. Según Martín Vide (1999), el importantísimo papel meteorológico del vapor de agua podría resumirse en cuatro aspectos: es el origen de la nubosidad y de los hidrometeoros (lluvia, nieve, etc.), tiene capacidad de absorción de una parte de la radiación de onda larga, sobre todo la infrarroja⁴⁷, mediante él se transfiere energía como calor latente, y su abundancia condiciona el confort climático.

El vapor de agua es uno de los más importantes integrantes de la atmósfera por su contribución al transporte de la humedad, que actúa como vehículo energético almacenando energía en forma de calor latente, que posteriormente se libera en los procesos de condensación.

El fenómeno que genera el vapor de agua en la atmósfera es la evaporación, proceso en el que el agua pasa de estado líquido a vapor. En este transcurso, el agua absorbe calor del aire, motivo por el cual es mayor la evaporación en las zonas cálidas que en las frías, o en verano que en invierno. El proceso contrario es la condensación, el vapor de agua pasa a estado líquido y se produce con una cesión de calor al aire circundante. Para que esto suceda, se debe alcanzar previamente el estado de saturación, que es la cantidad máxima de vapor de agua que puede contener el aire a una temperatura dada sin que tenga lugar la condensación.

El contenido de vapor de agua en el aire se expresa como humedad del aire atmosférico, que se puede medir como humedad relativa, que es la relación porcentual entre la cantidad de vapor de agua que tiene el aire y el máximo que podría contener a una temperatura y presión determinada. El aire de la troposfera tiene distintas cantidades de vapor de agua, nunca está totalmente seco, oscilando entre valores de humedad relativa bajos para las zonas desérticas (del 5 a 15%), y valores elevados en las zonas tropicales (del 90 al 100%)⁴⁸.

El contenido de agua en la atmósfera depende esencialmente de la temperatura, cuanto más caliente este una masa de aire, mayor cantidad de vapor de agua puede

⁴⁷ La absorción de una parte de la radiación infrarroja produce el llamado efecto "invernadero", que consiste en la reducción de la pérdida de energía terrestre al espacio.

⁴⁸ El porcentaje de humedad relativa ideal para el ser humano está entre el 50% y el 70%.

contener; por el contrario, a bajas temperaturas las masas de aire contienen menor cantidad de vapor de agua. Si el aire se enfría lo suficiente, alcanzando la saturación, este no puede mantener todo su vapor de agua, y empieza a condensarse formando las nubes o nieblas⁴⁹.

El ciclo del agua o ciclo hidrológico comienza con el aporte de vapor de agua a la atmósfera, a través de la evaporación del agua líquida de la superficie terrestre y de la transpiración vegetal. El calor del sol provoca el ascenso del aire húmedo, que al disminuir su temperatura con la altura y alcanzar la saturación, provoca la condensación de una parte de este vapor de agua, que irá formando las nubes y que posteriormente darán lugar a la precipitación, regresando de esta forma el agua a la superficie de la Tierra.

Hoy en día, el vapor de agua resulta difícil de medir, debido a su alta variabilidad en el tiempo y en el espacio. Además, no es suficiente conocer su distribución y evolución en la superficie terrestre, sino que es preciso cuantificar el vapor de agua en toda la columna atmosférica. Algunos estudios indican que la casi totalidad del vapor de agua existente, se encuentra en los 5 km inferiores de la troposfera.

La medición del vapor de agua atmosférico es indispensable para la investigación del comportamiento del clima, puesto que es el principal gas de efecto invernadero, para la comprensión de los fenómenos involucrados en el proceso del cambio climático, así como para la predicción meteorológica a corto plazo.

La medición del vapor de agua precipitable (PW) con las técnicas por radiosondas, fotómetros y radiómetros son insuficientes tanto temporal como espacialmente, mientras que la tecnología GNSS, puede ofrecer mayor cantidad de mediciones con la misma precisión que otros métodos.

Los principales índices para medir la cantidad de vapor de agua atmosférico, son la tensión de vapor (presión parcial ejercida por el vapor de agua expresada en mb o hPa), la humedad absoluta (densidad del vapor de agua expresada en gr/m^3), la proporción de la mezcla (masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco), la humedad específica (masa de vapor de agua por unidad de masa de aire húmedo), la humedad relativa (razón entre la tensión del vapor de agua y la tensión máxima o de saturación) y el agua precipitable o PW (contenido total de agua si todo el vapor contenido en la columna atmosférica se condensara en una unidad de superficie).

⁴⁹ En este caso la humedad relativa es próxima al 100% y la temperatura a la que se produce este fenómeno se llama temperatura del punto de rocío, que es la que debe alcanzar el aire para que esté saturado.

4.7.1. Medición con radiosondeos

La única técnica utilizada en los últimos años de medida de vapor de agua en columna de forma sistemática por los servicios meteorológicos, ha sido el sondeo aerológico. El radiosondeo (RS) consiste en el lanzamiento en un globo de látex inflado con helio o hidrogeno, de una caja con instrumentación de medida de variables meteorológicas, que le permite tomar mediciones a lo largo de la atmosfera. Además está equipada con un pequeño transmisor que envía la información a través de una frecuencia de radio obteniendo así un perfil vertical de las variables medidas. Los más modernos van provistos de un receptor GNSS para determinar su localización y determinar de forma indirecta la velocidad y dirección del viento en altitud.

La radiosonda contiene un circuito electrónico al que están conectados unos sensores que miden la presión, temperatura y humedad relativa del aire, desde el nivel de la superficie terrestre hasta una altitud superior a los 20 km (conforme el globo alcanza zonas de menor presión, se dilata hasta que explota, cayendo los sensores a la superficie terrestre). A partir de las medidas de temperatura y humedad relativa, se obtiene la humedad absoluta, y a partir de la integración de esta, el contenido de vapor de agua de toda la columna recorrida por la radiosonda.

La observación con radiosondeos (RAOB, *RA*diosonde *OB*servation) ha sido la principal fuente de datos meteorológicos de la atmosfera durante los últimos 80 años. Sin embargo, el hecho de que existan únicamente unos 1000 lugares en todo el mundo, y con sólo dos lanzamientos sincronizados al día (habitualmente a las 00:00 h GMT y a las 12:00 h GMT), hace que la aportación de datos sea escasa, con poca resolución espacial y temporal, sobre todo para una componente tan variable, como es el vapor de agua.

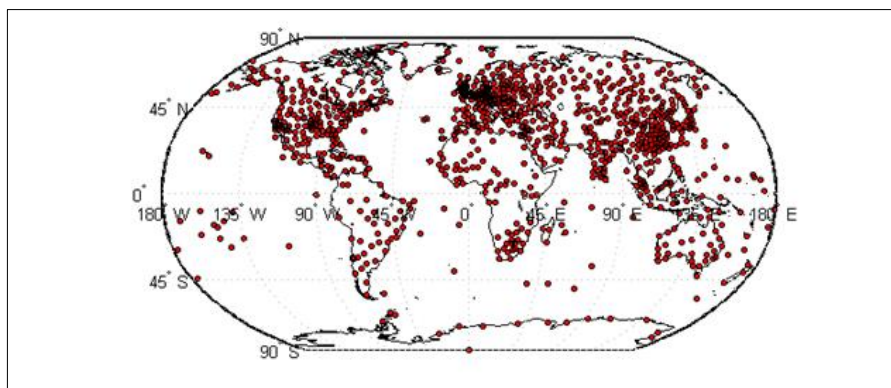


Figura 26. Localización mundial de lanzamientos RAOB (Fuente NOAA, 2012)

En la Figura 26, se muestra la localización mundial de los lugares de lanzamiento de radiosondeos, y a cuyas observaciones se puede acceder a través de la base de datos de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) cuya dirección de internet es: <http://raob.fs1.noaaa.gov/>.

Como puede observarse en la Figura 26, la distribución de los centros de radiosondeo no es homogénea, puesto que el 82% de los lanzamientos se produce desde países localizados en el hemisferio norte, y el 18% restante desde países del hemisferio sur. Además de existir puntos fijos de lanzamiento, también se envían radiosondas desde buques, para tener datos de la atmosfera por encima de los océanos.

En España, existen diez estaciones de radiosondeo localizadas en A Coruña, Santander, Zaragoza, Lérida, Barcelona, Madrid, Mallorca, Murcia, Gibraltar y Santa Cruz de Tenerife; la mayoría de ellas gestionadas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Además, dispone de una estación móvil situada a bordo del barco "Esperanza del Mar".

Las limitaciones del sistema son: la poca frecuencia de los lanzamientos, las largas distancias entre los puntos de lanzamiento (comparado con la variación espacial del vapor de agua), el tiempo que dura un sondeo (aproximadamente dos horas), el hecho de que durante este tiempo la sonda se haya desplazado una distancia significativa de la vertical del lanzamiento, y el alto coste de cada lanzamiento.

En la actualidad, los datos obtenidos de las observaciones de radiosondas se utilizan para investigación, validación y comparación de experimentos, donde la localización del usuario esta próxima a los lugares de lanzamiento.

4.7.2. Medición con fotómetros solares

La determinación del vapor de agua con fotómetros solares se basa en la medida de la transmitancia de la atmósfera en una longitud de onda centrada en un canal de fuerte absorción del vapor de agua, mediante la comparación entre la irradiancia solar directa en el exterior de la atmosfera y la medida en la superficie terrestre (Schmid y Wehrli, 1995; Halthore et al., 1997; Cachorro et al., 1998).

Consisten básicamente en cuantificar la cantidad de vapor de agua a partir de datos de radiación directa solar, midiendo la luminosidad del cielo sobre varios canales de medida. Entre los canales de banda estrecha, hay una banda característica que presenta una absorción significativa de radiación por el vapor de agua, que es la que se utiliza para obtener la estimación de esta variable.

Una vez sustraído el efecto de los aerosoles y la dispersión de Rayleigh, la radiación absorbida puede ser transformada en contenido de vapor de agua mediante modelos de transferencia radiactiva. Esta metodología únicamente es aplicable cuando hay radiación solar directa, por tanto, solo son funcionales durante el día y con cielos despejados en la dirección de observación.

Existen seis estaciones de fotómetros solares ubicados en la Península Ibérica que pertenecen a la red AERONET (Barcelona, Cáceres, Granada, Palencia, Burjassot-Valencia y El Aerosillo-Huelva) y están equipadas con fotómetros Cimel.

Los datos de vapor de agua de estas estaciones presentan series muy cortas y de forma discontinua. Estas medidas pueden consultarse en la siguiente dirección: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>.

4.7.3. Medición con radiómetros de microondas

Los radiómetros de vapor de agua (WVR, *Water Vapor Radiometer*) miden de forma precisa el contenido de vapor de agua de la atmósfera en una cierta dirección, a partir de las radiancias o temperaturas de brillo medidas sobre el fondo frío del cielo de la radiación de microondas emitida por el propio vapor de agua.

Algunos equipos, como el radiómetro multicanal con banda de sombra rotante (MFRSR), miden la cantidad de agua precipitable cada 15 segundos, de forma que ofrecen un dato por minuto, promediado a partir de las cuatro medidas realizadas (Romero et al., 2009), por lo que la resolución temporal es muy buena.

Hay un radiómetro de este tipo (Figura 27) en el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, en la isla de Tenerife (España), que pertenece a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), y está integrado en el programa de la red de Vigilancia Atmosférica Global (VAG) establecido por la Organización Meteorológica Mundial (OMM).



Figura 27. Radiómetro MFRSR

(Fuente Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, Tenerife, 2009)

Los inconvenientes de los radiómetros son: el alto coste de estos instrumentos, requieren de calibraciones frecuentes, no funcionan bien en todas las condiciones meteorológicas y ofrecen problemas para la medición en direcciones de baja elevación. Además, su efectividad se ve afectada por la presencia de nubes espesas y precipitaciones. Por ello, están reservados a estaciones de observación de carácter especial, generalmente de VLBI.

4.8. Estimación del contenido de vapor de agua atmosférico con técnicas GNSS

La aplicación del GNSS para la obtención de agua precipitable (PW) y la validación de estas medidas con las obtenidas con las otras técnicas suponen uno de los mejores programas actuales a nivel internacional para el análisis de la evolución del vapor de agua en la columna atmosférica.

Enunciados algunos de los métodos con los que poder modelar el retraso troposférico sobre las ondas electromagnéticas, y que permiten corregir el posicionamiento preciso con receptores GNSS, se puede obtener el retraso total en la dirección cenital para cada estación de referencia, a partir de los retrasos oblicuos medidos en las direcciones satélites-receptor, que son convertidos mediante *mapping functions* en el valor del retraso total cenital.

Este es el punto de partida de este trabajo de investigación, en el que a partir de observables GPS registrados en una serie de estaciones de referencia, se ha realizado el procesado con un software científico que cuantifica los retrasos troposféricos.

El **retraso total cenital (ZTD, Zenith Total Delay)** experimentado por la señal GNSS que va desde un satélite a un receptor situado en un punto en la superficie terrestre, puede ser expresado en una primera aproximación por la integral de la refractividad atmosférica (N), a lo largo del camino recorrido por la señal:

$$\boxed{ZTD = 10^{-6} \int N \cdot dz} \quad [108]$$

La refractividad (N) está en función de las constantes de refracción y de parámetros atmosféricos como la temperatura, la presión parcial de aire seco y la presión parcial de vapor de agua. La integral puede ser aproximada por funciones analíticas basadas en modelos atmosféricos simplificados, como los vistos en el apartado anterior.

A su vez, el ZTD se considera como resultado de dos componentes diferenciadas, la componente "seca" o **retraso hidrostático cenital (ZHD, Zenith Hydrostatic Delay)**, que se debe a la mezcla de gases que componen el aire atmosférico seco, y la componente "húmeda" o **retraso húmedo cenital (ZWD, Zenith Wet Delay)** que depende exclusivamente del contenido en vapor de agua de la atmósfera.

$$ZTD = ZHD + ZWD \quad [109]$$

Los resultados obtenidos para cuantificar el retraso cenital nominal, implican diferencias en la pseudodistancia de aproximadamente 2400 mm en la dirección cenital para un punto localizado al nivel del mar (Haase et al., 2003).

El ZHD viene provocado fundamentalmente por la contribución de los gases secos y es proporcional a la presión atmosférica (en condiciones de equilibrio hidrostático), siendo el responsable de más del 90% del retraso neutral de la señal, lo que se traduce en una diferencia de aproximadamente 2300 mm en la componente seca.

Aunque la componente hidrostática tiene un mayor efecto en el retraso troposférico, su valor es muy estable, pudiendo ser estimado a partir de medidas de presión atmosférica en superficie, lo que facilita su cálculo mediante modelos, como por ejemplo el modelo de Saastamoinen, con una precisión mejor de 1% (Roberts y Rizos, 2001; Pacione et al., 2002). Las pequeñas variaciones que se producen en los valores del ZHD son proporcionales a los cambios de la presión en superficie debidos a su vez a las variaciones locales atmosféricas.

El ZWD está causado principalmente por la presencia de vapor de agua en la atmósfera (y en menor medida por agua líquida). A pesar de que el retraso húmedo aporta menos del 10% al retraso total, es el principal responsable de las variaciones del ZTD, debido a que la distribución del vapor de agua atmosférico es inestable y variable tanto espacial como temporalmente. El contenido de vapor de agua en la atmósfera está en función de las condiciones y variaciones meteorológicas.

Esta fuerte variabilidad hace imposible su modelización con la precisión requerida (Haase et al., 2003), lo que dificulta la cuantificación del vapor de agua contenido en el aire atmosférico a lo largo de la trayectoria seguida por la señal GNSS y con ello, la resolución de la componente húmeda del retardo troposférico⁵⁰.

En realidad, los retrasos troposféricos se producen en diferentes direcciones, en función de los ángulos de inclinación de los satélites respecto al receptor, variando continuamente debido al movimiento de los satélites. Para poder determinar un valor de retraso troposférico representativo en cada instante de la observación y para un lugar determinado, es preciso transformar todos los retrasos troposféricos oblicuos a un retraso teórico en la dirección del cenit (ZTD). Esta transformación se realiza mediante las *mapping functions*, descritas en el apartado anterior. La relación entre el **retraso total oblicuo (STD, Slant Total Delay)** para cualquier elevación de satélite y el retraso cenital viene dado por la expresión [110]:

$$STD = ZHD \cdot mf_h(E) + ZWD \cdot mf_w(E) \quad [110]$$

donde $mf_h(E)$ y $mf_w(E)$ son las *mapping functions* de la componente hidrostática y húmeda respectivamente.

Para cuantificar el vapor de agua atmosférico, se lleva a cabo un proceso inverso, utilizando por un lado, los datos del ZTD, que se obtienen tras un procesado de

⁵⁰ Las diferencias en la pseudodistancia debidas al retraso húmedo cenital varían entre 50 y 250 mm para puntos localizados en latitudes medias (Bock et al., 2002).

las mediciones GNSS, y por otro, los valores del ZHD, que pueden estimarse a partir de modelos atmosféricos (siendo uno de los más utilizados el modelo de Saastamoinen), o bien y de una forma aproximada, a partir de la siguiente expresión [111]:

$$\text{ZHD} = 10^{-6} \cdot k_1 \cdot \frac{R}{g} \cdot P \quad [111]$$

donde:

- $K_1 = 77,6$ k/mbar, es el coeficiente de refractividad atmosférica
- $R = 8,31 \cdot 10^7$ (dinas*cm/K*mol), es la constante universal de los gases
- $g = 978,67$ (cm/sg²), es la aceleración de la gravedad
- P , es la presión atmosférica en superficie (en mbar)

Para expresar la componente húmeda en milímetros, se tiene en cuenta que la densidad del aire seco es de 28,9 gr/mol, por lo que se podría obtener el retraso ZHD, como la expresión [112]:

$$\text{ZHD} = 10^{-6} \cdot 77,6 \cdot \frac{(8,31 \cdot 10^7 / 28,9)}{978,67} \cdot P \quad [112]$$

Por tanto, el ZHD puede obtenerse con precisión de algunos milímetros a partir de medidas de presión en superficie (en milibares):

$$\boxed{\text{ZHD(mm)} = 2,27996734 \cdot P} \quad [113]$$

Una vez obtenido el retraso total cenital y el retraso hidrostático total, el cálculo del ZWD se puede realizar mediante la sustracción del ZHD al ZTD:

$$\boxed{\text{ZWD} = \text{ZTD} - \text{ZHD}} \quad [114]$$

Una vez cuantificado el valor correspondiente a los retrasos cenitales, se asocia el retraso húmedo cenital con la cantidad de vapor de agua en la atmosfera.

El vapor de agua atmosférico se puede expresar como la cantidad total de **agua precipitable (PW, Precipitable Water)**, expresado como equivalente en altura (medido en mm) de columna de agua líquida sobre un punto de la superficie, que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna específica desde la superficie hasta el final de la atmósfera, de sección transversal horizontal unitaria, se condensase y precipitase (Tregoning et al., 1998).

El agua precipitable se puede expresar en unidades de masa (g/cm^2 o kg/m^2) o en unidades de altura (mm). Esto significa que 1 mm de agua precipitable equivale a 0,1 g/cm^2 o 1 kg/m^2 de contenido de vapor de agua.

El agua precipitable (PW) o **vapor de agua precipitable (PWV)** se presenta como **vapor de agua precipitable integrado (IPWV, Integral Precipitable Water Vapor)** en la columna atmosférica en la dirección del cenit, y su relación con el retraso húmedo cenital viene dado por la formula [115]:

$$\boxed{PW = \Pi \cdot ZWD} \quad [115]$$

siendo Π una constante adimensional de proporcionalidad, que depende de la temperatura media de la columna atmosférica (Haase et al., 2003; Champollion et al., 2004) y que puede expresarse como:

$$\Pi = \frac{10^{-6} \cdot m_w}{\left(k_2 - k_1 \cdot \frac{m_w}{m_d} + \frac{k_3}{T_m} \right) \cdot R_w} \quad [116]$$

cuyos parámetros son:

- K_1, K_2 y K_3 , son las constantes de refractividad atmosférica
- m_w es la masa molar del vapor de agua
- m_d es la masa molar del aire seco
- R_w es la constante ideal de los gases para el vapor de agua [$R_w = 461,5181$ kg/k (Monico y Sapucci, 2003)]
- T_m es la temperatura media en grados kelvin de la columna atmosférica (Bevis et al., 1992; Bevis et al,1994; Duan et al.,1996), y se define como:

$$T_m = \frac{\int \frac{P_w}{T} dz}{\int \frac{P_w}{T^2} dz} \quad [117]$$

donde P_w es la presión parcial del vapor de agua y T es la temperatura en superficie.

Para la resolución de la ecuación [117] habría que resolver las integrales a lo largo de la trayectoria vertical que atraviesa la atmosfera. La temperatura media (T_m) se puede estimar a partir de medidas de temperatura en la superficie a través de modelos numéricos del tiempo ajustados a la época del año y al área geográfica de estudio (Bevis et al., 1994).

En otras ocasiones, se puede utilizar la expresión [118] (Sapucci et al., 2005):

$$T_m = 0,613901 \cdot T + 0,020243 \cdot HR + 102,815 \quad [118]$$

donde T es la temperatura en superficie (en grados kelvin) y HR la humedad relativa.

En resumen, para obtener la variable PW (agua precipitable), se plantea un problema inverso, en relación a los objetivos principales que persiguen los sistemas GNSS de posicionamiento y navegación. Por tanto, conocidas las coordenadas de la estación de referencia, las efemérides precisas de los satélites, y utilizando un modelo troposférico, se calculan los retrasos totales oblicuos (STD) de cada uno de los vectores satélite-receptor en el instante de la observación. En este trabajo de investigación se han utilizado observaciones GNSS registradas cada 30 segundos de varias estaciones de referencia permanentes, y se han utilizado las efemérides precisas publicadas por el IGS.

Estos retrasos troposféricos oblicuos, uno por cada satélite visible en cada instante de observación y estación determinada, se transforman mediante las *mapping functions* correspondientes (explicadas en el apartado 4.5 de este documento) en un retraso total cenital (ZTD) teórico. La *mapping function* utilizada en los cálculos de este trabajo de investigación ha sido la *GMF* (*Global Mapping Function*). Ambos retrasos, cenital y oblicuo, pueden separarse en dos componentes, mediante los modelos troposféricos (explicados en el apartado 4.4 de este documento) en una componente hidrostática (ZHD o SHD) y en una componente húmeda (ZWD o SWD).

Una vez calculado el ZTD , obtenido mediante el procesado de las observaciones GNSS con el software científico GAMIT, se determina el ZHD a partir del modelo troposférico correspondiente (en el que se incluyen parámetros meteorológicos de presión y temperatura). En esta tesis, se ha aplicado el modelo de Saastamoinen para obtener la componente hidrostática.

Con estos dos valores determinados, se calcula el ZWD mediante la expresión 114, se calcula la constante Π , utilizando la ecuación 116, y se obtiene el PW -GPS a partir de la formula 115 (Figura 28).

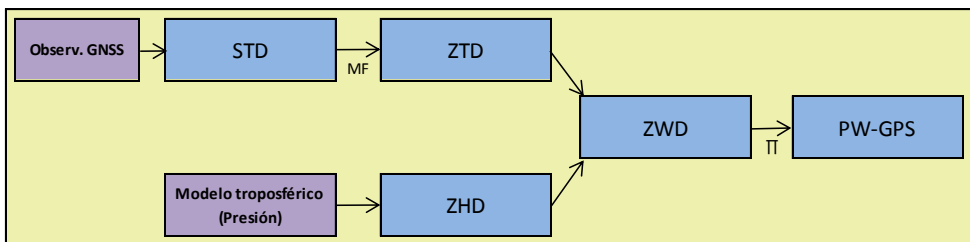


Figura 28. Proceso para la estimación del PW -GPS

4.9. Distribución vertical del vapor de agua

El agua precipitable (PW) se presenta como vapor de agua precipitable integrado en la columna atmosférica en la dirección del cenit, pero hay que indicar que en la realidad, la distribución a lo largo de la columna atmosférica no es homogénea. Si bien la tecnología GNSS, únicamente permite cuantificar el valor absoluto de la cantidad de vapor de agua en una dirección, el radiosondeo permite obtener valores parciales a partir de perfiles verticales.

Algunos estudios (Ortiz de Galisteo et al., 2011) indican que el vapor de agua se incorpora a la atmosfera desde la superficie terrestre propagándose a las capas superiores por movimientos verticales de convección y turbulencia, razón por la cual, hasta el nivel 850 hPa, que corresponde a una altitud aproximada de 1.500 m sobre el nivel medio del mar, límite inferior de la troposfera baja, se localiza más del 50% del total del PW. Hasta el nivel 500 hPa, que corresponde a una altitud aproximada de 5 km sobre el nivel medio del mar, y se corresponde meteorológicamente hablando a la troposfera media, se concentra más del 90% del total del PW.

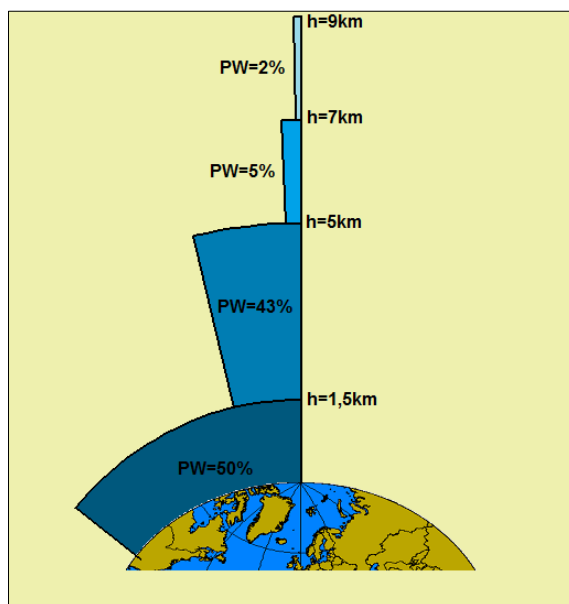


Figura 29. Distribución vertical del PW

Ese mismo estudio, indica que por encima de 7 km, solo existe un 2% (0,3 mm) de vapor de agua, y que por encima de los 9 km, nivel 300 hPa o troposfera alta, la cantidad de PW es prácticamente nula (0,05 mm). Asimismo, la distribución del PW en el primer kilómetro suele ser heterogénea, produciéndose los valores más altos en zonas costeras, mientras que la contribución del PW de las capas superiores, entre 1 y 5 km, es más homogénea, y por encima de 5 km es prácticamente igual.

Capítulo V

PRECIPITACIONES INTENSAS

5.1. Introducción

Uno de los fenómenos meteorológicos frecuentes, que durante el otoño asolan la zona del Mediterráneo Occidental, son los temporales de levante. Estos temporales, que arrastran vientos húmedos procedentes del mar Mediterráneo, provocan precipitaciones intensas, inducidas básicamente como consecuencia de la inestabilidad atmosférica en las capas más bajas de la troposfera.

Se engloban dentro de las precipitaciones intensas, desde la tromba de agua que supera los 60 mm en 30 minutos, produciendo inundaciones repentinas en el sitio en el que se produce, hasta los temporales de varios días que inundan las cuencas hidrográficas. De hecho, el Instituto Nacional de Meteorología (en la actualidad la Agencia Estatal de Meteorología o AEMET), estableció en 1996, dos umbrales de alerta, a partir de los cuales se consideran precipitaciones potencialmente peligrosas: el de 30 litros de agua acumulada por metro cuadrado en una hora, y el de 100 litros por metro cuadrado en 12 horas.

Estas precipitaciones intensas, que muchas veces llegan a ser torrenciales, y a veces catastróficas, aparecen casi todos los años durante el trimestre septiembre-octubre-noviembre, en algún punto del sureste de Francia o del litoral mediterráneo español (Cataluña, Comunidad Valenciana, Murcia, Andalucía oriental o islas Baleares).

Algunos estudios han delimitado el carácter particularmente mediterráneo occidental de este fenómeno (Armengot et al., 1992), donde se han confirmado las causas o elementos clave que generan dichos procesos, como son el embolsamiento de

aire frío en altura, el flujo del aire mediterráneo dirigido hacia la costa en superficie y el relieve estructurado adecuadamente a tales flujos (Pérez Cueva y Armengot, 1983).

Las efemérides meteorológicas indican los numerosos casos más notables acaecidos en la historia debidos a este tipo de temporales, cuyas crónicas llenan una larga lista de graves consecuencias en los lugares donde se han producido. En los siglos XVI y XVII diversas obras recogen noticias sobre grandes aguaceros e inundaciones en el litoral mediterráneo español, ya no como sucesos aislados, sino con marcada reiteración y clara estacionalidad (Rivera, 1990).

Entre las crónicas de siglos anteriores, se puede observar que durante el otoño se concentran en el litoral levantino, la mayoría de los fenómenos adversos: "*El desbordamiento de la Riera de Mallorca*" en 1403; "*La tempestad marina en Valencia*" en 1406; "*La riada que destrozó el puente del Mar de Valencia*" en 1589; "*Las lluvias torrenciales que arrasaron Murcia*" en 1611; "*Inundaciones y destrucción en Murcia y Orihuela (Alicante)*" en 1614; "*La riada de San Calixto en Murcia*" en 1651, una de las peores, con más de 1000 muertos; y un largo etcétera.

Es sobradamente conocida la frecuencia con la que la lluvia intensa hace su aparición en la Comunidad Valenciana provocando numerosas inundaciones a lo largo de todo su territorio. Estos episodios han sido recurrentes a lo largo de la historia, comunes en todos los ríos valencianos. Entre los episodios que tienen una incidencia especial, están los acaecidos en la ribera del río Júcar en los últimos 200 años: 17 de noviembre de 1805, 4 de noviembre de 1864 (riada de San Carlos), 30 de octubre de 1923, y 20 de octubre de 1982; donde se puede observar que existe un lapso de 59 años entre ellos, que podría indicar un periodo de retorno aproximado (Armengot, 1994). En todos ellos, el desbordamiento del río destruyó pueblos, arruinó cosechas y dejó numerosas muertes.

Entre los sucesos más recientes, destacar la **riada del río Turia de 1957**, donde la ciudad de Valencia sufrió una de las más graves inundaciones de su historia, provocadas por las intensas lluvias caídas durante los días **13 y 14 de octubre**. El día 13 se produjeron precipitaciones importantes en una gran zona de la cuenca del río Turia (se recogieron 235 litros por metro cuadrado en Villar del Arzobispo, 217 l/m² en Chelva, o 200 l/m² en Casinos), que continuaron el día 14 de octubre (se estima que en Altura se superaron los 500 l/m², 300 l/m² en Domeño o 225 l/m² en Liria), originando dos avenidas sucesivas a su paso por la ciudad de Valencia (Figura 30), donde incluso se registraron 125 l/m² de precipitación en los observatorios de la ciudad. Esta riada causó al menos 81 muertos, además de cuantiosos daños materiales⁵¹, lo que obligó a desviar,

⁵¹ Las alturas de la inundación variaron desde los 0,4 metros en la Avenida del Reino de Valencia, los 0,8 m en los Jardines del Real (Viveros), 2,2 m en la Plaza de Tetuán, 2,7 m en la calle Pintor Sorolla, 3,2 m en los Jardines del Parterre, 4 m en la calle de las Rocas, hasta los 5,2 m en la calle Doctor Oloriz. La zona de la Catedral quedó libre de la inundación, lo que indica la correcta elección del emplazamiento original. En cambio, la calle de las Barcas, cuyo nombre obedece a que constituyó un embarcadero en la antigüedad, sí que sufrió gravemente la inundación.

años más tarde, el cauce del río fuera del núcleo urbano, cuyo nuevo trazado discurre por el sur de la ciudad.



Figura 30. Puente de Aragón en Valencia
(Fuente Luis Vidal/Archivo Levante-EMV, 1957)

Este hecho, aumentó el interés científico por las precipitaciones intensas, donde ya entonces se ligó la génesis del episodio a la existencia de un embolsamiento frío en la troposfera media y alta, y de un flujo mediterráneo del este en superficie asociado a un centro de bajas presiones (García Miralles y Carrasco, 1958).

De todos los otoños catastróficos del último medio siglo, es probable que la fecha más recordada sea el **20 de octubre de 1982**, con la **gran riada del río Júcar**, tras un episodio de lluvias torrenciales en la cuenca media del río, como consecuencia de una gota fría en altura que descargó más de 600 mm en un área de 700 km². Este episodio causó la rotura de la presa de Tous (Valencia), causando la mayor riada conocida en España, cuyas aguas inundaron numerosas poblaciones de su ribera. La pantanada de Tous provocó la inundación de varias poblaciones situadas aguas abajo e inmediatas al pantano (Sumacárcel, Gabarda, Benegida, Alcira y Carcagente). El número de muertos superó los 30 y los daños materiales fueron considerables.

Los datos pluviométricos registrados durante los días 19 y 20 de octubre de 1982, en distintas estaciones de la cuenca del río Júcar, fueron insólitos. En Cofrentes (en el oeste de la provincia de Valencia), se llegaron a registrar más de 425 litros por metro cuadrado durante 24 horas (576 l/m² en 48 horas). En la cuenca del río Escalona, afluente del río Júcar, aparecen datos extraordinarios en cada una de sus tres estaciones pluviométricas: con registros superiores a 500 litros por metro cuadrado en 24 horas; destacando los 1120 l/m² en 48 horas recogidos en Casa del Barón, los 630 l/m² en 48 horas en Bicorp, o los 520 l/m² registrados en 48 horas en Navarrés (Figura 31). Estas lluvias torrenciales afectaron prácticamente a toda la Comunidad Valenciana y a la Región de Murcia, donde en la ciudad de Alicante se registraron 217 l/m² en pocas horas causando 2 muertos.

RELACION DE LA LLUVIA REGISTRADA POR LOS PLUVIOMETROS DE LOS SIGUIENTES LUGARES EN LA CUENCA DEL JÚCAR Y DE SUS AFLUENTES
LOS DÍAS 19 Y 20 DE OCTUBRE DE 1982

Falla Malva

PLUVIOMETRO	LITROS m ²	PLUVIOMETRO	LITROS m ²
RIO CABRIEL		RIO JÚCAR (Valencia)	
Embalse de Contreras	126	Cofrentes	576
Villamalea	205	Millares	278
Casas de Ves	279	Sumacárcer	320
Puebla El Salvador	117	Alberic	147
Minglanilla	120	Alzira	86
Venta del Moro	171	RIO ESCALONA	
RIO RECONQUE		Bicorp	632
Atnansa	112	Casa del Barón	1.120
Ayora, escuelas	461	Navarrés	520
Ayora, La Hunda	431	RIO SELLENT	
Teresa de Cofrentes	360	Enguera	546
Jarafoel	638	Enguera, Arenas	222
RIO JÚCAR (Albacete)		RIO ALBAIDA	
El Picazo	147	Onteniente	175
Sisante	189	Olleria	385
Iniesta	189	Beniatjar	250
Tarazona de la Mancha	126	Pobla del Duc	383
Santa Marta	101	Xàtiva	100
Barraç	116	RIO MAGRO	
Pozuelo	158	Allagüilla (Cuenca)	97
Pozo Rubio	99	Síncaras	110
Montilleja	108	Utiel	185
Los Llanos	84	Requena	174
La Roda	84	Embalse de Forata	250
Pozo Lorente	133	Siete Aguas	130
Alcalá del Júcar	220	Turís	116

Figura 31. Datos pluviométricos (rio Júcar)
(Fuente Revista RAM/Falla Malva, 1982)

Estas lluvias intensas tienen consecuencias graves, no sólo por la naturaleza del propio fenómeno, sino por la mala planificación del territorio de las zonas inundables (Marco, 1991). La expansión urbanística de las últimas décadas en el litoral mediterráneo, ha concentrado áreas de nueva construcción o urbanizaciones en zonas donde existe un alto riesgo de que estas precipitaciones, provocadas por un temporal de levante, tengan sus efectos más devastadores (Rivera, 1990).

Este fenómeno, con marcada reiteración y clara estacionalidad, ha introducido nuevos planes meteorológicos, en los que al tradicional concepto de la predicción se añade el de la vigilancia atmosférica. Desde hace más de 20 años, los centros meteorológicos territoriales cuentan con servicios de alertas con grupos de predicción y vigilancia, y que todos los años intensifican su actividad en los meses de otoño en Baleares, Cataluña y Comunidad Valenciana.

El episodio más reciente de lluvias intensas ha tenido lugar el **28 de septiembre de 2012**, donde una depresión aislada en altura que entro por el sur de la Península Ibérica, dejó importantes cantidades en todo el sureste peninsular. Las provincias más afectadas fueron Málaga, Granada, Almería y Murcia, dejando a su paso 10 víctimas mortales, miles de personas desalojadas de sus viviendas y cuantiosos daños materiales, producidos por las inundaciones de numerosos municipios, campos agrícolas y carreteras. Además, fue noticia la caída de dos puentes en la autopista A-7, un

viaducto entre las localidades murcianas de Lorca y Puerto Lumbreras, y un paso superior en la localidad almeriense de Vera. En la Figura 32, se puede observar una vista de la localidad de Álora, en Málaga, donde murió una mujer a causa del desbordamiento del río Guadalhorce.



Figura 32. Inundaciones en Álora (Málaga) del 28 de septiembre de 2012

Estas lluvias producidas entre los días 28 y 29 de septiembre de 2012 han dejado registros históricos en todo el sur y este peninsular. Algunos datos pluviométricos en Andalucía han registrado mas de 200 litros por metro cuadrado en las localidades malagueñas de Bobadilla (245 l/m²), Alpandeire (245 l/m²), Álora (212 l/m²) o Pujerra (204 l/m²); asimismo se registraron 212 l/m² en el cauce del Guadalentín entre las localidades murcianas de Puerto Lumbreras y Lorca, 185 l/m² en la localidad almeriense de Huércal Overa, 113 l/m² en el municipio sevillano de Las Cabezas de San Juan o los 87 litros por metro cuadrado en Cádiz.

En la Comunidad Valenciana los registros fueron considerables en algunas localidades de la provincia de Valencia, desde los 226 litros por metro cuadrado en Quart de Poblet (recogidos en apenas 4 horas), 142 l/m² en Estubeny en 24 horas, 136 l/m² en Mogente, 125 l/m² en Bétera, 120 l/m² en Manises, 108 l/m² en Enguera, 102 l/m² en Onteniente, 101 l/m² en Picassent, 89 l/m² en Alcira, hasta los 88 l/m² en Aldaia en 24 horas. Algunos municipios de la provincia de Alicante también registraron cantidades de precipitación importantes, como por ejemplo los 89 litros por metro cuadrado en Petrer, los 86 l/m² en Agres o los 83 l/m² en Adsubia, mientras que en la provincia de Castellón los registros fueron mas discretos.

5.2. Mecanismos de precipitación

El agua presente en la Tierra, es la única molécula del planeta que aparece de forma natural en sus tres estados físicos: gaseoso como vapor en la atmósfera, sólido como hielo y nieve, y líquido en mares, ríos, lagos, acuíferos, etc. En torno al 94,2% de toda el agua es salada, contenida en mares y océanos. El resto es agua dulce, distribuida entre agua subterránea (4,1%), glaciares y casquetes polares (1,6%), lagos y ríos (0,02%), humedad del suelo (0,005%) y el vapor de agua atmosférico (0,001%).

Los diversos estados del agua pasan de uno a otro gracias a los complejos procesos fisicoquímicos del ciclo del agua. La radiación solar es la fuente de energía principal para la evaporación del agua situada en la superficie terrestre, que pasa de estado sólido o líquido, a vapor de agua en la atmósfera.

El proceso inverso es la condensación, donde el vapor de agua atmosférico se transforma en agua líquida. El vapor de agua necesita de un soporte material donde condensarse, normalmente impurezas del aire. Previa a la condensación del vapor de agua atmosférico, el aire debe saturarse.

El aire contiene mayor cantidad de vapor de agua, cuanto mayor es su temperatura. Por tanto, la circunstancia más favorable para que el aire alcance el punto de saturación es que se enfríe. El aire al elevarse se enfría: 1°C cada 100 m en el enfriamiento adiabático seco, y 0,5°C en el enfriamiento adiabático húmedo.

El principal mecanismo de condensación es el enfriamiento adiabático, que se produce cuando la ascendencia del aire es rápida, sin intercambio de calor con el exterior. A este descenso térmico (1°C por cada 100 m), antes de alcanzar la saturación, se le denomina enfriamiento adiabático seco. A partir de aquí, se alcanza el punto de saturación, donde el enfriamiento por la disminución de la presión queda compensado, reduciéndose a la mitad (0,5°C por cada 100 m), a este descenso térmico se le llama enfriamiento adiabático húmedo.

El enfriamiento del aire por ascendencia puede ser originado por causas térmicas (convección), dinámicas (convergencia) o mecánicas (orografía). El ascenso debido a la convección se produce por el calentamiento de la superficie terrestre, que a su vez calienta el aire; este aire caliente, debido a la pérdida de densidad y presión, asciende hasta encontrar una masa atmosférica de igual o mayor temperatura, momento en que se estabiliza. Las causas dinámicas se deben a la aproximación de dos masas de aire a temperaturas distintas (frentes cálidos y fríos), lo que provoca que el aire cálido ascienda por encima del frío, o bien, a sistemas de bajas presiones, donde el viento converge hacia el centro haciendo que la masa de aire se desplace hacia arriba (de alta a baja presión). Los ascensos debidos al relieve, se producen cuando la masa de aire se encuentra algún obstáculo montañoso, por lo que el aire está obligado a remontarlo, pudiendo condensarse si este es suficientemente húmedo.

La situación de estabilidad o inestabilidad atmosférica depende del gradiente térmico entre el aire ascendente (aire en movimiento que varía su temperatura), y el aire estático (estructura térmica vertical de la troposfera en reposo). Si la temperatura del aire ascendente es más elevada que la del aire que le rodea, su densidad será menor y tenderá a seguir elevándose: inestabilidad atmosférica⁵². Por el contrario, si el aire ascendente alcanza una temperatura inferior a las de las capas de aire estacionario, su densidad será mayor y el movimiento se detendrá: estabilidad atmosférica.

El vapor de agua atmosférico, al alcanzar la saturación, se condensa dando lugar a la aparición de nieblas o nubes, formadas por la disolución de un conjunto de pequeñas gotitas de agua líquida o hielo en una masa de aire. Para que tenga lugar la condensación, son necesarias pequeñas partículas de tamaño micrométrico que actúan como núcleos de condensación. Estos núcleos hacen que las moléculas de vapor de agua se reúnan y se transformen en gotas de agua (formación de nubes). Por tanto, las nubes se originan por condensación del vapor de agua atmosférico.

La forma que adoptan las nubes depende de su proceso de formación, relacionado con los movimientos del aire. Si la situación atmosférica es inestable, la ascensión del aire va modelando y dibujando los contornos de la nube; a este tipo de nubes se les denomina cumuliformes. Por el contrario, con situación estable, el aire genera nubes planas, de forma tabular y sin espesor, denominadas estratos.

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) clasifica las nubes en diez principales tipos (la raíz "*cirro*" significa nube alta; "*alto*", nube media; "*estrato*", nubes en capas; y "*cúmulo*", nube redondeada). Entre las nubes cumuliformes, están los *cúmulos*, nubes algodonosas de color blanco, y los *cumulonimbos*, nubes tormentosas de gran tamaño, con grandes precipitaciones y aparato eléctrico.

Entre las nubes estratiformes, y en función de la altura a la que se encuentran están los *cirros* (entre 6000 y 12000 m de altitud), que son nubes de hielo, delgadas y transparentes, que permiten el paso de la luz solar. Hay formas características, como los *cirrostratos* (5000 a 11000 m), velo o nubes finas ligeras que producen un halo característico alrededor del sol, y los *cirrocúmulos* (5000 a 10000 m) que son masas globulares apretadas, que se conocen como cielo aborregado. Los *altocúmulos* (2000 a 6000 m) aparecen en pequeños cúmulos de formas geométricas. Los *altoestratos* (2000 a 4500 m) se disponen en una capa que cubre la totalidad del cielo. Los *estratocúmulos* (600 a 2000 m) y los *nimbostratos* (400 a 1800 m) son las nubes bajas, sombrías y cargadas de agua, que precipitan con mayor intensidad. Los *estratos* (0 a 500 metros) son nubes bajas y grises, o nieblas cuando tocan el suelo.

⁵² La inestabilidad es más manifiesta cuanto mayor es la humedad relativa del aire ascendente.

El siguiente paso es el de la precipitación, cuya formación de gotas de lluvia se puede deber a dos procesos: el de colisión y el de Bergeron-Findeisen⁵³. En el proceso de colisión, las gotículas de las nubes chocan entre sí, produciendo su coalescencia y el barrido, con succión y absorción cuando comienzan a caer. En el proceso de Bergeron-Findeisen, que se produce en nubes donde las gotitas microscópicas de agua y los cristales de hielo coexisten de forma natural, de forma tal que el vapor de agua que se evapora de las gotitas líquidas, se deposita sobre los cristales de hielo, de esta forma, los cristales de hielo crecen y colisionan con las gotas de agua, fundiéndose entre ellos (coalescencia), cuyo aumento de tamaño y peso, provoca la precipitación, esto es, las gotas descienden por gravedad.

La precipitación, desde el punto de vista meteorológico, es la caída de partículas de agua a la superficie terrestre, a donde llega con una velocidad apreciable. La precipitación puede ser líquida (lluvia, llovizna o chubasco) o sólida (nieve, granizo, pedrisco, nieve granulada, lluvia helada, etc.).

La lluvia es la forma más común de precipitación, donde las gotas de lluvia tienen un tamaño entre 0,5 y 3 mm de diámetro, con una velocidad de caída moderada, entre 2 y 8 m/s (la suelen generar los altoestratos y los nimbostratos). Se denomina llovizna, cuando el diámetro de las gotas es inferior a 0,5 mm, y la velocidad de caída es pequeña, de 0,1 a 2 m/s, presentándose de forma pulverizada (la suelen generar los estratos). Se designa como aguacero, chubasco o chaparrón, cuando las gotas, de 3 a 6 mm de diámetro, caen con intensidad a una velocidad de 8 a 9 m/s (la generan los cúmulos y los cumulonimbos).

Los parámetros que fijan las características de la precipitación son la intensidad y la frecuencia. La intensidad es el volumen precipitado por unidad de tiempo, siendo una medida de gran significado para poder estimar el posterior comportamiento del agua. La frecuencia, periodo de retorno o intervalo de recurrencia, es un cálculo estadístico del promedio temporal con que un volumen de precipitación puede ocurrir en una localización concreta (Bernabé y Mateu, 1978).

La precipitación se mide como cantidad de agua acumulada referida a un intervalo de tiempo concreto. La unidad utilizada es el mm, equivalente a litros de agua recogidos por metro cuadrado de superficie ($1 \text{ m}^2 * 1 \text{ mm} = 1 \text{ dm}^3 = 1 \text{ litro}$). La unidad básica del periodo, suele ser el día pluviométrico, lluvia caída en un intervalo de 24 horas (en algunos estudios, se considera entre las 7 y las 7 horas solares).

Una de las medidas que mejor sintetizan la potencialidad de la troposfera es el agua precipitable, parámetro que se mide en milímetros del equivalente en agua líquida del vapor existente en toda la columna atmosférica (Armengot, 2002). La cantidad del agua precipitable informa del agua disponible en la atmósfera, y por tanto de su

⁵³ Bergeron (1891-1977) y Findeisen (1909-1945), meteorólogos sueco y alemán.

capacidad de producir precipitación (capacidad que evidentemente queda incrementada al alimentarse el sistema por flujos advectivos); y además, ofrece una idea de la componente latente de su energía, que queda liberada a partir del nivel de condensación cuando se dispara la convección.

Las variables que resultan significativas para la predicción de lluvias intensas en tiempo real son, por un lado, direcciones del flujo (para posicionar el fenómeno) y por otro, el contenido de vapor de agua en la atmósfera, como indicador de las condiciones de saturación de humedad en la troposfera, que permitirá calcular el volumen de acopio de agua que se traducirá en alta precipitación global para situaciones inestables.

5.3. Tipos de precipitación en la Comunidad Valenciana

La Comunidad Valenciana, situada en la zona oriental de la Península Ibérica, y por tanto al resguardo de los vientos de componente oeste, es desde el punto de vista pluviométrico, una región seca. Los valores medios anuales de precipitación oscilan entre los 400 mm y los 600 mm. No obstante, es la región donde las precipitaciones intensas se producen con mayor frecuencia, debido a la conjunción de la influencia del Mar Mediterráneo y del relieve característico de su territorio.

La variabilidad es una de las características principales que definen las precipitaciones en la Comunidad Valenciana, presentándose tanto a nivel interanual, como dentro de los diferentes meses del año (Rivera, 1990). Valencia es la ciudad española (junto con Almería) donde el coeficiente de variación de la precipitación es más elevado. Por ejemplo, en la serie pluviométrica de 140 años de la ciudad de Valencia, los valores extremos de precipitación anual van desde los 1290 l/m² de 1884 a los 182 l/m² de 1978, o de los 300 litros registrados en octubre de 2007, a la ausencia de precipitación en noviembre de 2007.

En cuanto a la distribución temporal, es durante la estación de otoño, el periodo en el que predominan las precipitaciones diarias, con máximos mensuales entre octubre y noviembre. En esta estación, además de producirse las mayores frecuencias en el número de casos de lluvia, se producen los mayores volúmenes de precipitación total que afectan a una mayor área del territorio.

En la zona litoral, es más común que las lluvias se produzcan de forma más focalizada en los meses de septiembre y octubre, presentando una mayor frecuencia de casos exclusivos; mientras que en las zonas del interior, las áreas afectadas son más extensas, siendo más habituales las precipitaciones durante el mes de noviembre.

Es habitual que en la Comunidad Valenciana se produzcan lluvias extraordinarias, es decir, cuando el periodo de retorno en un mismo lugar es de bastantes años. Es común que se produzcan durante el verano (julio y agosto) lluvias de

intensidad extrema de 10 minutos, dejando en poco tiempo valores puntuales mayores a 30 litros por metro cuadrado, preferentemente junto a la costa. En este tipo de lluvias, el elemento clave es el contenido de vapor de agua en el aire (Armengot et al., 1994).

Otro tipo de lluvias extraordinarias, se suceden al final del verano y comienzo del otoño, donde se superan los 120 mm en una hora, preferentemente en sectores prelitorales, con marcada inestabilidad y refuerzo orográfico.

Las precipitaciones más habituales en la Comunidad Valenciana, se producen durante el otoño climatológico (septiembre, octubre y noviembre), cuando se dan condiciones de depresión aislada en niveles altos que posibilitan la formación de sistemas de convención casi estacionarios. Este tipo de lluvias está vinculado a temporales de levante, que en ocasiones extremas llegan a producir valores extraordinarios, sobre todo en el sureste de la provincia de Valencia y el norte de Alicante (La Marina), zonas en las que las génesis de las precipitaciones tienen un origen casi único.

Este tipo de episodios de lluvia está asociado a una perturbación en la troposfera media y alta, seguida de una baja cerrada con un núcleo de aire frío, centrada habitualmente (no siempre) al suroeste de la Comunidad Valenciana. En altura, esta depresión genera bajas presiones en el Mediterráneo occidental, que asociadas a un anticiclón centroeuropeo, fuerzan los flujos de levante, presentes en estos episodios.

En cuanto a la distribución espacial de las precipitaciones, es sobre todo en las zonas montañosas, donde se producen las mayores cantidades de agua precipitada. Se registran datos pluviométricos de cantidades extraordinarias, en el Alto Maestrazgo, situado al noroeste de la provincia de Castellón y en las áreas de la Safor (sureste de Valencia) y de la Marina Alta (noreste de la provincia de Alicante).

Las precipitaciones se producen de forma más moderada, en el interior de la provincia de Castellón, la Sierra de Espadán (sur de la provincia de Castellón), la Sierra Calderona (en el límite de las provincias de Castellón y Valencia), la comarca de los Serranos o el rincón de Ademuz (provincia de Valencia).

Por el contrario, la cantidad de lluvia registrada es menor en los valles de los ríos Mijares, Palancia y Turia, así como al sur de la provincia de Alicante. En la Figura 33, se puede observar la distribución espacial de la precipitación media anual en litros por metro cuadrado (mm) en la Comunidad Valenciana.

En referencia a las precipitaciones intensas, la provincia de Castellón apenas registra lluvias copiosas. En la provincia de Valencia, existen varios sectores sistemáticamente potenciadores de la precipitación intensa. Uno de ellos, se localiza en el entorno del embalse del Buseo (Chera, Valencia), en la cuenca del río Reatillo, afluente del río Turia (al noreste de Requena, Figura 34); se trata de una zona ubicada en un estrechamiento orográfico, favorecedor de convergencias y ascenso del flujo.

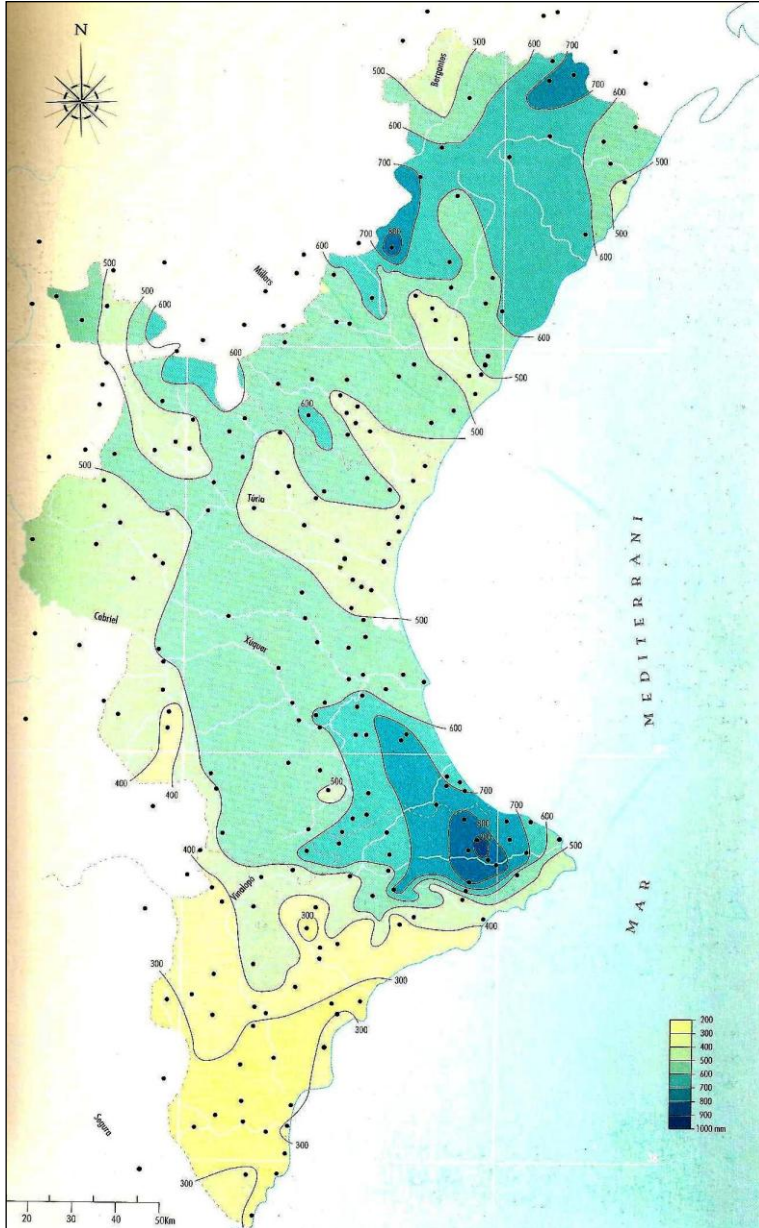


Figura 33. Distribución espacial de la precipitación media anual
(Fuente Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana, 1994)

El macizo del Caroche, en el centro de la provincia de Valencia, actúa como elemento esencial en la cuenca del río Júcar, dado el gran peso que tienen en ese lugar las lluvias intensas. Pero el sector donde el fenómeno de la lluvia intensa tiene un carácter destacado, tanto en frecuencia como en incidencia, abarca el centro-sur de la provincia de Valencia y el norte de la provincia de Alicante, se trata de la región que

forman la Valdigna (con el macizo de Montdúber), La Safor y la Marina Alta, comarcas donde se producen el máximo de frecuencias absolutas totales. En la Figura 34, se representan las zonas con mayores frecuencias absolutas de días de precipitación.

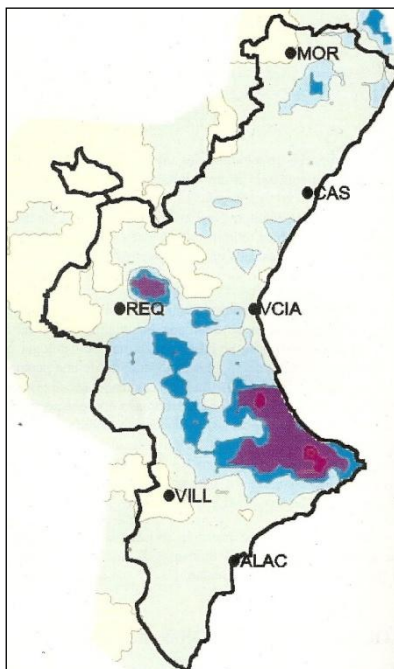


Figura 34. Distribución espacial de lluvias intensas
(Fuente Armengot, 2002)

Las precipitaciones producidas entre las comarcas de la Safor y de la Marina Alta, son las que registran valores pluviométricos anuales más elevados (con una media anual por encima de los 900 mm). Se trata de un área muy expuesta a los temporales de levante, donde se reúne las condiciones ideales para la generación de lluvias intensas: proximidad del mar Mediterráneo, presencia de valles fluviales abiertos a los flujos de levante, y al apoyo de una orografía potenciadora de los movimientos ascensionales de las advenciones marítimas.

Dentro de este sector, en la Marina Alta, se encuentra el municipio, donde se registra con mayor frecuencia absoluta, el número de casos de precipitación intensa: Tormos (Alicante), en la cuenca del río Gerona.

Los valores máximos diarios de precipitación de toda España, en los periodos de retorno analizados (Martín Vide, 1994), se han registrado en Pego (Alicante), lugar donde la frecuencia de lluvias es mayor, con valores de 120 mm en un día cada dos años, 200 mm en 24 horas cada 5 años, 260 mm en 24 horas en 10 años, o 320 mm en 24 horas en un periodo de 30 años.

Son numerosos los casos en los que se han producido precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana, con más de 320 días en 30 años (1971-2000), en los que se han superado los 100 litros por metro cuadrado en 24 horas (Rivera, 2008). En cuanto a episodios en los que se han superado los 200 litros por metro cuadrado en 24 horas, han sido 59 días en 30 años (1971-2000). Para casos con más de 300 litros por metro cuadrado en 24 horas, existen 16 días en ese periodo.

Episodios de lluvias torrenciales (1961-1990)			
Inicio lluvias	Fin lluvias	Precipitación total (l/m²)	Localidad
30/10/1961	02/11/1961	550	Pego (Alicante)
13/10/1962	16/10/1962	445	La Vall d'Uixo (Castellón)
29/10/1965	30/10/1965	340	Alcira (Valencia)
07/09/1967	07/09/1967	336	Vergel (Alicante)
04/10/1969	06/10/1969	342	Serra (Valencia)
05/10/1971	08/10/1971	536	Guadalest (Alicante)
26/11/1972	29/11/1972	548	Rafelcofer (Valencia)
21/03/1973	23/03/1973	444	Tárbena (Alicante)
27/12/1973	29/12/1973	382	Jalón (Alicante)
19/10/1982	21/10/1982	635	Bicorp (Valencia)
31/10/1982	01/11/1982	346	Almudaina (Alicante)
05/11/1983	06/11/1983	412	Alginet (Valencia)
26/09/1985	27/09/1985	328	Nules (Castellón)
27/10/1985	28/10/1985	358	Tárbena (Alicante)
15/11/1985	16/11/1985	475	Pedreguer (Alicante)
29/09/1986	01/10/1986	567	Alcoy (Alicante)
02/11/1987	04/11/1987	883	Gandia (Valencia)
17/03/1989	17/03/1989	325	Tormos (Alicante)
04/09/1989	07/09/1989	623	Rafelcofer (Valencia)
29/11/1989	01/12/1989	386	Chera-E. Buseo (Valencia)

Tabla 8. Episodios de lluvias torrenciales (Comunidad Valenciana)

En un estudio realizado por Rafael Armengot, para un periodo de 15 años (1976-1990), catalogó un total de 130 días de precipitación superior a 100 mm en algún punto de la Comunidad Valenciana. En la Tabla 8, están indicados los lugares y las fechas entre las que se produjeron lluvias torrenciales (con registros superiores a 300 l/m²), así como los litros por metro cuadrado registrados, durante los días en que las precipitaciones tuvieron lugar.

5.3.1. Temporal de levante

El "levante" es un viento de componente este de largo recorrido marítimo, que al soplar en las regiones del mar Mediterráneo, mar cálido gran parte del año y sometido a una fuerte evaporación, hace que el aire se cargue fácilmente de humedad. Durante el otoño, el mar Mediterráneo es tan cálido como en verano, y las perturbaciones atlánticas son más numerosas, lo que hace que el contraste entre el aire templado marítimo y el aire frío en altura sea muy acusado.

El viento de levante, cálido y saturado de humedad, penetra en la costa mediterránea, obligado a realizar un ascenso orográfico para remontar los sistemas montañosos próximos al litoral. Las propias montañas refuerzan y focalizan el viento. En este caso, se produce una interacción entre un frente frío que avanza desde el oeste, y el aire templado y húmedo de las regiones mediterráneas. El contraste térmico entre el aire templado y el aire frío, provoca una fuerte inestabilidad, de forma que el vapor de agua se condensa, generando lluvias muy intensas, normalmente tormentosas.

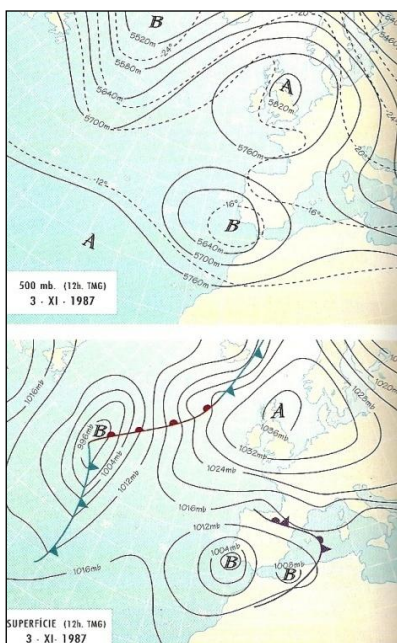


Figura 35. Situación sinóptica causada por un temporal de levante (Fuente Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana, 1994)

El esquema básico de un temporal de levante, con episodios de lluvias intensas, sigue casi siempre las mismas pautas: una onda profunda en la troposfera media se aproxima a la Península Ibérica, normalmente desde el oeste; se estrangula y produce una depresión en niveles altos, que a su vez genera una baja en superficie en el mar de Alborán, mientras se configura un anticiclón en el centro de Europa.

En la Figura 35, se puede observar la situación sinóptica en el nivel de presión de 500 hPa y en superficie de un temporal de levante, como el ocurrido el 3 de noviembre de 1987. En la Figura 36, se puede observar la distribución espacial de las lluvias de este mismo temporal de levante, donde se registraron dos zonas con lluvias superiores a los 700 mm, la cuenca baja del río Júcar y la comarca de la Safor.

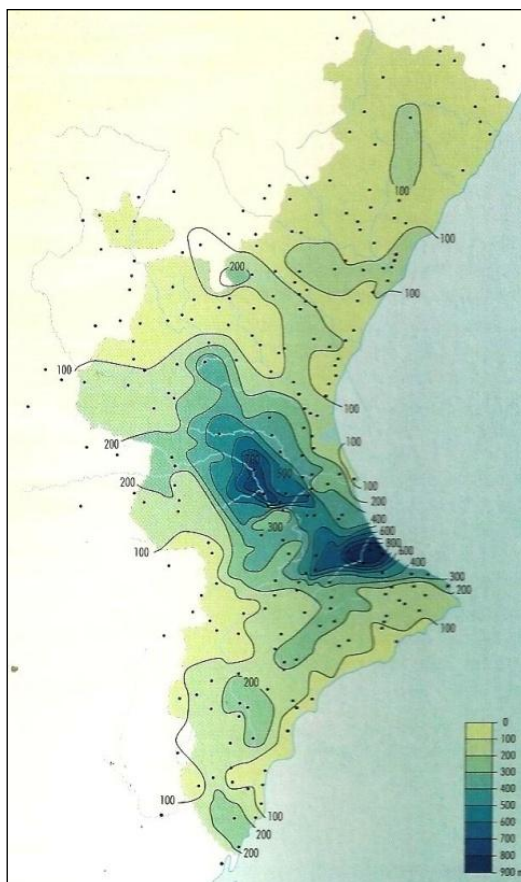


Figura 36. Distribución de las lluvias del 3 de noviembre de 1987
(Fuente: Armengot, 1994)

El mayor aporte pluviométrico de la Comunidad Valenciana está relacionado con los temporales de levante, siendo el otoño la estación más propicia para que estos se sucedan, puesto que se combina una inestabilidad frecuente en los niveles altos, con un aporte continuo de calor y humedad. Además se ha observado como a medida que avanza la estación, los valores máximos de precipitación progresan de la franja litoral en septiembre, a localizaciones más interiores en noviembre (Armengot et al., 1994).

Esta situación pueden generar sistemas convectivos de mesoescala, que ayudados por el relieve, pueden generar precipitaciones próximas a 500 mm en 12 horas (como ejemplo, los episodios del 20 de octubre de 1982 en el macizo del Caroche, donde se registraron 500 mm en Casa del Barón, y 425 mm en Cofrentes; o del 3 de noviembre de 1987 en la comarca de la Safor, con 817 mm recogidos en Oliva, y 520 mm en Sumacarcer). En otras ocasiones el área de afección puede ser de unos pocos kilómetros cuadrados (como el episodio ocurrido el 4 de octubre de 1991 en el municipio de Alginet, Valencia), o extensiones superiores a los 1000 kilómetros cuadrados (como el episodio de octubre de 1982 en toda la cuenca media del río Júcar).

5.3.2. Temporal del oeste

Las lluvias provocadas por las situaciones de advección superficial de componente oeste tienen un papel secundario en la Comunidad Valenciana, debido a su posición geográfica en el margen oriental de la Península Ibérica. Los sistemas frontales, con centros de acción bien definidos, sufren un debilitamiento a medida que atraviesan el territorio y las cadenas montañosas peninsulares.

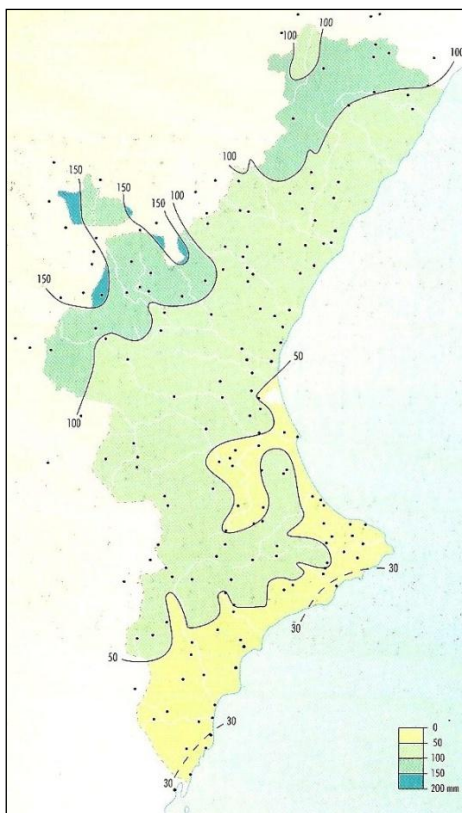


Figura 37. Precipitación media anual (Fuente Peñarrocha, 1994)

La precipitación recibida por este tipo de temporales del oeste es escasa, donde apenas se registran 100 mm anuales en la zona más occidental de la Comunidad Valenciana (Rincón de Ademuz y Los Serranos), menos de 50 mm en un año en zonas del interior de las provincias de Castellón y Valencia, y apenas en la provincia de Alicante. En la Figura 37, se puede apreciar la precipitación media anual en mm, ocasionada por temporales del oeste.

5.3.3. Depresión aislada en niveles altos (DANA/Gota fría)

El término "gota fría", está asociado erradamente a cualquier tipo de lluvia torrencial producida en la Comunidad Valenciana. En España, suele utilizarse el significado meteorológico del término de forma muy genérica para indicar cualquier situación de precipitaciones intensas, independientemente que se dé o no dicho fenómeno meteorológico; craso error, puesto que no siempre una gota fría provoca lluvias torrenciales, ni todas las precipitaciones intensas están inducidas por una gota fría (Rivera, 2008).

En realidad, una "gota fría" es una expresión utilizada para designar una marcada depresión en altura, esto es, un embolsamiento de aire frío en altura, que se ha descolgado de latitudes altas y que circula de forma aislada entre masas de aire más cálido. Hoy en día, este término ha sido sustituido por el de "Depresión Aislada en Niveles Altos" o "DANA", que científicamente engloba mas aspectos, y que se define como *"una depresión cerrada en altura que se ha aislado y separado completamente de la circulación asociada al chorro, y que se mueve independientemente de tal flujo llegando, a veces, a ser estacionaria, o incluso retrógrada"* (Martín León, 2003).

Los procesos que ocasionan depresiones frías en altitud se relacionan con una pérdida de velocidad de la corriente en chorro. La génesis de una DANA o Gota fría (ver Figura 38), tiene su origen en vientos del oeste y chorro polar con índice de circulación zonal elevado (velocidad de 150 km/h), donde las líneas de flujo son rectilíneas (1). Cuando la velocidad disminuye (hasta los 70 km/h), el chorro de aire meandrizza, generando una ondulación de la corriente general del oeste, formando una amplia vaguada (2). Si la velocidad se reduce aún más (por debajo de los 70 km/h), las sinuosidades se acentúan, profundizando la vaguada, y con un progresivo descenso del aire frío de latitudes superiores hacia el sur (3). De esta forma, se estrangula la vaguada y se aísla una gota fría dentro del aire cálido, es decir, una baja desprendida o un embolsamiento de aire frío; por su parte, se reconstruye el chorro hacia el norte (4).

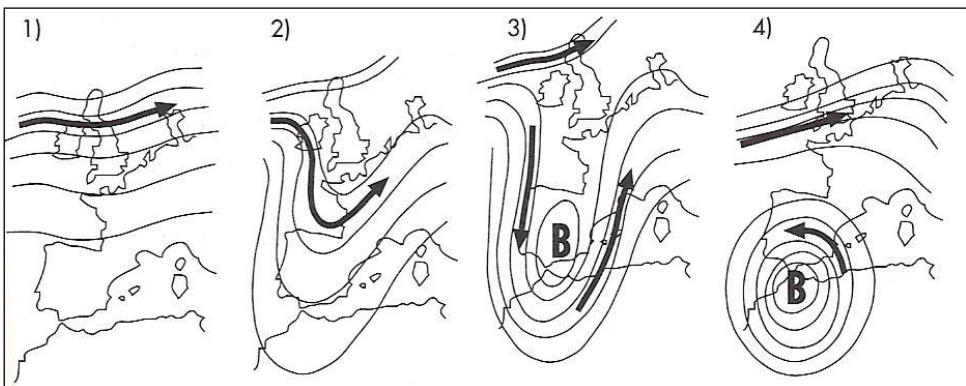


Figura 38. Génesis de una DANA o gota fría (Fuente Llasat, 1991)

Para aclarar que no existe una relación directa entre la aparición de una DANA o gota fría y la existencia de lluvias intensas, indicar que las DANAS se producen habitualmente en primavera y en invierno, no siendo exclusivas del otoño. Sí que es cierto, que en zonas donde la orografía no es un factor determinante para la generación de lluvias intensas, una DANA es normalmente la que provoca las lluvias intensas (por ejemplo, en la ciudad de Valencia, alejada de la influencia montañosa).

Las situaciones de precipitación intensa generadas por una DANA, precisan de la aparición de una advención con largo recorrido marítimo que las alimente. En el caso de la ciudad de Valencia, debe formarse una baja en el norte de África, que canaliza una masa de aire cálido, produciendo el transvase por evaporación de grandes cantidades de humedad y calor latente desde la masa de agua (mar Mediterráneo después del verano). La consecuencia inmediata es un fuerte incremento de la inestabilidad potencial y convectiva de las masas de aire.

La última DANA ocurrida en España se ha producido durante los días 28 y 29 de septiembre de 2012, generando lluvias de gran intensidad en el sur y este de la Península. Los chubascos se intensificaron de sur a norte desplazándose hacia el litoral mediterráneo, dejando a su paso importantes cantidades de agua precipitada en las provincias de Málaga, Granada, Almería y Murcia. En menor medida, pero también importantes, fueron las cantidades recogidas en la Comunidad Valenciana, Cataluña y Baleares. En la Figura 39, se observa la posición de la Depresión Aislada en Niveles Altos el día 29 de septiembre, con la borrasca a nivel de superficie desplazándose desde el sur hacia el centro y este peninsular.

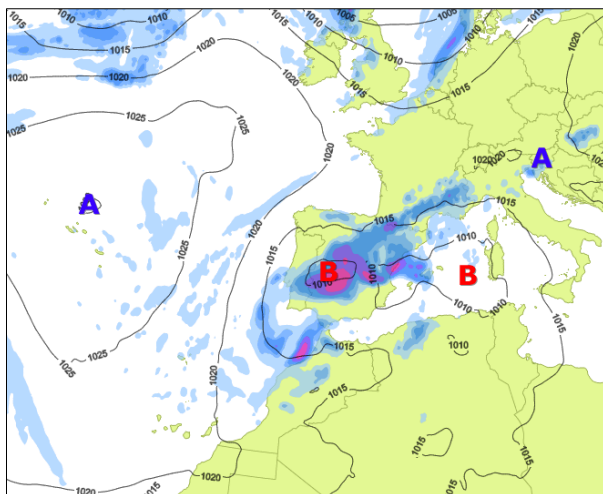


Figura 39. Depresión Aislada en Niveles Altos (Fuente www.eltiempo.es, 2012)

Desde un punto de vista orográfico (Figura 41), la Comunidad Valenciana es una región montañosa en el interior, con una estrecha zona costera en la provincia de Castellón, que se ensancha en forma de cubeta en la provincia de Valencia, cuyo relieve se quiebra al sur por varias cadenas montañosas (sistemas Béticos); esta agrupación de sierras constituye la franja norte de la provincia de Alicante, con una zona llana al sur en el sector del Bajo Segura.



Figura 41. Mapa topográfico de la Comunidad Valenciana (Fuente: ICV)

La provincia de Castellón, está claramente definida por dos áreas, una vertiente occidental montañosa (El Maestrazgo, el macizo de Peñagolosa⁵⁴, y la Sierra de Espadán entre otras) y una franja costera junto al Mar Mediterráneo. Por su parte, en la provincia de Valencia, al norte del territorio se extienden las últimas estribaciones del sistema

⁵⁴ El pico de mayor altitud de la provincia de Castellón es el Peñagolosa, localizado en la Sierra de Montordí, con 1813 metros.

Ibérico, con la sierra de Sabinar y la sierra de Javalambre⁵⁵, que limitan las cuencas de los ríos Palancia y Turia, la sierra de Utiel y la sierra de Martés, entre el río Turia y el río Júcar, encajonado al sur por el macizo del Caroche. La zona montañosa meridional corresponde a los sistemas béticos y está constituida principalmente por la sierra de Enguera y la sierra de Grossa. La provincia de Alicante, está constituida al norte por varias cadenas montañosas que forman parte de los sistemas Béticos (Sierra de Benicadell, Sierra de Mariola, Sierra de Salinas, Sierra de Carrasqueta, Sierra de Aitana⁵⁶, y Sierra de Crevillente, entre otras), y al sur por la llanura aluvial de los ríos Vinalopó y Segura. En general toda la costa levantina es baja y arenosa, a excepción de la zona comprendida entre los cabos de San Antonio y de la Nao.

Los ríos principales, pertenecientes todos a la vertiente mediterránea y que desembocan en su litoral, de norte a sur son, el río Mijares, el río Palancia, el río Turia⁵⁷, el río Júcar, el río Serpis, el río Vinalopó y el río Segura.

Un segundo estudio, se ha llevado a cabo en la ciudad de Valencia (Figura 42), situada en el centro de la Comunidad Valenciana, justo en el centro del golfo de Valencia. La ciudad de Valencia, con una superficie aproximada de 35 km², se encuentra en el centro de la depresión o llanura aluvial formada por las cuencas de los ríos Turia y Júcar, siendo la mayor planicie de toda la cuenca mediterránea española.

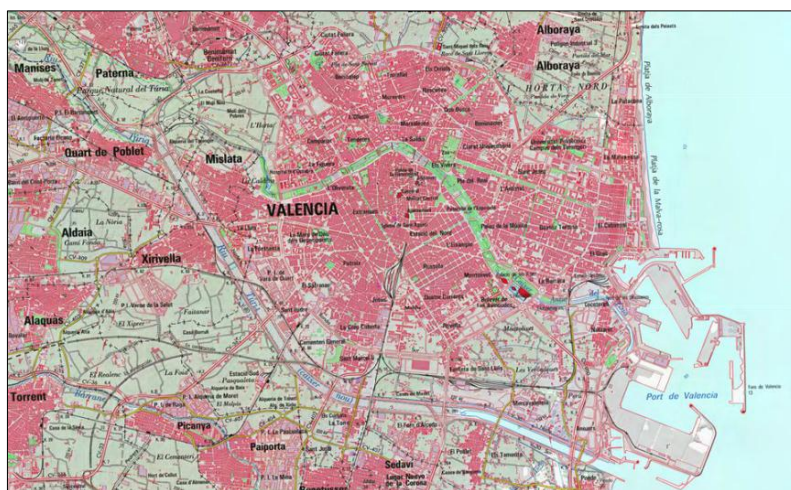


Figura 42. Plano de la ciudad de Valencia

⁵⁵ El punto de mayor altitud de la provincia de Valencia es el pico Calderón, en la Sierra de Javalambre, con 1832 metros.

⁵⁶ El pico de mayor altitud de la provincia de Alicante es el Aitana, en la Sierra de Aitana, con 1558 metros.

⁵⁷ El río Turia también es llamado en su cuenca alta, río Guadalaviar.

6.2. Datos GNSS

Para los experimentos realizados se ha contado con dos tipos de datos de partida: datos de observación de estaciones o equipos receptores GNSS, y datos meteorológicos procedentes de radiosondeos y de estaciones meteorológicas terrestres.

Los datos GNSS utilizados, proceden a su vez de varias fuentes, por un lado se trata de ficheros de observación obtenidos de las estaciones permanentes GNSS del Instituto Geográfico Nacional (IGN), distribuidas por todo el territorio nacional, incluyendo la Península Ibérica, Ceuta, islas Baleares e islas Canarias (red ERGNSS). Por otro lado, se han utilizado datos de los ficheros de observación de las ocho estaciones permanentes de la red ERVA (*Estaciones de Referencia GNSS de Valencia*), red gestionada por el Instituto Cartográfico Valenciano (ICV), y distribuidas por la Comunidad Valenciana. Además, se han utilizado los observables de las tres estaciones de la Autoridad Portuaria de Valencia, ubicadas en los tres puertos de la provincia de Valencia (Puerto de Sagunto, Valencia y Gandía) y los observables de cuatro equipos receptores GNSS distribuidos por la ciudad de Valencia, complementarios para este trabajo de investigación.

De forma más particular, se han utilizado los datos de la estación GNSS de Murcia de la red Meristemun, que además de ser una región de características análogas a la Comunidad Valenciana desde un punto de vista meteorológico, se encuentra próxima a una estación de radiosondeo.

También se han utilizado datos GNSS de estaciones de referencia más alejadas, para poder establecer líneas base entre ellas superiores a 1000 kilómetros, que permitirán mejorar la correlación existente entre estaciones próximas, en el cálculo de los parámetros de posicionamiento vertical de la troposfera (proceso de Gauss-Markov). En este estudio, se han utilizado las estaciones europeas GNSS de Bruselas (BRUS) en Bélgica y la estación GNSS de Cagliari (CAGL) en la isla de Cerdeña (Italia), ambas pertenecientes a las redes de IGS y de EPN (*European Permanent Network*) de EUREF. Además, para disponer de una línea base más larga, se ha utilizado la estación del Observatorio Naval de los Estados Unidos (USNO), localizada en Washington.

En relación al periodo de los estudios y análisis llevados a cabo, ha sido fundamental, la fecha a partir de la cual se ha tenido disponibilidad y accesibilidad a los datos GNSS ofrecidos por las distintas estaciones permanentes de referencia, de reciente instalación en la mayoría de los casos. Las primeras estaciones GNSS en España del Instituto Geográfico Nacional fueron instaladas en 1998, disponiendo de datos continuos desde abril de 1998 en el caso de la estación de Alicante, y desde enero de 1999, en el caso de la estación de A Coruña. Por su parte, los datos de las primeras estaciones GNSS de la red ERVA están disponibles desde el año 2005.

Los datos de las estaciones de la Autoridad Portuaria de Valencia y de las estaciones propias distribuidas por la ciudad de Valencia, se corresponden a las dos

campañas llevadas a cabo durante los meses de octubre, noviembre y diciembre de los años 2010 y 2011, haciéndolas coincidir con el periodo otoñal, estación más propicia para que ocurran lluvias intensas.

En cuanto al tipo de datos, se trata de ficheros en un formato de intercambio estándar de datos GNSS, denominado formato RINEX (*Receiver INdependent Exchange format*), obtenidos a partir de los datos brutos que generan los receptores GNSS. Los ficheros RINEX, desarrollados por el Instituto Astronómico de la Universidad de Berna (Werner Gurtner, 1993), están orientados a almacenar en un formato común las observaciones GNSS, y de esta forma unificar los datos de diferentes fabricantes de receptores. Este formato implica que los datos binarios propios de cada receptor pueden ser transformados en formato ASCII durante el proceso de descarga. Al ser un fichero de intercambio sólo se almacena la información necesaria, sin redundancia de datos, con la posibilidad de agregar nuevas observaciones y fácilmente transportable entre distintos sistemas operativos.

Los ficheros RINEX tiene el siguiente formato: "ccccddf.aa", donde "cccc" es el código de la estación, "ddd", el día del año, "f" el número de sesión, "aa" los dos últimos dígitos del año, y "t", el tipo de fichero, que puede tomar los siguientes valores: "n" de navegación, "o" de observación, "g" de navegación GLONASS o "m" de meteorológico.

Ficheros RINEX (cabecera)	
Nº línea	Contenido
1	Versión del formato RINEX
2	Nombre del programa que ha creado el fichero
3	Comentario de la agencia que ha realizado el fichero
4	Identificador, tipo de receptor y versión
5	Identificador y tipo de antena
6	Comentario
7	Comentario
8	Comentario
9	Código de la estación
10	Número de la estación
11	Coordenadas aproximadas en el sistema WGS84
12	Altura, excentricidad de la antena
13	Comentario
14	Comentario
15	Factor de longitud de onda (0,1,2)
16	Tipo de observables guardados en el fichero
17	Intervalo de observación en segundos
18	Momento de comienzo de la observación del fichero
19	Momento de finalización de la observación del fichero
20	Número de satélites observados
21 a 47º	PRN del satélite observado y nº observaciones
48	Última línea de la cabecera

Tabla 9. Estructura de la cabecera de los ficheros RINEX

El fichero se divide en dos partes diferenciadas: la cabecera, que contiene la información general del fichero, y la sección de datos. En la cabecera aparecen distintas filas numeradas que contienen la información que se presenta en la Tabla 9.

Posteriormente aparecen las filas que contienen la sección de datos, desde la línea 61 y hasta la línea 80 se informa de la descripción del registro para una fácil comprensión del fichero. En la siguiente línea, que ya no aparece numerada, esta la información referente a la época del fichero, un indicador de si todo es correcto o existe algún fallo en la época anterior o actual, el número de satélites y la lista de los PRN de los satélites observados. Y a continuación aparecen las líneas, una por cada satélite observado, con los observables recibidos de cada uno de los satélites en ese instante de tiempo. A partir de aquí se repite la secuencia para cada registro en función del intervalo de tiempo con que se recogen los datos.

Además de ficheros de observación, como el descrito anteriormente, existen ficheros RINEX de datos meteorológicos, ficheros con el mensaje de navegación, y ficheros del mensaje de navegación del sistema GLONASS.

Los ficheros CRINEX son ficheros comprimidos de los anteriores. Existen también los ficheros SINEX (*Solution Independent Exchange Format*), fichero ASCII con líneas de menos de 80 caracteres para facilitar su visualización en pantalla. Se trata de ficheros semanales que se calculan a partir de los datos diarios de un conjunto de estaciones en uno de los centros de análisis local. El formato EF18 contiene las efemérides precisas, con la diferencia respecto a los ficheros SINEX, que es un fichero binario, que ocupa menos memoria y facilita la lectura y acceso con mayor rapidez. Este formato incluye una cuantificación de la precisión para cada satélite y los datos de posicionamiento.

El modo de acceder a los ficheros RINEX publicados por distintos organismos (IGN, ICV, EPN, IGS, etc.) ha sido a través de un protocolo estándar de transferencia de ficheros denominado FTP (*File Transfer Protocol*), que permite transportar grandes cantidades de datos por internet. Esta aplicación, de gran flexibilidad, permite la operatividad entre distintos ordenadores, con distintos sistemas operativos, distintos formatos de ficheros y distintos formatos de información. "FTP" se basa en la filosofía en la que el usuario es un cliente que se conecta a un ordenador remoto o servidor al que solicita servicios (ficheros y programas). El servidor contiene una gran cantidad de información en su disco duro, y el cliente o usuario solicita el envío de determinada información para almacenar en su ordenador local.

El acceso a los datos de las estaciones de la red ERGNSS del IGN a través de internet, se ha realizado a través de la dirección <ftp://ftp.geodesia.ign.es>. Para acceder a los datos de las estaciones de la red ERVA del ICV, se ha utilizado la dirección <ftp://www.icv.gva.es>. En el caso de los datos de la estación de Murcia, los ficheros RINEX se pueden descargar de la dirección <ftp://meristemum.carm.es/GPS/>. A los datos de la estaciones de la Red Europea Permanente (EPN) de EUREF se puede acceder a través de los centros de datos regionales (RDC, *Regional Data Centres*) localizados en el BKG (*Federal Agency for Cartography and Geodesy*) de Alemania y en el OLG (*Austrian*

Academy of Sciences) de Austria, que publican los ficheros RINEX diarios y horarios a través de la dirección <ftp://gnss.oma.be/gnss/data/rinex>. Para la estación de USNO (*United States Naval Observatory*) en Washington (Estados Unidos) se ha utilizado la dirección <ftp://igs.cb.jpl.nasa.gov>.

No todos los organismos mantienen todos los datos de forma permanente, por lo que ha sido indispensable, recopilar y guardar los datos durante varios años de forma personalizada.

6.2.1. ERGNSS: Estaciones Permanentes GNSS del IGN

El área de Geodesia del Instituto Geográfico Nacional (IGN) ha establecido desde 1998 una red de estaciones permanentes GNSS que cubren todo el territorio nacional. La red de estaciones permanentes del IGN denominada ERGNSS se clasifica como clase A dentro de la jerarquía de redes geodésicas (conjunto de puntos integrados en el ITRF con coordenadas y campos de velocidades con $\sigma < 1$ cm), asimismo son puntos fundamentales de la Red Europea EUREF de estaciones permanentes EPN (*European Permanent Network*).



Figura 43. Estaciones ERGNSS del IGN (Fuente IGN, 2012)

Actualmente, son 33 las estaciones que conforman la red (Figura 43), de las cuales 20 están integradas en la red europea de EUREF y 2 en la red mundial del IGS (*International GNSS Service*).

Las dos primeras estaciones se instalaron en 1998, ubicadas en los Mareógrafos de los puertos de **Alicante** (ALAC)⁵⁸ y de **La Coruña** (ACOR). La estación de Alicante, situada en un punto clave para el datum nacional, dispone de registros continuos desde abril de 1998, mientras que la de La Coruña dispone de datos desde enero de 1999. Ambas son integradas en la red EUREF en 1999.

Durante 1999 se instalan tres estaciones GNSS más, ubicadas en el Observatorio Astronómico de **Yebes** (YEBE) en Guadalajara, en el Observatorio Geofísico de **Almería** (ALME) y en la Escuela Técnica Superior de Ingeniería Geodésica, Cartográfica y Topográfica de la Universidad Politécnica de **Valencia** (VALE). Las tres estaciones están integradas en la red EUREF; además la estación YEBE está integrada en la red global IGS.

En el año 2000 se colocan otras tres estaciones GNSS, en la Escuela Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de **Santander** (CANT), en el Observatorio Geofísico de **Málaga** (MALA), y en el Instituto Español de Oceanografía de Palma de **Mallorca** (MALL). Todas ellas, excepto la de Málaga, forman parte de la red de estaciones de EUREF. En 2001, se instalaron las estaciones de la Universidad de Extremadura en **Cáceres** (CACE), también integrada en EUREF, y en el Observatorio Astronómico Roque de los Muchachos en la isla de **La Palma** (LPAL). Esta última está integrada en la red global IGS.

Durante 2002 y 2003 se instalaron estaciones permanentes GNSS en el Observatorio Sismológico de **Sonseca** (SONS) en Toledo, en el Observatorio Geofísico de **Logroño** de La Rioja (RIOJ), en la Autoridad Portuaria de Ceuta, actualmente en el helipuerto de **Ceuta** (CEUT), en el Instituto Español de Oceanografía de **Vigo** (VIGO), y en el Campus de **Albacete** (ALBA) de la Universidad de Castilla La Mancha.

Posteriormente se han ido incorporando las estaciones de la Universidad de **Huelva** (HUEL), de la Universidad de **Córdoba** (COBA), en el aeropuerto de Maticán en **Salamanca** (SALA), en los centros de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) de **Zaragoza** (ZARA) y del aeropuerto de **León** (LEON). Actualmente en la isla de **Tenerife**, existen 7 estaciones en varias ubicaciones (TN01, TN02, TN03, TN04, TN05, TN06, TN07), además de la estación del Observatorio Meteorológico de **Izaña** (IZAN). A estas estaciones, hay que añadir la estación que el IGN tiene en su sede en **Madrid** con un receptor en el punto Iberia IE09 (IGNE).

Los últimos receptores puestos en marcha han sido los del Ayuntamiento de **Aranda de Duero** (ARDU) en Burgos, el del aeródromo de Santa Cilia de **Jaca** (JACA) en Huesca, el de la Escuela Politécnica de **Lugo** (LUGO) de la Universidad de Santiago de Compostela, el del mareógrafo de **Tarifa** (TARI) en Cádiz, el de AEMET en **Teruel** (TERU), y el del ayuntamiento de **Zafra** (ZFRA) en Badajoz.

⁵⁸ Entre paréntesis, el identificador (ID) de la estación.

En este estudio, se han utilizado los ficheros RINEX diarios de las estaciones de **Alicante** (ALAC), **Valencia** (VALE), **Mallorca** (MALL) y **Zaragoza** (ZARA); las tres primeras son estaciones permanentes que disponen de la mayor serie temporal de la red ERGNSS (Tabla 10), utilizando por tanto, series de datos de 12 años (Alicante), de 11 años (Valencia y Mallorca), y de 6 años (Zaragoza). Las estaciones de Alicante y Valencia se han utilizado por estar directamente integradas en la zona de estudio, y la estación de Mallorca y Zaragoza, se han utilizado porque además de estar próximas a la zona de estudio, son las más cercanas a estaciones de radiosondeo, que permitirán validar la metodología GNSS en la zona estudiada.

Estaciones Permanentes GNSS del IGN (ERGNSS)			
Estación	ID	Coordenadas geodésicas (ETRS89)	Coordenadas UTM (ETRS89)
Alicante	ALAC	$\varphi = 38^{\circ} 20' 20''$, 10357 N $\lambda = 0^{\circ} 28' 52''$, 43704 W h = 60,356 m	x = 720135,941 y = 4246422,301 Huso 30
Mallorca	MALL	$\varphi = 39^{\circ} 33' 09''$, 44525 N $\lambda = 2^{\circ} 37' 28''$, 38314 E h = 62,063 m	x = 467743,566 y = 4378172,043 Huso 31
Valencia	VALE	$\varphi = 39^{\circ} 28' 50''$, 97045 N $\lambda = 0^{\circ} 20' 15''$, 54340 W h = 77,592 m	x = 728984,982 y = 4373520,439 Huso 30
Zaragoza	ZARA	$\varphi = 41^{\circ} 38' 00''$, 22199 N $\lambda = 0^{\circ} 52' 55''$, 79257 W h = 296,112 m	x = 676401,994 y = 4611240,268 Huso 30

Tabla 10. Coordenadas de la estaciones GNSS utilizadas del IGN

6.2.2. ERVA: Estaciones de Referencia GNSS del ICV

El área de Geodesia del Instituto Cartográfico Valenciano (ICV) ha desarrollado la red ERVA, constituida por 8 estaciones distribuidas por las tres provincias de la Comunidad Valenciana. Se trata de las estaciones de **Morella** (MORE)⁵⁹ y **Burriana** (BORR) en Castellón, de las estaciones de **Valencia** (VCIA), **Utiel** (UTIE) y **Ayora** (AYO) en Valencia, y de las estaciones de **Dénia** (DENI), **Alcoy** (ALCO) y **Torrevieja** (TORR) en Alicante (Figura 44).

Los datos disponibles de las observaciones GNSS realizadas desde estas estaciones, son relativamente recientes. Se dispone de datos continuos desde el año 2005 de las estaciones de Alcoy (enero), Utiel (abril), Burriana (julio), Morella (septiembre) y Torrevieja (septiembre). Los datos de las estaciones de Valencia y Dénia están disponibles desde julio de 2006, y los de la estación de Ayora, desde mayo de 2007. En este estudio, se han utilizado todas ellas (Tabla 11), y toda la serie temporal disponible de cada una de ellas.

⁵⁹ La estación de Morella (MORE), situada en el edificio del ayuntamiento de ese municipio, ha sido sustituida y trasladada a una ubicación próxima en el año 2012, situada en otro edificio cercano al río Bergantes, denominándose a esta nueva estación: BERG.



Figura 44. Estaciones ERVA del ICV (Fuente: ICV)

Estaciones Permanentes GNSS del ICV (ERVA)			
Estación	ID	Coordenadas geodésicas (ETRS89)	Coordenadas UTM (ETRS89)
Alcoy	ALCO	$\varphi = 38^{\circ} 41' 52'', 7444$ N $\lambda = 0^{\circ} 28' 24'', 7693$ W h = 640,091 m	x = 719712,66 y = 4286292,18 Huso 30
Ayora	AYOR	$\varphi = 39^{\circ} 03' 40'', 8113$ N $\lambda = 1^{\circ} 12' 30'', 9179$ W h = 661,819 m	x = 667917,69 y = 4325373,69 Huso 30
Burriana	BORR	$\varphi = 39^{\circ} 54' 18'', 6373$ N $\lambda = 0^{\circ} 04' 59'', 5685$ W h = 72,901 m	x = 749339,34 y = 4421306,30 Huso 30
Dénia	DENI	$\varphi = 38^{\circ} 50' 05'', 1992$ N $\lambda = 0^{\circ} 06' 13'', 1815$ E h = 69,670 m	x = 248595,64 y = 4302428,48 Huso 31
Morella	MORE	$\varphi = 40^{\circ} 37' 04'', 6031$ N $\lambda = 0^{\circ} 06' 05'', 6206$ W h = 1037,546 m	x = 745181,39 y = 4500385,92 Huso 30
Torrevieja	TORR	$\varphi = 37^{\circ} 58' 31'', 1290$ N $\lambda = 0^{\circ} 40' 51'', 1905$ W h = 57,109 m	x = 703693,86 y = 4205613,39 Huso 30
Utiel	UTIE	$\varphi = 39^{\circ} 34' 07'', 2430$ N $\lambda = 1^{\circ} 12' 30'', 9179$ W h = 799,697 m	x = 653876,90 y = 4381419,17 Huso 30
Valencia	VCIA	$\varphi = 39^{\circ} 26' 08'', 5455$ N $\lambda = 0^{\circ} 20' 38'', 0576$ W h = 62,951 m	x = 728594,67 y = 4368496,32 Huso 30

Tabla 11. Coordenadas de las estaciones ERVA del ICV

6.2.3. Estaciones GNSS locales

Para los estudios y análisis llevados a cabo en la ciudad de Valencia, además de las estaciones existentes de la red ERGNSS del IGN (**VALE**) y de la red ERVA del ICV (**VCIA**), se ha utilizado la estación ubicada en el puerto marítimo de Valencia (**APVV**), propiedad de la Autoridad Portuaria de Valencia. Esta red se ha completado con la instalación temporal de 4 receptores GNSS (del Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría de la Universidad Politécnica de Valencia) por distintas localizaciones del entorno urbano.

Estos receptores estacionados de forma temporal, se instalaron en las azoteas de cuatro edificios: una de ellos en el centro de la ciudad, en las oficinas que la Dirección General de Catastro (**CATA**) tiene en la Calle Roger de Lauria; otra al oeste de la ciudad, en el edificio de la Delegación del Gobierno (**IGNV**) de la calle Joaquín Ballester; y las otras dos en edificios de viviendas particulares, situados al norte de la ciudad, en Almàssera (**PASC**), y al este (**ENRI**) de la ciudad de Valencia. Las estaciones de la Autoridad Portuaria de Valencia (APVV) y de la red ERVA (VCIA) cubren la zona sureste de la ciudad (Figura 45). La red local de la ciudad de Valencia queda conformada por siete estaciones GNSS en la zona urbana, que cubren en la medida de lo posible el territorio de la ciudad (unos 35 km²). El cálculo y ajuste de las coordenadas de dichas estaciones se ha realizado con el software Trimble Total Control (Tabla 12).



Figura 45. Localización de los receptores GNSS en la ciudad Valencia

Asimismo, se utilizan las otras dos estaciones de la Autoridad Portuaria de Valencia, situadas en el puerto de Sagunto (**APVS**) y en el puerto de Gandía (**APVG**), al norte y sur respectivamente del litoral de la provincia de Valencia (Figura 46).

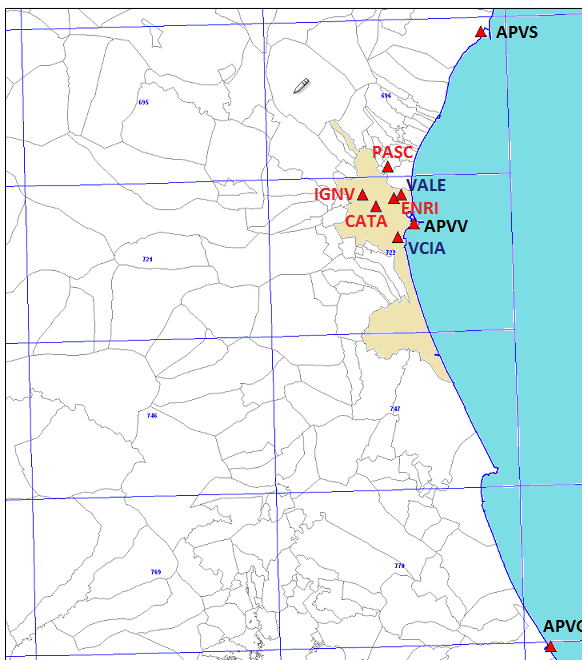


Figura 46. Localización de los receptores GNSS de la red local

Estaciones temporales GNSS locales (Valencia)			
Estación	ID	Coordenadas geodésicas (ETRS89)	Coordenadas UTM (ETRS89)
A.P. Gandía	APVG	$\varphi = 38^{\circ} 59' 43'', 8796$ N $\lambda = 0^{\circ} 09' 06'', 2537$ W h = 55,919 m	x = 746672,977 y = 4320139,585 Huso 30
A.P. Puerto de Sagunto	APVS	$\varphi = 39^{\circ} 39' 06'', 1245$ N $\lambda = 0^{\circ} 13' 18'', 0651$ W h = 64,521 m	x = 738374,212 y = 4392790,212 Huso 30
A.P. Valencia	APVV	$\varphi = 39^{\circ} 26' 56'', 5947$ N $\lambda = 0^{\circ} 19' 17'', 3765$ W h = 110,979 m	x = 730479,727 y = 4370034,944 Huso 30
Catastro (3662)	CATA	$\varphi = 39^{\circ} 28' 08'', 3855$ N $\lambda = 0^{\circ} 22' 23'', 1703$ W h = 83,979 m	x = 725973,696 y = 4372117,807 Huso 30
Enrique (0769)	ENRI	$\varphi = 39^{\circ} 28' 39'', 5637$ N $\lambda = 0^{\circ} 20' 52'', 2360$ W h = 76,726 m	x = 728118,586 y = 4373142,850 Huso 30
IGN Valencia (0155)	IGNV	$\varphi = 39^{\circ} 28' 54'', 8148$ N $\lambda = 0^{\circ} 23' 28'', 0648$ W h = 106,303 m	x = 724381,344 y = 4373504,333 Huso 30
Pascual (4789)	PASC	$\varphi = 39^{\circ} 30' 40'', 3133$ N $\lambda = 0^{\circ} 21' 19'', 2768$ W h = 77,669 m	x = 727363,050 y = 4376847,071 Huso 30

Tabla 12. Coordenadas de las estaciones locales GNSS (Valencia)



Figura 47. Antenas GNSS de la red local

6.2.4. Otras estaciones GNSS

Además de las estaciones citadas en los apartados anteriores, se han utilizado la estación permanente GNSS de MURC (Murcia), y las estaciones mundiales de BRUS (Bruselas), CAGL (Cagliari) y USNO (*United States Naval Observatory*).

La estación de referencia de **Murcia** (MURC), que ofrece datos continuos desde agosto de 2006, pertenece a la red Meristemum de la Región de Murcia, red que en la actualidad se compone de varias estaciones (Murcia, Jumilla, Caravaca de la Cruz, Cartagena, Lorca, Sierra de Espuña, Salinas y Cabo de Palos). En este estudio se ha trabajado con todo el periodo disponible (2006-2011) para validar la metodología GNSS con los datos del radiosondeo de Murcia, próximo a la Comunidad Valenciana.

Para poder establecer líneas base largas en los procesos de cálculo, que permitirán mejorar la correlación existente entre estaciones próximas, se han utilizado las estaciones europeas de **Bruselas** (BRUS), localizada en Uccle, en el *Royal Observatory of Belgium (ROB)* y de **Cagliari** (CAGL), localizada en la isla de Cerdeña, de la *Agenzia Spaziale Italiana (ASI)*, ambas incluidas en la red IGS y en la red EPN de EUREF. Además, se ha utilizado una referencia más alejada, con la estación permanente del **Observatorio Naval de los Estados Unidos** (USNO, *United States Naval Observatory*), situada en Washington.

Estaciones GNSS			
Estación	ID	Coordenadas geodésicas	Coordenadas UTM
Murcia (España)	MURC	$\varphi = 37^{\circ} 59' 31'', 7854$ N $\lambda = 1^{\circ} 07' 28'', 8684$ W h = 125,154 m	x = 664672,302 y = 4206604,636 Huso 30
Bruselas (Bélgica)	BRUS	$\varphi = 50^{\circ} 47' 52,08''$ N $\lambda = 4^{\circ} 21' 33,12''$ E h = 76,73 m	x = 595786,659 y = 5628220,376 Huso 31
Cagliari (Italia)	CAGL	$\varphi = 39^{\circ} 08' 09,24''$ N $\lambda = 8^{\circ} 58' 22.08''$ E h = 238,00 m	x = 497649,216 y = 4331858,081 Huso 32
Washington (USA)	USNO	$\varphi = 38^{\circ} 55' 08,26''$ N $\lambda = 77^{\circ} 03' 58,41''$ W h = 48,90 m	x = 320861,718 y = 4309885,899 Huso 18

Tabla 13. Coordenadas de las otras estaciones GNSS utilizadas

6.3. Datos meteorológicos

En cuanto a los datos meteorológicos, se dispone de observaciones medidas en altura, es decir, datos medidos con radiosondeos a lo largo de la columna atmosférica, y que han servido para comparar y validar la metodología utilizada en este trabajo; y de datos meteorológicos medios en superficie, obtenidos en distintos observatorios de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)⁶⁰. Las variables meteorológicas utilizadas en este estudio, han sido la temperatura, la presión, la precipitación, la humedad atmosférica y la velocidad y dirección del viento.

La **temperatura del aire**, es la magnitud que caracteriza el estado calorífico del aire atmosférico. La temperatura máxima es la mayor temperatura registrada en un día, suele producirse entre las 16 y 17 horas; el sol luce con mayor intensidad, entre las 13 y 14 horas, pero los máximos de temperatura se producen 2 o 3 horas más tarde, debido a la inercia de la superficie terrestre y las capas bajas de la atmosfera, que requieren ese tiempo para calentarse. En cuanto a la temperatura mínima, la menor registrada en un día, se produce entre las 6 y las 8 horas, puesto que el enfriamiento se prolonga a lo largo de toda la noche, incluso hasta después de la salida del sol.

El instrumento para la medida de temperatura es el termómetro. Las escalas de temperatura más comúnmente utilizadas son grados centígrados o Celsius (°C) y Fahrenheit (°F); en ambas, se escogieron como referencia, los puntos de fusión del hielo puro (0°C y 32°F) y el punto de ebullición del agua pura a nivel del mar (100°C y 212°F). En el ámbito científico también se utiliza la escala absoluta de los grados kelvin, donde el 0°K es el punto de temperatura mínima posible. En este estudio, la temperatura se ofrece en décimas de grado centígrado.

La **presión atmosférica** es el peso de una columna de aire por unidad de superficie, sobre su base en el suelo y considerada hasta el límite superior de la atmosfera. El peso de la atmósfera es de algo más de 1 kg por cada cm² de sección (unas 10 toneladas por m²).

La presión se puede medir con barómetros (de mercurio, aneroides, digitales,...). En el pasado se graduaban en milímetros de mercurio (mm de Hg) correspondientes a la altura directa de la columna de mercurio. Más tarde, se introdujo el milibar (mbar), y hoy

⁶⁰ AEMET (Agencia Estatal de METeorología) se creó en el año 2006, sustituyendo al INM (Instituto Nacional de Meteorología) con una trayectoria de más de 140 años. La AEMET cuenta con 90 observatorios, 260 estaciones automáticas de observación, 8 estaciones de radiosondeo, 15 radares meteorológicos, 20 equipos de detección de rayos y una red de 4.500 estaciones pluviométricas y termopluviométricas. También recibe y procesa los datos de los satélites geoestacionarios METEOSAT y GOES-este, y de los polares TIROS-NOAA y METOP.

en día, la unidad de medida oficial que utiliza el sistema internacional, es el pascal, del cual deriva el hectopascal (hPa), que equivale exactamente al milibar (1 mbar = 1 hPa).

En este estudio, la presión se mide en décimas de hectopascal, y se ofrece su valor reducido al nivel del mar. La presión atmosférica en el nivel del mar es de 1013,2 hPa (o 1013,2 mbar), alrededor de 1 kg/cm².

La **precipitación** se mide como cantidad de agua acumulada referida a un intervalo de tiempo concreto. La unidad utilizada es el mm, equivalente a litros/m² (1 m² * 1 mm = 1 dm³ = 1 litro). Para ello, se mide la altura en milímetros alcanzada por el agua en un recipiente, que equivale al número de litros de agua recogidos por metro cuadrado de superficie, esto es así, porque un cierto número de litros de agua vertidos en un metro cuadrado de superficie alcanza el mismo número de milímetros de altura (altura = volumen / superficie). En el caso de la nieve, se considera que 10 mm de nieve es igual a 1 mm de agua.

La precipitación se mide con pluviómetros, recipientes o probetas graduadas que recogen el agua. En este estudio, la precipitación se mide en décimas de milímetros.

La **humedad atmosférica**, indica la concentración de vapor de agua en el aire, es decir, la cantidad de vapor de agua por unidad de volumen de aire. La capacidad de absorción de vapor de agua por una masa de aire depende principalmente de la temperatura. Cuanto más caliente está una masa de aire, mayor cantidad de vapor de agua puede contener.

La concentración del vapor de agua del aire se puede expresar mediante distintos parámetros o índices: humedad absoluta, humedad específica, proporción o razón de mezcla, presión parcial del vapor de agua, punto de rocío y humedad relativa.

La **humedad absoluta** es la densidad de vapor de agua en el aire, esto es, la masa de vapor de agua contenida en una unidad de volumen de aire. Se suele expresar en gr/m³ (un valor medio es de 10-12 gr/m³, un valor alto puede llegar a 40 gr/m³).

La *humedad específica* es la masa de vapor de agua contenida en un kilogramo de aire húmedo (incluyendo el vapor de agua), expresada en gr/kg.

La *proporción o razón de mezcla* es la masa de vapor de agua por kilogramo de aire seco, expresada en gr/kg.

La *presión parcial del vapor de agua* (e_p) es la parte de la presión atmosférica total ejercida por el vapor de agua contenido en la atmosfera. Se expresa en unidades de presión: mm de Hg, mbar, hPa. Cuando el aire está saturado de vapor de agua, este índice se denomina presión de saturación del vapor de agua (e_{ps}). La tensión de saturación, es la presión parcial máxima que puede alcanzar el vapor de agua en el aire.

El *punto de rocío* es la temperatura a la cual la presión real de vapor de agua es igual a la presión de saturación, esto es, la temperatura a la que ha de enfriarse un

volumen determinado de aire (a una presión atmosférica constante) para que el mismo vapor de agua que contiene lo sature.

La forma más común de expresar la humedad atmosférica, es la **humedad relativa**, que es el cociente, expresado en porcentaje, de la presión parcial del vapor de agua y la presión de saturación del vapor de agua, para la misma temperatura y presión atmosférica [$H = (e_p/e_{ps}) * 100$]. Expresa la relación entre la cantidad de vapor de agua existente, y la que podría existir hasta llegar al punto de saturación.

La humedad relativa es muy sensible a las variaciones de temperatura, y tiene un gran interés porque indica la proximidad a la saturación (con un 0% de humedad, no hay vapor de agua; con un 100% de humedad, la cantidad de vapor de agua que contiene el aire es máxima, el aire está saturado). También indica el poder evaporante del aire.

La humedad relativa se mide con higrómetros, psicrómetros y sensores electrónicos. El tipo de higrómetro más común es el de absorción, o de cabellos, cuyo fundamento se basa en la propiedad que tienen algunas sustancias para absorber el vapor de agua del aire, hinchándose o alargándose (higroscopía), como la sal o el cabello humano. Otro tipo de higrómetros son de condensación, que miden el punto de rocío. Los psicrómetros miden la humedad relativa, la presión parcial del vapor de agua y el punto de rocío, a partir de dos termómetros, uno seco que mide la temperatura del aire, y otro húmedo que mide la temperatura tras una pérdida de calor latente por un elemento (muselina) humedecido.

La humedad absoluta aumenta con la temperatura, puesto que al aumentar ésta se favorece la evaporación, y el aire aumenta en vapor de agua. Por su parte, la humedad relativa disminuye con un aumento de la temperatura, debido a que al aumentar la temperatura, aumenta la presión de saturación (e_{ps}).

El **viento**, que es aire en movimiento paralelo al suelo, se origina por las variaciones horizontales de la presión atmosférica, con el fin de restablecer el equilibrio bórico. Las variaciones de la presión se deben, entre otras causas, al desigual calentamiento de las distintas partes de la superficie terrestre, apareciendo columnas de aire cálidas (más ligeras, que ejercen menor presión sobre la superficie) y columnas de aire frías (más pesadas, que ejercen mayor presión). También los mecanismos dinámicos atmosféricos, ascensos por convergencia y descensos por divergencia del aire, producen importantes variaciones horizontales de presión.

El viento es el encargado de transportar el aire, y consecuentemente el vapor de agua. Los parámetros que lo determinan son su dirección y su velocidad.

La **dirección del viento** viene definida por el acimut del punto del horizonte desde donde procede, esto es, el ángulo que forma la dirección del viento respecto al norte geográfico medido en grados y en sentido horario. Así por ejemplo, un viento que tiene dirección noroeste, viene de esa dirección, dirigiéndose pues, hacia la dirección sureste. La dirección del viento la determina la veleta.

La **velocidad** o fuerza **del viento** sería la relación entre el espacio que recorrería el viento y el tiempo empleado en recorrerlo. La velocidad del viento se mide con el anemómetro y se expresa en kilómetros/hora.

Para los análisis concretos de este estudio, se han utilizado los datos de los observatorios meteorológicos más próximos a las estaciones GNSS disponibles. En el caso de la red nacional ERGNSS, se han utilizado los datos de estaciones meteorológicas de primer orden próximas a las estaciones GNSS, para el periodo 2000-2011.

Para los análisis llevados a cabo con los datos de la Comunidad Valenciana, observaciones de la red ERVA, se han recopilado los datos de estaciones meteorológicas próximas a dichas estaciones para el periodo 2005-2011. Y para el caso de la ciudad de Valencia, se ha trabajado con los datos meteorológicos de los otoños de 2010 y 2011 de las tres estaciones que hay en la ciudad (Aeropuerto, Viveros y UPV).

6.3.1. Datos de radiosondeos

Los radiosondeos son observaciones en altura que miden la presión, la temperatura y la humedad relativa en todos los niveles comprendidos entre la superficie terrestre y los primeros 30 km de la atmosfera (se trata de una altitud aproximada) completando las medidas en superficie. Las medidas realizadas con radiosonda están sincronizadas a nivel mundial, de manera que suelen realizarse dos lanzamientos al día: a las 0 horas y a las 12 horas GMT (se denominan 00Z y 12Z). En algunas estaciones, se realizan hasta cuatro lanzamientos diarios (0 h, 6 h, 12 h y 18 h).

La red de radiosondeo española está formada por varias estaciones terrestres, localizadas en A Coruña, Santander, Zaragoza, Lérida, Barcelona, Madrid, Mallorca, Murcia, Gibraltar y Santa Cruz de Tenerife; todas ellas gestionadas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), excepto las estación de Gibraltar, que pertenece al MetOffice inglés, y la de Barcelona, que la gestiona el Servicio Meteorológico de Cataluña. Además, AEMET dispone de una estación móvil situada a bordo del barco "Esperanza del Mar".

En todas las estaciones españolas se utiliza el modelo de radiosonda RS92SGP de la marca *Vaisala*; las horas de lanzamiento habituales son a las 0 horas y a las 12 horas, y la frecuencia de emisión es 403.000 MHz en la mayoría de ellas, excepto en La Coruña (402.800 MHz), en Santander (402.700 MHz) y Gibraltar (403.010 MHz). El promedio de la altitud mínima de ruptura del globo, va desde los casi 30 km de las radiosondas de Gibraltar, Madrid y Mallorca, hasta los 17 km de la radiosonda de Zaragoza (Tabla 14).

El acceso a los datos de radiosondeos a escala mundial, existen unos 900 en todo el mundo, se puede realizar a través de la página web del *Department of Atmospheric Science* (Departamento de Ciencia Atmosférica) de la Universidad de Wyoming, cuya dirección es: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. En esta base de datos están recogidas las mediciones realizadas desde las estaciones españolas de Coruña, Santander, Zaragoza, Barcelona, Madrid, Mallorca, Murcia y Gibraltar, y que

se muestran en la Figura 48, donde se puede apreciar que la mayoría de ellas están distribuidas por el litoral de la Península Ibérica, excepto la de Madrid (Barajas) y la de Zaragoza, situadas en el interior.

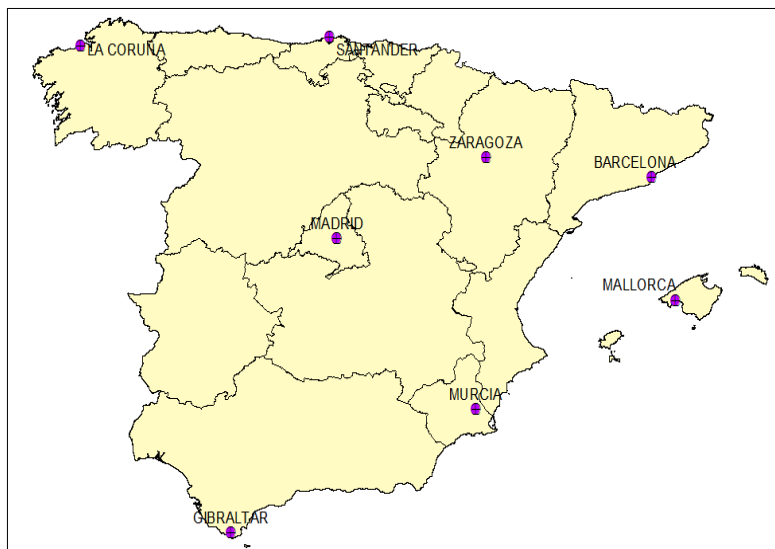


Figura 48. Localización de las estaciones de radiosondeo

Estaciones de radiosondeo				
Estación (código)	Numero estación	Coordenadas geográficas	Coordenadas UTM (aprox.)	Altitud de ruptura
Coruña	08001	$\phi = 43^{\circ} 36' N$ $\lambda = 8^{\circ} 41' W$ H = 67 m	x = 525560 y = 4827584 Huso 29	22 km
Santander	08023	$\phi = 43^{\circ} 48' N$ $\lambda = 3^{\circ} 50' W$ H = 59 m	x = 392737 y = 4850612 Huso 30	24 km
Zaragoza (LEZG)	08160	$\phi = 41^{\circ} 39'$ $\lambda = 1^{\circ} 01' W$ H = 258 m	x = 665163 y = 4612898 Huso 30	17 km
Barcelona	08190	$\phi = 41^{\circ} 52'$ $\lambda = 2^{\circ} 20' E$ H = 98 m	x = 444814 y = 4653775 Huso 31	25 km
Madrid – Barajas (LEMD)	08221	$\phi = 40^{\circ} 50'$ $\lambda = 3^{\circ} 58' W$ H = 633 m	x = 418493 y = 4520783 Huso 30	29 km
Mallorca – Son Bonet	08302	$\phi = 39^{\circ} 33'$ $\lambda = 2^{\circ} 37' E$ H = 62 m	x = 514227 y = 4427846 Huso 31	28 km
Murcia	08430	$\phi = 38^{\circ} 00'$ $\lambda = 1^{\circ} 17' W$ H = 62 m	x = 650731 y = 4207275 Huso 30	23 km
Gibraltar (LXGB)	08495	$\phi = 36^{\circ} 15'$ $\lambda = 5^{\circ} 35' W$ H = 4 m	x = 267873 y = 4014838 Huso 30	30 km

Tabla 14. Coordenadas aproximadas de las estaciones de radiosondeo en España

En los estudios llevados a cabo se han utilizado los datos de los radiosondeos de la estación de **Mallorca** para un periodo de 11 años comprendido entre los años 2001 y 2011, y de las estaciones de **Zaragoza**⁶¹ y de **Murcia** para el periodo 2006-2011 (6 años). Si se realizan dos lanzamientos de radiosonda diarios, se tienen un total de 730 datos de vapor de agua al año para cada estación de radiosondeo.

En las siguientes imágenes, se georeferencia el radiosondeo y la localización de los puntos de impacto de algunas estaciones de radiosondas españolas. En la Figura 49, están representadas las estaciones de radiosondeo del norte de España; en la Figura 50, están representadas las tres estaciones de radiosondeo más próximas a la Comunidad Valenciana, y utilizadas en este trabajo de investigación: Zaragoza, Murcia y Mallorca. Dada la dirección predominante de los vientos en la Península Ibérica, las radiosondas caen habitualmente al este de la estación de radiosondeo. Los círculos concéntricos representan la distancia desde cada estación: 50, 100 y 150 km.



Figura 49. Estaciones de radiosondeo de Coruña, Santander y Barcelona

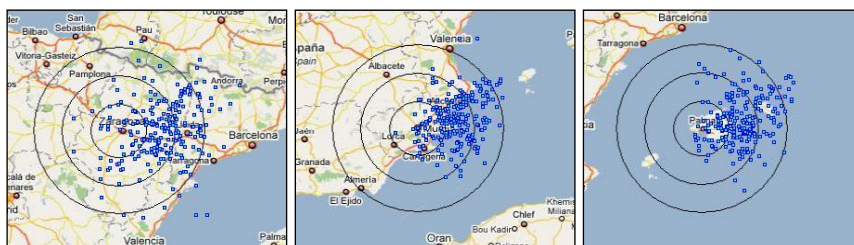


Figura 50. Estaciones de radiosondeo de Zaragoza, Murcia y Mallorca

6.3.2. Datos de estaciones meteorológicas

Los datos meteorológicos proporcionados por AEMET, consisten básicamente en datos horarios de presión, presión reducida al nivel del mar, precipitación, temperatura y velocidad y dirección del viento, para una determinada serie temporal de las estaciones meteorológicas próximas a las estaciones permanentes GNSS.

⁶¹ La estación de radiosondeo de Zaragoza presenta una interrupción de datos durante el año 2005.

En cuanto a los datos de precipitación, se dispone de la siguiente información para cada una de los observatorios o estaciones meteorológicas (Tabla 15):

Datos de precipitación	
Código	Información
P24	Precipitación total diaria de 00 a 24 horas
PHT07	Precipitación acumulada de 00 a 07 h
PHT13	Precipitación acumulada de 07 a 13 h
PHT18	Precipitación acumulada de 13 a 18 h
PHT24	Precipitación acumulada de 18 a 24 h
PMAX10	Cantidad máxima de precipitación en 10'
PMAX20	Cantidad máxima de precipitación en 20'
PMAX30	Cantidad máxima de precipitación en 30'
PMAX60	Cantidad máxima de precipitación en 60'
PMAX2H	Cantidad máxima de precipitación en 2 horas
PMAX6H	Cantidad máxima de precipitación en 6 horas
PMAX12H	Cantidad máxima de precipitación en 12 horas
PINTMAX	Intensidad máxima de precipitación
PHINT	Hora de la intensidad máxima de precipitación
DIR	Dirección del viento en la intensidad máxima de precipitación
VEL	Velocidad del viento en la intensidad máxima de precipitación
PDUR	Duración de la precipitación
PH01	Precipitación en la hora previa a 01 h
PH02	Precipitación en la hora previa a 02 h
PH03	Precipitación en la hora previa a 03 h
PH04	Precipitación en la hora previa a 04 h
PH05	Precipitación en la hora previa a 05 h
PH06	Precipitación en la hora previa a 06 h
PH07	Precipitación en la hora previa a 07 h
PH08	Precipitación en la hora previa a 08 h
PH09	Precipitación en la hora previa a 09 h
PH10	Precipitación en la hora previa a 10 h
PH11	Precipitación en la hora previa a 11 h
PH12	Precipitación en la hora previa a 12 h
PH13	Precipitación en la hora previa a 13 h
PH14	Precipitación en la hora previa a 14 h
PH15	Precipitación en la hora previa a 15 h
PH16	Precipitación en la hora previa a 16 h
PH17	Precipitación en la hora previa a 17 h
PH18	Precipitación en la hora previa a 18 h
PH19	Precipitación en la hora previa a 19 h
PH20	Precipitación en la hora previa a 20 h
PH21	Precipitación en la hora previa a 21 h
PH22	Precipitación en la hora previa a 22 h
PH23	Precipitación en la hora previa a 23 h
PH24	Precipitación en la hora previa a 24 h

Tabla 15. Datos de precipitación

La unidad de precipitación es la décima de milímetro y para los datos horarios se utiliza el Tiempo Universal Coordinado (UTC). En cuanto a los datos de presión atmosférica, se dispone de la presión al nivel de la estación y la presión reducida al nivel del mar, medida en décimas de hectopascal (Tabla 16):

Datos de presión	
Código	Información
PRES00	Presión a las 00 horas
PRES07	Presión a las 07 h
PRES13	Presión a las 13 h
PRES18	Presión a las 18 h
PRESMAX	Presión máxima
HPRESMAX	Hora de la presión máxima
PRESMIN	Presión mínima
HPRESMIN	Hora de la presión mínima
PRES00_RED	Presión reducida al nivel del mar a las 00 horas
PRES07_RED	Presión reducida al nivel del mar a las 07 h
PRES13_RED	Presión reducida al nivel del mar a las 13 h
PRES18_RED	Presión reducida al nivel del mar a las 18 h

Tabla 16. Datos de presión atmosférica

Los observatorios meteorológicos de primer orden utilizados a nivel nacional, además de los observatorios de Valencia, han sido los dos observatorios de Alicante, dos observatorios de Murcia, el de Palma de Mallorca-Son San Juan, y el del aeropuerto de Zaragoza (Tabla 17). En todos ellos, se dispone del registro completo de toda la serie temporal utilizada en este estudio.

Estaciones meteorológicas (1º orden)			
Observatorio meteorológico	Indicativo climatológico	Coordenadas UTM (aprox.)	Serie temporal
Alicante - El Altet	8019	x = 712477 y = 4240053 H = 43 m	2000-2011
Alicante	8025	x = 718914 y = 4250190 H = 81 m	2000-2011
Murcia	7178I	x = 660598 y = 4207610 H = 61	2005-2011
Murcia - Alcantarilla	7228	x = 655528 y = 4202678 H = 75	2005-2011
Palma de Mallorca - Son San Juan	B278	x = 992981 y = 4394838 H = 8 m	2000-2011
Zaragoza	9434	x = 665850 y = 4614242 H = 263	2005-2011
Valencia - Aeropuerto	8414A	x = 717305 y = 4373907 H = 69 m	2000-2011
Valencia	8416	x = 726524 y = 4373492 H = 11 m	2000-2011

Tabla 17. Coordenadas aproximadas de estaciones meteorológicas de primer orden

En la Tabla 17, se muestran el indicativo de cada observatorio y las coordenadas aproximadas en proyección UTM consideradas en el huso 30 (la estación de Palma de Mallorca se encuentra en el huso 31, pero se trasladan sus coordenadas a una ampliación del huso 30).

Para los datos meteorológicos de las estaciones de la Comunidad Valenciana (Figura 51), se han utilizado los observatorios próximos a las estaciones de referencia permanente de la red ERVA. Por ello, se han utilizado el observatorio meteorológico de Alcoy para la estación GNSS de Alcoy (Alicante), el observatorio de Utiel-La Cubera para la estación GNSS de Utiel (Valencia), el observatorio de Castellfort para la estación GNSS de Morella (Castellón), el observatorio de Castellón-Almazora para la estación GNSS de Burriana (Castellón), el observatorio de Rojales-El Molino para la estación GNSS de Torrevieja (Alicante), el observatorio de Jávea-Ayuntamiento para la estación GNSS de Dénia (Alicante), el observatorio de Jalance para la estación GNSS de Ayora (Valencia), y los tres observatorios de la ciudad de Valencia (Aeropuerto, Viveros y Universidad Politécnica de Valencia) para las estaciones GNSS de Valencia.

Estaciones meteorológicas (Comunidad Valenciana)			
Observatorio meteorológico	Indicativo climatológico	Coordenadas UTM (aprox.)	Serie temporal
Alcoy	8059C	x = 719161 y = 4287252 H = 600 m	2009-2011
Utiel – La Cubera	8309X	x = 650858 y = 4382321 H = 761 m	2000-2011
Castellfort	9563X	x = 738207 y = 4487592 H = 1181 m	2000-2011
Castellón - Almazora	8500A	x = 750124 y = 4427192 H = 35 m	2000-2011
Rojales – El Molino	7261X	x = 700346 y = 4218274 H = 31 m	2000-2011
Jávea - Ayuntamiento	8050X	x = 775105 y = 4297663 H = 15 m	2000-2011
Jalance	8193E	x = 664651 y = 4341856 H = 372 m	2009-2011
Valencia – Aeropuerto	8414A	x = 717305 y = 4373907 H = 69 m	2000-2011
Valencia – Viveros	8416	x = 726524 y = 4373492 H = 11 m	2000-2011
Valencia – UPV	8416X	x = 729105 y = 4373568 H = 7 m	2006-2011

Tabla 18. Estaciones meteorológicas de la Comunidad Valenciana

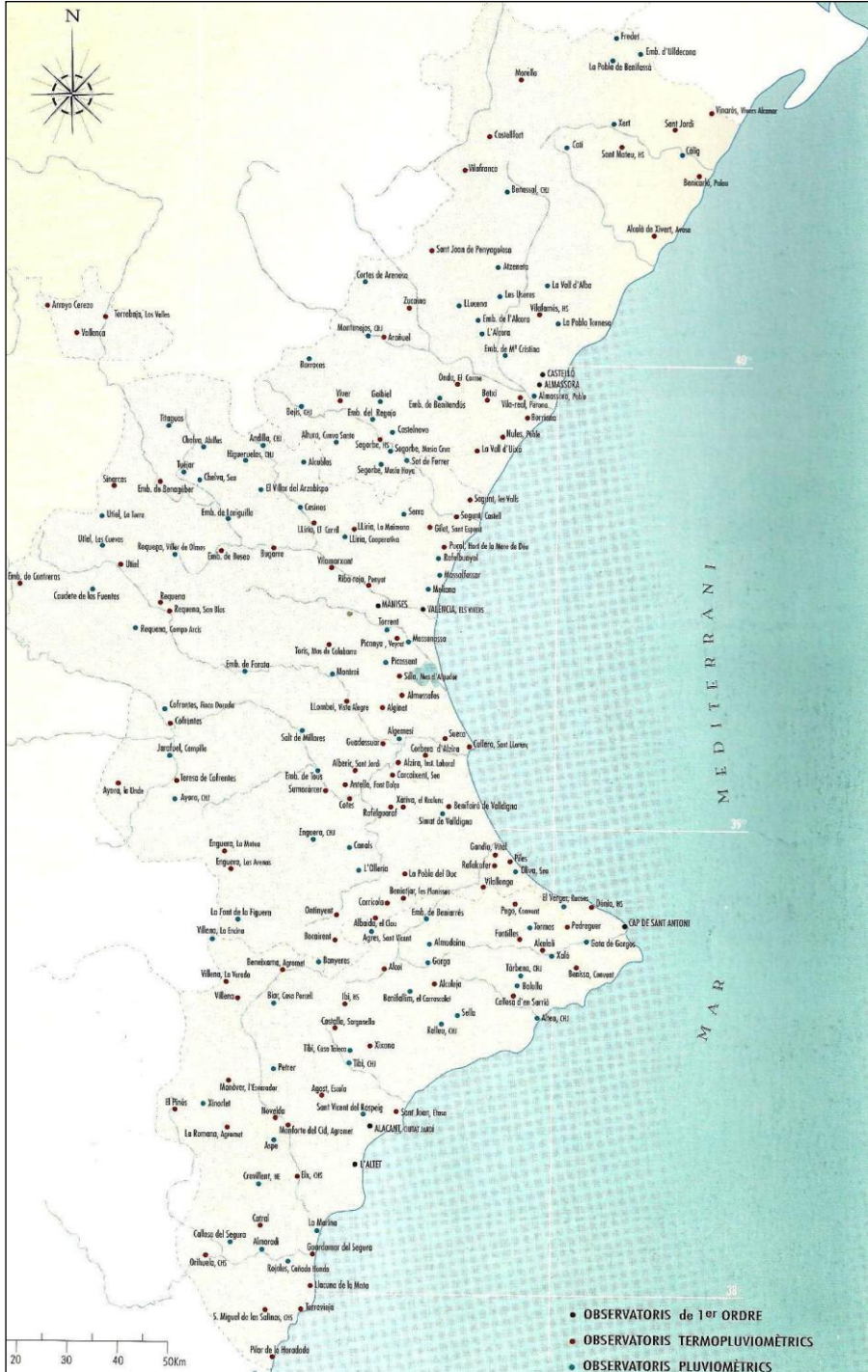


Figura 51. Red de observatorios meteorológicos de la Comunidad Valenciana
(Fuente Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana, 1994)

Casi todos los observatorios meteorológicos utilizados de la Comunidad Valenciana, disponen de datos automáticos para todo el periodo de estudio (2005-2011), excepto las estaciones de Alcoy (desde el 8 de junio de 2009), el observatorio de Jalance (desde el 2 de junio de 2009), y el observatorio que AEMET tiene en la Universidad Politécnica de Valencia denominado Valencia-UPV (Figura 52), donde existen datos registrados desde el 1 de marzo de 2006.



Figura 52. Estación meteorológica de Valencia-UPV

6.4. Preprocesado de los datos

Los datos GNSS de partida descargados de las direcciones FTP son ficheros RINEX (*Receiver INdependent Exchange format*) comprimidos. Para homogenizar los ficheros, se han utilizado para todas las estaciones GNSS utilizadas, ficheros RINEX diarios con un intervalo de toma de datos cada 30 segundos (Figura 53).

Los ficheros de observación GPS, se nombran con un prefijo de ocho dígitos, donde los cuatro primeros caracteres hacen referencia al nombre (o número) del receptor, los tres siguientes indican el día GPS, y el cuarto número, si es un cero, indica que es un archivo diario, es decir que tiene datos de 24 horas de observación. El sufijo está formado por tres dígitos, dos números que indican el año de observación y una letra, que indica de qué tipo de datos que contiene el archivo: si es una "o" se trata de un fichero de observación, si es una "n" es un archivo de navegación, si es una "m" contiene datos meteorológicos, o si es una "d", indica que se trata de un archivo de observación de compresión Hatanaka. Por ejemplo, el fichero VALE2870.11d, es un fichero diario que corresponde al día GPS 287 (14 de octubre) del año 2011 para la estación de Valencia.

Los datos de la red local, ficheros brutos de observación, se han convertido en ficheros RINEX mediante la caja de herramientas para pre-procesamiento de datos

“TEQC” (*Translation, Editing, and Quality Check*). Con varios scripts, se han preparado los archivos de ficheros RINEX horarios a diarios (Figura 54), se han ajustado los nombres de las estaciones y el año, se han introducido los tipos de antena correspondientes, y se han transformado todos a archivos RINEX a 30 segundos, para de esta forma estar homogeneizados y preparados para su posterior procesado con el software GAMIT.

2.10	OBSERVATION DATA	G (GPS)	RINEX VERSION / TYPE			
DAT2RINW 3.10 001		03Nov10 10:59:58	PGM / RUN BY / DATE			
ENRIQUE	UPV		OBSERVER / AGENCY			
220380769	TRIMBLE 5700	Nav 2.26 Sig 0.00	REC # / TYPE / VERS			
	TRM39105.00		ANT # / TYPE			

Offset from BOTTOM OF ANTENNA to PHASE CENTER is 46.0 mm						
COMMENT						

0769			MARKER NAME			
0769			MARKER NUMBER			
4929750.9318	-29928.7196	4033438.0509	APPROX POSITION XYZ			
-0.0460	0.0000	0.0000	ANTENNA: DELTA H/E/W			
*** Above antenna height is from mark to BOTTOM OF ANTENNA.						
COMMENT						

Note: The above offsets are CORRECTED.						
COMMENT						
Raw Offsets: H= 0.0000 E= 0.0000 N= 0.0000						
COMMENT						

1	1	0	WAVELENGTH FACT L1/2			
4	L1	C1	# / TYPES OF OBSRV			
14.999			INTERVAL			
2010	10	8	10	34	45.0000000	TIME OF FIRST OBS
2010	10	22	6	3	0.0000000	TIME OF LAST OBS
0						RCV CLOCK OFFS APPL
31						# OF SATELLITES
2	17645	17805	16237	16247		PRN / # OF OBS
3	16322	16337	15923	15923		PRN / # OF OBS
4	13792	13860	13264	13264		PRN / # OF OBS
5	14640	14682	13990	13990		PRN / # OF OBS
6	16609	16620	16306	16306		PRN / # OF OBS
7	16920	16922	16911	16911		PRN / # OF OBS
8	18369	18372	18368	18368		PRN / # OF OBS
9	15331	15402	14886	14886		PRN / # OF OBS
10	15783	15801	15234	15234		PRN / # OF OBS
11	16427	16444	15905	15905		PRN / # OF OBS
12	19163	19265	17855	17898		PRN / # OF OBS
13	19458	19500	18741	18741		PRN / # OF OBS
14	14452	14733	11540	11559		PRN / # OF OBS
15	15151	15177	14752	14752		PRN / # OF OBS
16	15109	15117	14746	14746		PRN / # OF OBS
17	16705	17046	14390	14441		PRN / # OF OBS
18	13135	13136	13116	13116		PRN / # OF OBS
19	15923	15929	15452	15452		PRN / # OF OBS
20	19729	19864	18640	18669		PRN / # OF OBS

Figura 53. Cabecera de fichero RINEX

2.10	N: GPS NAV DATA	RINEX VERSION / TYPE						
teqc	2010Oct21	20110118 09:34:06UTC	PGM / RUN BY / DATE					
15			LEAP SECONDS					
MSXP AX86-PII bcc32 5.0 MSwin95->XP 486/DX+								
COMMENT								
1.0245D-08	7.4506D-09	-5.9605D-08	-5.9605D-08	ION ALPHA				
8.8064D+04	0.0000D+00	-1.9661D+05	-6.5536D+04	ION BETA				
6.519258023080D-09	1.953992523340D-14	589824	1604	DELTA-UTC: A0,A1,T,W				
END OF HEADER								
2	10	8	12	0	0	2.940348349512D-04	2.614797267597D-12	0.000000000000D+00
4	900000000000D+01	6.181250000000D+01	5.96620039104D-09	1.063383782020D-01				
3	157183527946D-06	9.710272774100D-03	1.291930675507D-05	5.15365221243D+03				
4	752000000000D+05	6.332993507385D-08	3.031451222054D+00	-2.831220626831D-07				
9	400793003391D-01	1.250937500000D+02	3.139790884185D+00	-7.944259481724D-09				
-1	664355041354D-10	1.000000000000D+00	1.604000000000D+03	0.000000000000D+00				
2	000000000000D+00	0.000000000000D+00	-1.722946763039D-08	4.900000000000D+01				
4	700460000000D+05	4.000000000000D+00						
12	10	8	12	0	0	-6.547756493092D-05	3.637978807092D-12	0.000000000000D+00
3	100000000000D+01	5.303125000000D+01	4.721625246072D-09	-2.761231812731D+00				
2	710148692131D-06	3.305586636998D-03	6.491318345070D-06	5.153584369659D+03				
4	752000000000D+05	-6.332993507385D-08	1.185339990123D+00	5.215406417847D-08				
9	720363366445D-01	2.591562500000D+02	3.233758543595D-01	-8.095337203288D-09				
5	310935507496D-10	1.000000000000D+00	1.604000000000D+03	0.000000000000D+00				
2	000000000000D+00	0.000000000000D+00	-1.164153218269D-08	3.100000000000D+01				
4	700460000000D+05	4.000000000000D+00						
25	10	8	12	0	0	-4.465319216251D-05	-1.932676241267D-12	0.000000000000D+00
5	900000000000D+01	5.540625000000D+01	5.015923219050D-09	7.267296670000D-01				
2	866610884666D-06	7.273807423189D-04	6.616115570068D-06	5.153754274368D+03				
4	752000000000D+05	-1.676380634308D-08	1.158204040327D+00	1.676380634308D-08				
9	607741695863D-01	2.502500000000D+02	1.966861521551D+00	-8.280344909602D-09				
6	018107821204D-10	1.000000000000D+00	1.604000000000D+03	1.000000000000D+00				
2	000000000000D+00	0.000000000000D+00	4.656612873077D-09	5.900000000000D+01				
4	700460000000D+05	4.000000000000D+00						

Figura 54. Formato de fichero RINEX diario

Una vez preparados los ficheros RINEX, la herramienta informática empleada para el procesado de los datos GNSS ha sido el software libre **GAMIT**, desarrollado conjuntamente por el *Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences - Massachusetts Institute of Technology (MIT)*, y la *Scripps Institution of Oceanography* de

la Universidad de California en San Diego, diseñado para operar con cualquier sistema operativo UNIX.

GAMIT es un conjunto de programas informáticos que a partir de observables GNSS, calcula entre otras cosas, el posicionamiento relativo de las estaciones de referencia del sistema GPS, las orbitas de los satélites, los parámetros de orientación de la Tierra, y lo más interesante para este estudio, los retrasos cenitales atmosféricos.

En cuanto a los datos meteorológicos, ya sean los datos de radiosondeos los de observatorios terrestres proporcionados por AEMET, se trata de ficheros de texto (*.txt), cuyos datos diarios aparecen en una única línea, donde se encuentran todos los campos horarios.

El tratamiento y preparación de los datos se ha llevado a cabo con las hojas de cálculo de **Microsoft Excel**. Previamente, se ha diseñado un programa que organiza estos datos en tablas (en el formato de las hojas Excel), de manera que aparecen organizados y ordenados correctamente para tratarlos y analizarlos en este trabajo de investigación.

Capítulo VII

METODOLOGÍA DE LOS ENSAYOS

7.1. Procesado de los datos

Una vez preparados los ficheros RINEX a partir de los observables GPS, es decir ficheros diarios para cada estación con un intervalo de 30 segundos, y con una máscara de elevación de 10° (Pacione, 2001), se definen una serie de parámetros y variables en una serie de archivos o ficheros de partida, en función de los datos a obtener, con la versión 10.40 del software **GAMIT** (Herring et al., 2006).

Para cada uno de los procesados realizados, se crea una carpeta con el nombre del experimento. En esa carpeta, se guardan todos los ficheros RINEX diarios, con observables guardados cada 30 segundos, que se vayan a procesar.

A continuación, para facilitar y automatizar este proceso, se ha desarrollado para este trabajo de investigación un programa ejecutable denominado "*repite*" que lanza la orden de procesado las veces necesarias para completar el análisis. Este programa a su vez, hace que se ejecuten otros programas con el objeto de obtener el valor horario del agua precipitable para cada estación GPS de una forma organizada.

El programa ejecutable *sh_gamit.sh* genera un archivo por cada proceso realizado, que se va guardando gracias al programa *resultados.sh*, en una carpeta denominada "resultados" en la que se almacenan de forma organizada los datos necesarios para calcular el contenido de vapor de agua.

El programa *sh_metutil.sh* es el encargado de obtener el valor del agua precipitable, a partir de los datos ZTD generados, y que están guardados en la carpeta "resultados".

Asimismo, se guardan en esa carpeta los archivos de partida utilizados para este trabajo de investigación en los procesados de datos GNSS. Se trata de los ficheros: *process.default*, *lfile.*, *station.info*, *sites.default* y *sestbl*.

En el fichero "*process.defaults*" (Figura 55) se editan las especificaciones del entorno de cálculo, las fuentes para los datos externos e internos, los archivos orbitales, el intervalo de muestreo y las instrucciones para archivar los resultados.

Para los procesados realizados, se han utilizado efemérides precisas del IGS, y los parámetros de orientación de la Tierra de USNO. Además, en este archivo se ha indicado la dirección "ftp" de los ficheros RINEX de las estaciones IGS, el intervalo de la toma de datos de los ficheros RINEX, el número de épocas y el comienzo de la sesión de procesado.

```

39 ## FTP INFO FOR REMOTE FILES
40 # Raw data archive
41 # set rawarchive = 'chandler.mit.edu'
42 # set rawdir = 'pub/continuous/mitnet'
43 # set rawlogin = "anonymous simor@chandler.mit.edu"
44 # Addresses for CDDSI, SOFAC, IGSCB, UNAVCO, EKG, IGN, USNO are given in template/ftp_info
45
46 ##G&MIT
47 # Set sampling interval, number of epochs, and start time for processing
48 set sint = '30'
49 set neps = '1440'
50 set stime = '00'
51 # Variables for updating tables
52 set stinf_unique = "-u"
53 set stinf_nosort = "-nosort"
54 set stinf_bitgt = "2.00"
55 # Set "Y" to use RINEX header coordinates not in lfile or apr file
56 set use_rxc = "N"
57 # Broadcast orbits
58 set brdc = 'brdc'
59 # Minimum x-file size to be processed (Def. 300 blocks; most OS use 1 Kb blocks)
60 set minrx = '100'
61 # Set search window for RINEX files which might contain data for day - default check the previous day
62 set rx_doy_plus = 0
63 set rx_doy_minus = 1
64 # Default glock apr file
65 set aprf = 'itr200.apr'
66 # Set compress (copts), delete (dopts) and archive (sopts) options. (Don't forget to set the archivepth.)
67 # Possible d-, c-, and a-opts: D, H, ee, az, az, b, c, d, e, g, h, i, j, k, l, m, c, p, q, t, x, ps, all"
68 set dopts = ( c )
69 set copts = ( x k so |
70 set sopts = ''
71 # Set the rinex ftp archives (defined in ftp_info) you would like to look for data in.
72 # (Default archives searched are: sopac, cddis and unavco).
73 set rinex_ftpsites = {sopac cddis unavco}

```

Figura 55. Contenido parcial del fichero "*process.default*"

El fichero "*lfile.*" (Figura 56) contiene las coordenadas de todas las estaciones que intervienen en el procesado. Es muy importante que las coordenadas sean correctas, puesto que unas coordenadas de origen imprecisas, proporciona cálculos erróneos. En los cálculos llevados a cabo en este estudio, se ha utilizado el marco de referencia ITRF2000, para todas las estaciones de referencia permanente GNSS utilizadas.

421	ELGE_GFS	4657557.41009	-2022411.69140	4305991.67370	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
422	TEYN_GFS	5171800.67740	-408243.99650	3668622.55650						
423	EFSE_GFS	4730979.32613	-370657.70174	4255776.67847	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
424	ALBA_GFS	4362047.93070	-160854.06121	3950894.46671	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
425	VIGO_GFS	4677400.07927	-725204.76935	4360627.44590	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
426	SONE_GFS	4904660.30704	-339667.10289	4050523.77985	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
427	RIOO_GFS	4708688.37871	-205761.40289	4283609.62416	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
428	MALL_GFS	5103282.28900	-392095.59400	3793147.05200						
429	RERT_GFS	5235617.75165	-631745.79384	3563932.48952	-0.00758	0.01741	0.01491	2001.7856	Updated from	lec011.269
430	PDEL_GFS	4551595.92760	-2185893.16774	3882410.80258	-0.00434	0.01599	0.01155	2001.9247	Updated from	lec011.318
431	ALCO_GFS	4084687.15875	-41198.85332	3965606.21325	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
432	BORR_GFS	4899510.04157	-7115.48691	4069561.68026	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
433	BARR_GFS	4974895.63528	9001.09248	3978089.96655	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
434	MALL_GFS	4913950.48346	235899.79785	4039849.69398	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec011.244
435	MALL_GFS	4849098.53406	-8095.09684	4130586.05071	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
436	TORR_GFS	5033805.16492	-59822.76454	3903319.79525	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
437	UTIE_GFS	4922873.00861	-103875.40582	4041693.98920	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
438	VICI_GFS	4932702.71017	-29607.45979	4029833.30745	0.00000	0.00000	0.00000	2007.5466	Updated from	lec077.200
439	VALE_GFS	4929533.92816	-29050.48805	4033710.16114	0.00000	0.00000	0.00000	2001.3511	Updated from	lec011.128
440	YERE_GFS	4848724.72410	-261632.20999	4123094.06091	0.00000	0.00000	0.00000	2001.7420	Updated from	lec011.271
441	GALL_GFS	4759095.47962	-738815.87908	4171491.28197	0.00000	0.00000	0.00000	2001.3709	Updated from	lec011.135
442	LROO_GFS	5235246.35848	-678787.16187	3823194.26717	0.00000	0.00000	0.00000	2001.4397	Updated from	lec011.161
443	LIVL_GFS	4908586.22291	162244.58044	4285914.11811	0.00000	0.00000	0.00000	2001.9622	Updated from	lec011.362
444	ALRE_GFS	5105220.14885	-219278.58424	3804387.12998	0.00000	0.00000	0.00000	2001.0041	Updated from	lec011.002
445	BEJA_GFS	48843.62.34442	-888203.35977	3905759.03118	0.00000	0.00000	0.00000	2002.5740	Updated from	lpe022.210
446	CACE_GFS	4989866.65153	-544567.31454	4033769.93257	0.00000	0.00000	0.00000	2002.5740	Updated from	lec011.271
447	GNRI_GFS	4685097.83521	-113832.48884	4312072.13912	0.00000	0.00000	0.00000	2002.5767	Updated from	lpe022.211
448	IPRN_GFS	5301924.19920	-473879.74431	3804943.13999	0.00000	0.00000	0.00000	2002.5740	Updated from	lpe022.210
449	LEAL_GFS	5326646.30939	-1719826.32705	3052043.68051	0.00000	0.00000	0.00000	2001.9274	Updated from	lec011.339
450	MIRA_GFS	4745420.46334	-598832.178616	4205788.34713	0.00000	0.00000	0.00000	2001.9813	Updated from	lec011.358
451	TISE_GFS	4627851.78436	119639.98245	4327893.40224	0.00000	0.00000	0.00000	2001.9822	Updated from	lec011.362
452	CAHT_GFS	4625924.47082	-307096.53141	4365771.30332	0.00000	0.00000	0.00000	2001.4416	Updated from	lec011.161
453	CEUT_GFS	5150601.77909	-497863.44848	3718864.80375	0.00000	0.00000	0.00000	2002.5767	Updated from	lpe022.211
454	FUMC_GFS	5143339.26910	-1563412.26910	3421191.60578	0.00000	0.00000	0.00000	2007.7110	Updated from	lec077.260
455	ZARA_GFS	4773811.46	-73809.95	4215458.07	0.00000	0.00000	0.00000	2007.00		

Figura 56. Contenido parcial del fichero "lfile."

El archivo "station.info" (Figura 57) contiene la información referente a las antenas y los receptores GNSS de cada una de las estaciones. Las estaciones deben tener asociado un nombre con cuatro caracteres en letras mayúsculas; habitualmente, se suele denominar a la estación GNSS con el nombre de la población donde está ubicada (por ejemplo, a la estación que el IGN tiene en Valencia, la denomina VALE). En este fichero también se indica el comienzo y final de la sesión, esto es, las fechas de los días GPS de comienzo y parada correspondientes a la medición de observaciones.

```

# Station info written by RETIM user gnss on 2008-03-27 04:59
# Target station info from 1 Repus file:
# Reference file: station.info

#SITE Station Name Session Start Session Stop Ant No. Ht.Off Ant N Ant E Receiver Type Veca DSWer Receiver SN Antenna Ty
ACOR A Coana 1999 10 10 0 0 1999 11 11 97 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH U2-12 UDR0-DAL2 5.70 00224 ASH7000365
ACOR A Coana 1999 11 11 97 0 0 2001 11 11 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH ZXC UDR0-DAL2 5.70 00214 ASH7000366
ACOR ACOR 2001 11 11 0 0 2001 353 0 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH U2-12 UDR0 0812 5.73 0000224 ASH7000365
ACOR A Coana 2001 353 0 0 0 2004 106 0 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH ZXC ZDR0 0.00 12109 ASH7000365
ACOR A Coana 2004 106 0 0 0 2007 77 0 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH U2-12 ZDR0 6.00 12110 ASH7000366
ACOR A Coana 2007 77 0 0 0 2008 112 9 30 0 0.0460 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA GXR100990 5.90 8.00 498187 LEIAT504
ACOR A Coana 2008 112 9 30 0 2009 999 0 0 0 0.0460 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA GXR100990 5.92 8.02 499107 LEIAT504

BRES Bressale 1998 298 0 0 0 1998 114 0 0 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 POINT SBE-8000 2.8 2.80 -7174 JOAO/M T
BRES Bressale 1998 114 0 0 0 1998 273 0 0 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 POINT SBE-8000 2.8 2.80 -7174 JOAO/M T
BRES Bressale 1995 273 0 0 0 1997 14 0 0 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 POINT SBE-8000 2.8 2.80 -7261 JOAO/M T
BRES Bressale 1997 14 0 0 0 1999 98 6 30 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 POINT SBE-12 DR 2.2,22.44 2.20 284 JOAO/M T
BRES Bressale 1999 98 6 30 0 1999 145 0 0 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 POINT SBE-8000 3.2,32.11 3.20 -7021 JOAO/M T
BRES Bressale 1999 145 0 0 0 1999 263 6 30 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 POINT SBE-8000 3.2,32.9 3.20 -7261 JOAO/M T
BRES Bressale 1999 263 6 30 0 2001 79 10 0 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 AOA SBE-12 ACT 2.3,32.22 2.00 224-JO JOAO/M T
BRES Bressale 2001 79 10 0 0 2009 999 0 0 0 3.9700 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH ZXC113 1133-UB14 0.00 378,999450 ASH7003418

CAGL Capitania - Astor 1995 97 0 0 0 2001 192 0 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 POINT SBE-8100 2.9,32. 2.00 120 JOAO/M T
CAGL Capitania - Astor 2001 192 0 0 0 2006 42 0 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4000SI 7.18 / 0.04 7.19 20258 TRM29619-C
CAGL Capitania - Astor 2006 42 0 0 0 2007 110 0 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4700 Nav 1.20 210 0.00 0.00 20 04379 TRM29619-C
CAGL CAGL 2007 110 0 0 0 2009 999 0 0 0 0.0420 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4700 Nav 1.20 210 0.00 0.00 04879 TRM29619-C
CAMT Sanamador 2000 71 12 0 0 2000 170 12 0 0 0.0490 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4000SI 7.12 / 0.04 7.19 27274 TRM29619-C
CAMT Sanamador 2000 170 12 0 0 2007 39 10 0 0 0.0490 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4000SI NP 7.15 / SF 0.04 0.07 9 0007239 TRM29619-C
CAMT Sanamador 2007 39 10 0 0 2007 110 0 0 0 0.0490 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE NETS NP 1.15 / SF 0.04 0.01 5 4450121 TRM29619-C
CAMT CAMT 2007 110 0 0 0 2009 999 0 0 0 0.0490 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE NETS NP 1.15 / SF 0.04 0.00 455612160 TRM29619-C
CASC CASCATS 1997 84 0 0 0 1999 271 0 0 0 1.0207 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA SR8500 2.11 6.00 1859 LEIAT503
CASC CASCATS 1999 271 0 0 0 1999 271 14 26 0 1.0210 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA SR8500 0.35 6.00 1859 LEIAT504
CASC CASCATS 1999 271 14 26 0 2000 181 16 0 0 1.0210 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA SR8500 2.11 6.50 28229 LEIAT504
CASC CASCATS 2000 181 16 0 0 2006 304 0 0 0 1.0210 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA SR8500 4.11,11.44 4.11 80082 LEIAT504
CASC CASCATS 2006 304 0 0 0 2006 61 14 0 0 1.0210 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA SR8500 6.92,11.99 6.50 29229 LEIAT504
CASC CASCATS 2006 61 14 0 0 2009 999 0 0 0 1.0210 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA GXR1000990 5.62 5.62 352153 LEIAT504

LEAL La Leina NP 191 107 0 0 0 2006 150 0 0 0 0.0900 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4000SI NP 7.15 / SF 0.04 0.07 9 0002054 TRM29619-C
LEAL La Leina 2008 191 107 0 0 2009 999 0 0 0 0.0900 DRRAP 0.0000 0.0000 LEICA GXR1000990 5.62 5.62 358499 LEIAT504

MADR Madrid Desp Dpac 2003 259 0 0 0 2003 302 0 0 0 0.0224 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH ZXC113 OC00 9.10 190374 JOAO/M T
MADR Madrid Desp Dpac 2003 302 0 0 0 2009 311 19 30 0 0.0224 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH ZXC113 OC00 9.10 190374 JOAO/M T
MADR Madrid Desp Dpac 2003 311 19 30 0 2009 999 0 0 0 0.0224 DRRAP 0.0000 0.0000 ASHTACH ZXC113 OC00 9.10 190374 JOAO/M T
MALL Palma de Mallorca 2000 139 12 0 0 2007 110 0 0 0 0.0900 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4000SI NP 7.15 / SF 0.04 0.07 9 0007231 TRM29619-C
MALL Palma de Mallorca 2007 110 0 0 0 2009 999 0 0 0 0.0900 DRRAP 0.0000 0.0000 TRIMBLE 4000SI NP 7.15 / SF 0.04 7.19 0007210 TRM29619-C
    
```

Figura 57. Contenido parcial del fichero "station.info"

En el archivo "*station.info*" se deben revisar los datos referentes al receptor y a la antena de cada una de las estaciones utilizadas; datos como la altura de la antena, los modelos y las versiones de las antenas y receptores, que están indicados con sus códigos de identificación, así como si tiene o no "Dome" (Figura 58).

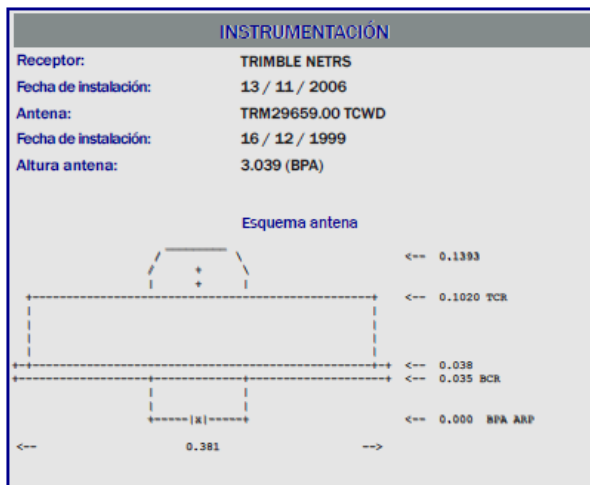


Figura 58. Datos de receptor GPS

En el fichero "*sites.defaults*" (Figura 59) se especifican las estaciones que pertenecen al IGS, el tipo de fichero RINEX con el que se va a procesar, y si se tienen en cuenta o no los datos de cabecera de los ficheros RINEX a utilizar. También en este archivo (con la orden *xstinfo*), se indica que no se actualicen las coordenadas aportadas por los ficheros RINEX en su cabecera (Figura 60). De esta forma, las coordenadas que se utilizan para cada estación GPS, son las que se definen en el fichero anterior "*station.info*".

En esta tesis, para poder establecer líneas base largas en los procesos de cálculo, se han utilizado las estaciones europeas de Bruselas (BRUS), localizada en Uccle (Bélgica), y de Cagliari (CAGL), localizada en Cerdeña (Italia), así como la estación norteamericana de USNO (*United States Naval Observatory*).

En el archivo "*sestbl.*" (*sesión table*) se definen los parámetros de procesado de la estrategia de computación llevada a cabo. Aquí, entre otras opciones, se ha establecido el número de valores a obtener para el retraso cenital total (ZTD) por procesado, en todos los procesados de este trabajo de investigación, han sido 24 datos diarios. En este fichero "*sestbl.*" (Figura 61), también se ha indicado el ángulo de la máscara de elevación utilizada, para que la solución obtenida sea la más adecuada. Se ha considerado 10° como ángulo de elevación o de corte (*elevation cutoff*), puesto que se ha trabajado con el modelo de Saastamoinen.

```
# File to control the use of stations in the processing
#
# Format: site expt keyword1 keyword2 ....
#
# where the first token is the 4- or 6-character site name (GAMIT uses only
# 4 characters, GLOBK allows only 4 unless there are earthquakes or renamed),
# the second token is the 4-character experiment name, and the remaining
# tokens, read free-format, indicate how the site is to be used in the processing.
# All sites for which there are RINEX files in the local directory will be used
# automatically and do not need to be listed.
#
# GAMIT:
# ftpnrx - sites to ftp from rinex data archives.
# ftpnrx - sites to ftp from raw data archives.
# localrx - sites names used to search for rinex files on your local system.
#           (required in conjunction with rxnfxnd path variable set in process.defaults).
# xstinfo - sites to exclude from automatic station.info updating.
# xsite   - sites to exclude from processing, all days or specified days
# GLOBK:
# glrepu - sites used in the GLRED repeatability solution (default is to use all)
# glreps - sites used for reference frame definition (stabilization) in
#           GLORG for the GLRED repeatability solution (default is IGS list)
# glts   - sites to plot as time series from GLRED repeatability solution (default is all)
#
# you use the following
# all_sites delimit
# individual station commands will override all_sites if they follow it
cngl_gps tf07 ftpnrx xstinfo
drus_gps tf07 ftpnrx xstinfo
usno_gps tf07 ftpnrx xstinfo
noai_gps tf07 ftpnrx xstinfo
noakr_gps tf07 ftpnrx xstinfo
ocor_gps tf07 localrx xstinfo
cont_gps tf07 localrx xstinfo
sora_gps tf07 localrx xstinfo
noai_gps tf07 localrx xstinfo
casc_gps tf07 localrx xstinfo
lpai_gps tf07 localrx xstinfo
*
```

Figura 59. Contenido parcial del fichero "sites.defaults "

```
2.11 OBSERVATION DATA G (GPS) RINEX VERSION / TYPE
teqc 2010Oct21 20110118 22:25:44UTCPGM / RUN BY / DATE
MSXP IAX86-PII|bcc32 5.0|MSwin95->XP|486/DX+ COMMENT
BIT 2 OF LLI FLAGS DATA COLLECTED UNDER A/S CONDITION COMMENT
07693280 MARKER NAME
0769 MARKER NUMBER
-Unknown- -Unknown- OBSERVER / AGENCY
0220380769 TRMBLE 5700 2.26 REC # / TYPE / VERS
TRM41249.00 ANT # / TYPE
4929750.9005 -29928.6057 4033438.1974 APPROX POSITION XYZ
1.5080 0.0000 0.0000 ANTENNA: DELTA H/E/N
7 1 L1 L2 C1 P2 P1 S1 S2 WAVELENGTH FACT L1/2
15 # / TYPES OF OBSERV
SNR is mapped to RINEX snr flag value [0-9] LEAP SECONDS
L1 & L2: min(max(int(snr_dBHz/6), 0), 9) COMMENT
2010 12 20 0 0 0.0000000 0 6615605G26G28G27G17 COMMENT
2588081142.129482016625492.37147 20670461.0944 20670457.2814 COMMENT
52.2504 44.2504 TIME OF FIRST OBS
2590633482.867472016498357.74245 23175473.3444 23175470.3244 END OF HEADER
43.0004 33.0004
2582857433.105482012759471.19947 20295876.3444 20295873.7774
53.0004 42.5004
2577406057.160472008390740.34845 22685261.1884 22685257.6954
46.2504 32.7504
2594458758.961472021173888.04345 21200008.3444 21200004.9774
46.2504 30.5004
2594717054.426472021879433.86745 23720477.1414 23720474.3324
43.0004 31.2504
```

Figura 60. Formato del fichero RINEX

De la misma manera, en el fichero "sestbl.", se ha seleccionado la mapping function a utilizar. Recuérdese que los retrasos troposféricos oblicuos obtenidos (STD), se transforman con una mapping function en un retraso total cenital (ZTD). En este caso, se ha utilizado la *Global Mapping Functions* (GMF; ver apartado 4.6.9 del capítulo IV) y se ha escogido un intervalo de 1 hora, para el cálculo del valor del ZTD.

```

Zenith Delay Estimation - Y      ; Yes/No (default No)
Number Zen = 13                 ; number of zenith-delay parameters (default 1)
Zenith Model = PVL              ; camolaco
Zenith Constraints = 0.50       ; zenith-delay a priori constraint in meters (default 0.5)
Zenith Variation = 0.02 100.    ; zenith-delay variation, tau in meters/sqrt(hr), hrs (default .02 100.)
Elevation Cutoff = 10          ; default 0 to use value in autcln.cmd
Atmospheric gradients = Y      ; Yes/No (default No)
Number gradients = 1           ; number of gradient parameters per day (NS or ES); default 1
Gradient Constraints = 0.01     ; gradient at 10 deg elevation in meters; default 0.03 m

Update T/L files = NONE        ; T AND L (default), T_ONLY, L_ONLY, NONE
Update tolerance = .3          ; minimum adjustment for updating L-file coordinates, default .3 m

Met obs source = GPT 50        ; hierarchical list: RNX wfile GPT/STP [humid value]; default GTF 50
                                ; if [humid value] < 0, use RNX or UFL if available
                                ; write the a priori met values to a z-file (Y/N)

Output met = Y
Use met.list = N
Use met.grid = N
MMap = GMF                     ; GMF (default)/NMFH/VMF1
VMMap = GMF                    ; GMF (default)/NMFH/VMF1
Use map.list = N
Use map.grid = N
Yaw Model = Y                  ; Y/N default = Y
Radiation Model for ARC = SEFNE
Inertial frame = J2000
Tides applied = 31             ; Binary coded: 1 earth 2 freq-dep 4 pole 8 ocean 16 remove mean for pole tide
                                ; 32 atmosphere ; default = 31

Use ot1.list = N
Use ot1.grid = Y
Use at1.list = N
Use at1.grid = N
Etide model = IERS03           ; IERS96/IERS03
Apply atm loading = N          ; Y/N for atmospheric loading
Use atm1.list = N
Use atm1.grid = N
Antenna Model = ELEV           ; NONE/ELEV/AZEL default = ELEV
SV antenna model = ELEV        ; NONE/ELEV default = NONE
SV antenna off = N             ; Y/N to estimate satellite antenna offsets (default N)

Delete AUTCLN input C-files = Y ; Y/N ; default Y to force rerun of MODEL
Scratch directory = /tmp

```

Figura 61. Contenido parcial del fichero "sestbl."

GAMIT parametriza el valor del retraso cenital total (ZTD) como una variación estocástica del modelo de Saastamoinen con una interpolación lineal de los datos por tramos dentro de las épocas de solución (Herring et al., 2006).

El software GAMIT opera con diferentes *mapping functions*, habitualmente con NMF (*Niell Mapping Function*), VMF1 (*Vienna Mapping Function*) y GMF (*Global Mapping Function*), de esta forma, se evita tener que introducir datos externos de refractividad atmosférica, presión, temperatura y humedad para el cálculo del ZTD. En los procesados utilizados en este trabajo, se ha utilizado siempre la GMF (*Global Mapping Function*), basada en una red global de 15° x 15° con datos de perfiles medios mensuales de presión, temperatura y humedad extraídos del modelo numérico del tiempo ECMWF (*European Centre for Medium Range Weather Forecast*) a partir de datos meteorológicos recopilados durante más de 40 años.

Una vez obtenido un retraso cenital total (ZTD) y horario para cada estación GNSS, se introducen los valores de presión en superficie (en mbar) de la estación meteorológica correspondiente a esa estación GNSS. De esta forma se estima, utilizando el modelo de Saastamoinen, el valor correspondiente al retraso cenital hidrostático (ZHD), con una precisión inferior a 1 mm (Elgered et al., 1991).

La diferencia entre el retraso cenital total (ZTD) y el retraso hidrostático cenital (ZHD), corresponde al retraso cenital húmedo (ZWD), que es transformado mediante la constante adimensional de proporcionalidad Π (ecuación 116), a vapor de agua precipitable integrado (IPWV) o agua precipitable (PW) en milímetros (Haase et al., 2003).

$$ZWD = ZTD - ZHD$$

$$PW = \Pi \cdot ZWD$$

Los procesos de cálculo se han llevado a cabo mediante una interpolación lineal de los datos por tramos dentro de las épocas de solución siguiendo el modelo de Gauss-Markov. Este modelo consiste en procesar los datos por el método de "sliding windows" (ventanas deslizantes) diarias, para evitar el "edge effect" (efecto imagen o efecto espejo). Este efecto hace que los datos iniciales y finales de cada procesado son fijados a priori, siendo por tanto datos imprecisos (Jin et al., 2007).

La estrategia de estimación utilizada en este trabajo, ha consistido en procesar dos ventanas por día, cada una de ellas de 25 horas, por lo que se producen 25 valores horarios, de los cuales, se eliminan de cada ventana los 6 primeros y los 7 últimos; esto es, sólo se utilizan los 12 datos centrales de cada una de las ventanas.

La primera ventana procesa los datos desde la 0:00 horas de un día hasta las 0:00 horas del día siguiente (25 horas). La segunda ventana, procesa los datos desde las 12:00 horas de un día hasta las 12:00 horas del día siguiente (25 horas). De esta forma, de la primera ventana, se utilizan los datos horarios comprendidos entre las 6:00 horas y las 17:00 horas del mismo día (día 1); de la segunda, los datos desde las 18:00 horas (día 1) hasta las 5:00 horas del día siguiente (día 2). De manera que se obtiene un dato para cada hora, resultando 24 datos por día (Figura 62).

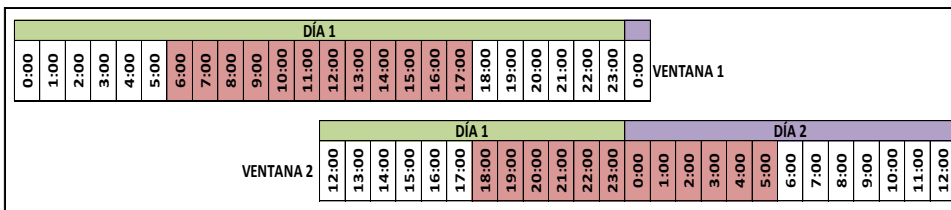


Figura 62. Mecanismo de procesado "sliding windows"

Para obtener los datos de ZTD en formato horario, es preciso indicárselo al software GAMIT, por el número de épocas. Los ficheros RINEX o datos de partida están recogidos con un intervalo de 30 segundos, esto es, cada minuto contiene 2 épocas, y por tanto en una hora, hay 120 épocas. Si cada ventana de procesado, contiene 12 horas, al software hay que indicarle que tiene que procesar 1440 épocas por ventana.

Una vez que todos los ficheros están preparados, se lanza el procesado, y el software GAMIT devuelve un fichero con los cálculos realizados (Figura 63).

Año	Mes (1-12)	Mes (E-D)	Día GPS	Día	Hora	ZTD	ZWD	sZWD	PW	sPW	Presion	T	ZHD	GratNS	sGratNS	GratEO	sGratEO
2011	10	Octubre	284	11	21	2447,4	133,2	5,9	21,71	0,96	1015,8	294,5	2314,2	3,58	16,98	-4,95	14,55
2011	10	Octubre	284	11	22	2441,8	127,6	6,1	20,8	0,99	1015,8	294,5	2314,2	3,18	16,59	-5,8	13,99
2011	10	Octubre	284	11	23	2440,2	126	6,2	20,33	1,01	1015,8	294,5	2314,2	2,79	16,2	-6,65	13,46
2011	10	Octubre	285	12	0	2431,7	117,5	6,3	19,15	1,03	1015,8	294,5	2314,2	2,4	15,8	-7,5	12,9
2011	10	Octubre	285	12	1	2428,1	113,9	6,4	18,56	1,04	1015,8	294,5	2314,2	1,85	16,11	-6,81	13,21
2011	10	Octubre	285	12	2	2426,3	112,1	6	18,27	0,98	1015,8	294,5	2314,2	1,3	16,42	-6,12	13,51
2011	10	Octubre	285	12	3	2421,6	107,4	6	17,5	0,98	1015,8	294,5	2314,2	0,75	16,71	-5,42	13,8
2011	10	Octubre	285	12	4	2419,7	105,5	6,1	17,19	0,99	1015,8	294,5	2314,2	0,2	17,01	-4,73	14,09
2011	10	Octubre	285	12	5	2419,3	105,1	5,8	17,13	0,95	1015,8	294,5	2314,2	-0,35	17,3	-4,04	14,37
2011	10	Octubre	285	12	6	2416,9	102,6	5,6	16,72	0,91	1015,8	294,4	2314,3	6	17,55	-0,85	15,33
2011	10	Octubre	285	12	7	2416,9	102,6	5,2	16,72	0,85	1015,8	294,4	2314,3	8,52	17,24	1,14	14,94
2011	10	Octubre	285	12	8	2412,4	98,1	6,1	15,98	0,99	1015,8	294,4	2314,3	11,03	16,92	3,13	14,54
2011	10	Octubre	285	12	9	2413,6	99,3	6,5	16,18	1,06	1015,8	294,4	2314,3	13,55	16,6	5,13	14,12
2011	10	Octubre	285	12	10	2415,8	101,5	5,8	16,54	0,95	1015,8	294,4	2314,3	16,07	16,28	7,12	13,7
2011	10	Octubre	285	12	11	2414,5	100,2	6,1	16,33	0,99	1015,8	294,4	2314,3	18,58	15,94	9,11	13,26
2011	10	Octubre	285	12	12	2410,5	96,2	5,9	15,67	0,96	1015,8	294,4	2314,3	21,11	15,6	11,11	12,8
2011	10	Octubre	285	12	13	2407,1	92,8	5,6	15,12	0,91	1015,8	294,4	2314,3	20,31	15,97	9,9	13,1
2011	10	Octubre	285	12	14	2406,4	92,1	6,3	15,01	1,03	1015,8	294,4	2314,3	19,52	16,33	8,7	13,39
2011	10	Octubre	285	12	15	2402,7	88,4	5,8	14,4	0,95	1015,8	294,4	2314,3	18,73	16,69	7,5	13,67
2011	10	Octubre	285	12	16	2405,2	90,9	5,6	14,81	0,91	1015,8	294,4	2314,3	17,93	17,04	6,3	13,95
2011	10	Octubre	285	12	17	2417,4	103,1	5,7	16,8	0,93	1015,8	294,4	2314,3	17,14	17,38	5,1	14,22
2011	10	Octubre	285	12	18	2417,9	103,5	6,4	16,86	1,04	1015,9	294,4	2314,4	20,75	17,65	0,6	15,69
2011	10	Octubre	285	12	19	2420,1	105,7	6	17,22	0,98	1015,9	294,4	2314,4	18,68	17,34	-1,23	15,23
2011	10	Octubre	285	12	20	2418,8	104,4	6,3	17,01	1,03	1015,9	294,4	2314,4	16,6	17,02	-3,07	14,76
2011	10	Octubre	285	12	21	2415	100,6	5,8	16,39	0,95	1015,9	294,4	2314,4	14,53	16,7	-4,9	14,28
2011	10	Octubre	285	12	22	2417,6	103,2	6,1	16,81	0,99	1015,9	294,4	2314,4	12,45	16,37	-6,73	13,77
2011	10	Octubre	285	12	23	2409,7	95,3	6,1	15,53	0,99	1015,9	294,4	2314,4	10,38	16,04	-8,57	13,25
2011	10	Octubre	286	13	0	2408,7	94,3	6,2	15,36	1,01	1015,9	294,4	2314,4	8,3	15,7	-10,4	12,7
2011	10	Octubre	286	13	1	2406,8	92,4	6,3	15,05	1,03	1015,9	294,4	2314,4	9,23	16,02	-10,47	13
2011	10	Octubre	286	13	2	2407,3	92,9	6	15,14	0,98	1015,9	294,4	2314,4	10,15	16,34	-10,55	13,29

Figura 63. Tabla de resultados del procesado con GAMIT

Este fichero de resultados se depura, y se prepara con los datos que interesan para este trabajo de investigación. En la Figura 64, se pueden ver los resultados requeridos, datos que se refieren a los valores horarios de retraso total cenital (ZTD), retraso hidrostático cenital (ZHD), retraso húmedo cenital (ZWD) y vapor de agua (PW), todos ellos en milímetros, para una determinada estación GNSS.

Año	Mes (1-12)	Mes (E-D)	Día GPS	Día	Hora	ZTD	ZHD	ZWD	PW
2011	10	Octubre	284	11	21	2447,4	2314,2	133,2	21,71
2011	10	Octubre	284	11	22	2441,8	2314,2	127,6	20,80
2011	10	Octubre	284	11	23	2440,2	2314,2	126,0	20,33
2011	10	Octubre	285	12	0	2431,7	2314,2	117,5	19,15
2011	10	Octubre	285	12	1	2428,1	2314,2	113,9	18,56
2011	10	Octubre	285	12	2	2426,3	2314,2	112,1	18,27
2011	10	Octubre	285	12	3	2421,6	2314,2	107,4	17,50
2011	10	Octubre	285	12	4	2419,7	2314,2	105,5	17,19
2011	10	Octubre	285	12	5	2419,3	2314,2	105,1	17,13
2011	10	Octubre	285	12	6	2416,9	2314,3	102,6	16,72
2011	10	Octubre	285	12	7	2416,9	2314,3	102,6	16,72
2011	10	Octubre	285	12	8	2412,4	2314,3	98,1	15,98
2011	10	Octubre	285	12	9	2413,6	2314,3	99,3	16,18
2011	10	Octubre	285	12	10	2415,8	2314,3	101,5	16,54
2011	10	Octubre	285	12	11	2414,5	2314,3	100,2	16,33
2011	10	Octubre	285	12	12	2410,5	2314,3	96,2	15,67
2011	10	Octubre	285	12	13	2407,1	2314,3	92,8	15,12
2011	10	Octubre	285	12	14	2406,4	2314,3	92,1	15,01
2011	10	Octubre	285	12	15	2402,7	2314,3	88,4	14,40
2011	10	Octubre	285	12	16	2405,2	2314,3	90,9	14,81
2011	10	Octubre	285	12	17	2417,4	2314,3	103,1	16,80
2011	10	Octubre	285	12	18	2417,9	2314,4	103,5	16,86
2011	10	Octubre	285	12	19	2420,1	2314,4	105,7	17,22
2011	10	Octubre	285	12	20	2418,8	2314,4	104,4	17,01
2011	10	Octubre	285	12	21	2415,0	2314,4	100,6	16,39
2011	10	Octubre	285	12	22	2417,6	2314,4	103,2	16,81
2011	10	Octubre	285	12	23	2409,7	2314,4	95,3	15,53
2011	10	Octubre	286	13	0	2408,7	2314,4	94,3	15,36
2011	10	Octubre	286	13	1	2406,8	2314,4	92,4	15,05
2011	10	Octubre	286	13	2	2407,3	2314,4	92,9	15,14

Figura 64. Resultados depurados del procesado con GAMIT

7.2. Estimación del PW en estaciones GNSS de una red regional

Una vez confirmada la capacidad de la tecnología GNSS para aportar el valor del contenido de vapor de agua atmosférico, se han utilizado técnicas exploratorias en diversos análisis a partir del procesado de datos con el software GAMIT, para un total de doce estaciones de referencia GNSS distribuidas por las tres provincias de la Comunidad Valenciana (Figura 65), Región de Murcia y Palma de Mallorca. Se trata de un procesado de cálculo en el que se han incluido las tres estaciones permanentes de la red ERGNSS del IGN (Instituto Geográfico Nacional) de las ciudades de Valencia, Alicante y Palma de Mallorca, junto con las ocho estaciones GNSS de la red ERVA del ICV (Instituto Cartográfico Valenciano), y la estación de Murcia, todas ellas estaciones de referencia GNSS, que en la actualidad cubren con datos continuos la superficie de estudio.

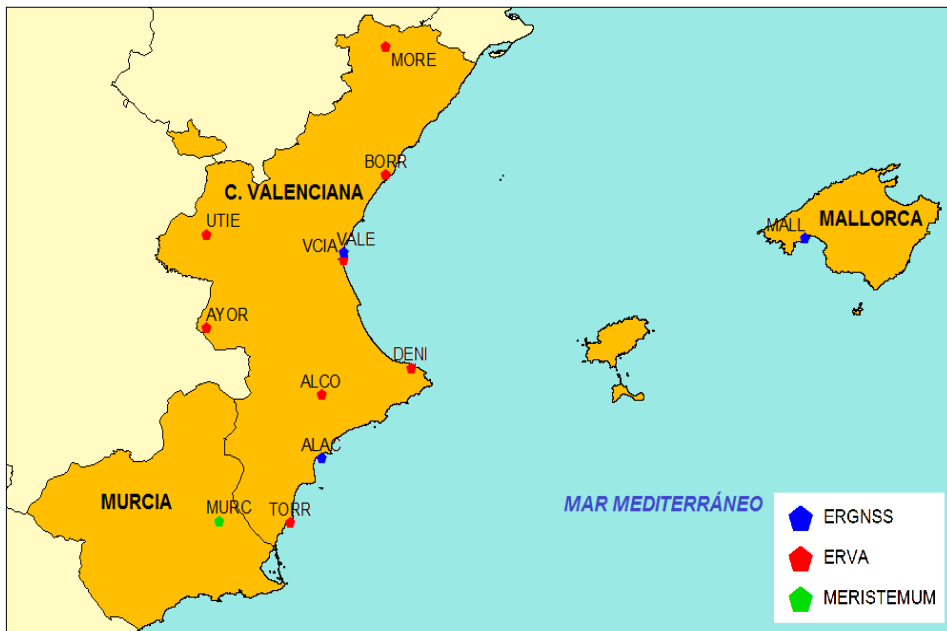


Figura 65. Estaciones GNSS de la Comunidad Valenciana, Murcia y Mallorca

Como ya se ha indicado, en el procesado para obtener el PW con el software GAMIT, se han utilizado otras estaciones GNSS lejanas, como las de Bruselas, Cagliari y USNO, para establecer líneas bases más largas, que mejoran la correlación en los cálculos de los parámetros de posicionamiento vertical.

Los datos se han calculado para todo el periodo disponible, por tanto se ha obtenido el contenido de vapor de agua de la atmosfera durante un periodo de 12 años, comprendido entre los años 2000 y 2011, para las estación del IGN de Alicante, y de un

periodo de 11 años, comprendido entre los años 2001 y 2011, para las estaciones del IGN de Valencia y Mallorca.

En el caso de las estaciones del ICV, se han calculado los datos de casi 7 años, entre el 2005 y el 2011, para las estaciones de Alcoy, Utiel, Burriana, Morella y Torrevieja; de casi 6 años (entre 2006 y 2011) de las estaciones de Valencia y Dénia; y de 4 años y medio (entre 2007 y 2011) de la estación de Ayora. Y por último, en el caso de la estación GNSS de Murcia, el procesado se ha realizado para un periodo de 6 años comprendido entre los años 2006 y 2011.

Estaciones meteorológicas - Estaciones GNSS				
Observatorio meteorológico	Estación GNSS	Distancia (km)	Desnivel (m)	Periodo de estudio
Alicante-El Altet 8019	Alicante - IGN ALAC	10 km	33 m	2001-2011
Alicante 8025	Alicante - IGN ALAC	4 km	71 m	2001-2011
Valencia-Aerop. 8414A	Valencia - IGN VALE	12 km	52 m	2001-2011
Valencia-Viveros 8416	Valencia - IGN VALE	2 km	6 m	2001-2011
Valencia-UPV 8416X	Valencia - IGN VALE	0 km	10 m	2001-2011
Mallorca-San Juan B278	Mallorca - IGN MALL	10 km	4 m	2001-2011
Alcoy 8059C	Alcoy - ICV ALCO	1 km	10 m	2005-2011
Utiel-La Cubera 8309X	Utiel - ICV UTIE	3 km	12 m	2005-2011
Castellfort 9563X	Morella - ICV MORE	14 km	6 m	2005-2011
Castellón-Almazora 8500A	Burriana - ICV BORR	6 km	13 m	2005-2011
Rojales-El Molino 7261X	Torrevieja - ICV TORR	13 km	24 m	2005-2011
Jávea-Ayto. 8050X	Dénia - ICV DENI	8 km	4 m	2006-2011
Valencia-Aerop. 8414A	Valencia - ICV VCIA	12 km	56 m	2006-2011
Valencia-Viveros 8416	Valencia - ICV VCIA	5 km	2 m	2006-2011
Valencia-UPV 8416X	Valencia - ICV VCIA	5 km	6 m	2006-2011
Jalance 8193E	Ayora - ICV AYOR	17 km	240 m	2007-2011
Murcia 7178I	Murcia - Meristem. MURC	4 km	14 m	2006-2011
Murcia - Alcantarilla 7228	Murcia - Meristem. MURC	10 km	0 m	2006-2011

Tabla 19. Distancia y desnivel entre estaciones meteorológicas y GNSS

Asimismo, de cada periodo estudiado y para cada estación GNSS, se han agrupado los valores del PW-GPS con los datos meteorológicos de su estación más próxima. Para ello, se ha tenido en cuenta que todos los datos estén referidos a la misma escala de tiempo, puesto que son datos horarios, se ha utilizado el UTC (Tiempo Universal Coordinado). El tratamiento y preparación de los datos se ha llevado a cabo

con las hojas de cálculo de Microsoft Excel. Asimismo, también se ha utilizado este software para la realización de gráficos en los que se representan los datos.

En la tabla 19 se muestran las estaciones meteorológicas más próximas a cada una de las estaciones GNSS, indicando la distancia que las separa y el desnivel que existe entre ellas. Todas las estaciones GNSS tienen una estación meteorológica próxima en un radio inferior a 15 km; además el desnivel entre ellas, no es excesivamente grande, lo que implica que no es necesario corregir los datos meteorológicos (presión y temperatura) debido a la diferencia de altitud entre estaciones.

La única diferencia relevante se produce en la estación GNSS del ICV de Ayora, donde no existe en la misma población ningún observatorio meteorológico, y se han utilizado los datos de la estación del municipio próximo de Jalance, situado a 17 km del anterior. En este caso, el desnivel entre las estaciones es de 240 metros, que se podría traducir en una corrección en la temperatura inferior a 1º, y de 0,0002 hPa en la presión, prácticamente insignificante para el análisis que se pretende realizar.

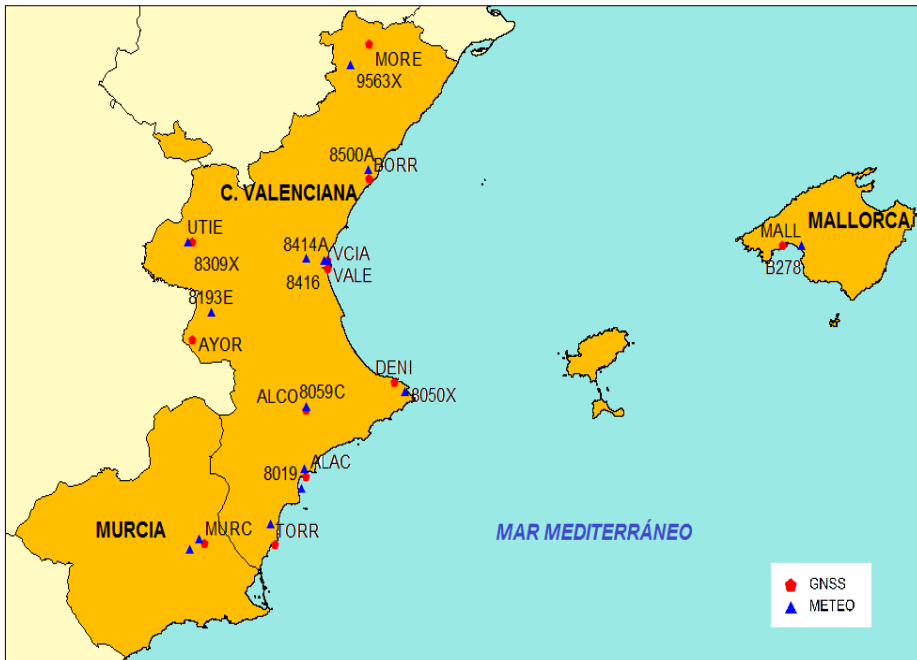


Figura 66. Localización de las estaciones meteorológicas y de las estaciones GNSS

En la figura 66, se representa gráficamente la localización de todas las estaciones GNSS (símbolo rojo) y estaciones meteorológicas (símbolo azul) utilizadas, correspondientes a la Comunidad Valenciana, Región de Murcia y Mallorca.

7.3. Estimación del PW en estaciones GNSS de una red local

En otro procesado de cálculo con el software GAMIT, se han obtenido los datos de contenido de vapor de agua atmosférico (PW) en nueve equipos receptores GNSS distribuidos por el núcleo urbano de Valencia y alrededores.

El periodo de estudio elegido se corresponde al otoño climatológico, época en la que las precipitaciones son más habituales. Las condiciones meteorológicas para que este tipo de lluvias se produzcan se corresponden a situaciones de depresión aislada en niveles altos que posibilitan la formación de sistemas de convención casi estacionarios.

Se han realizado observaciones GNSS durante dos campañas (otoño 2010 y otoño 2011) con cuatro receptores estacionados en diferentes edificios de la ciudad de Valencia: al norte (PASC), al este (ENRI), en el centro (CATA) y en el oeste (IGNV). Asimismo se han utilizado los datos de las estaciones permanentes de referencia del IGN (VALE) y del ICV (VCIA), y los datos de las tres estaciones de la Autoridad Portuaria de Valencia, situadas en los Puertos Marítimos de Valencia (APVV), Sagunto (APVS) y Gandía (APVG).

Dicha red urbana, sin considerar las estaciones GNSS de la Autoridad Portuaria de Sagunto y Gandía (Figura 67), abarca una superficie de 25 km², y tiene líneas base que van desde los 945 metros (entre las estaciones ENRI-VALE) hasta los 8,4 km (entre las estaciones PASC-VCIA). La longitud media de los lados de la red es de 3,5 km.



Figura 67. Localización de las estaciones GNSS y meteorológicas (Valencia)

En la tabla 20, se muestran las distancias entre las estaciones GNSS utilizadas en este estudio, donde se pueden observar las longitudes entre los lados de la triangulación de la red formada por los receptores GPS utilizados e instalados en la ciudad de Valencia.

Distancias en kilómetros entre estaciones GNSS (Valencia)									
	Norte PASC	Este ENRI	Centro CATA	Oeste IGVN	IGN VALE	ICV VCIA	P.Val. APVV	P.Sag. APVS	P.Gan. APVG
Norte PASC		3,8	4,9	4,5	3,7	8,4	7,5	19,4	59,9
Este ENRI	3,8		2,4	3,8	0,9	4,7	3,9	22,2	56,2
Centro CATA	4,9	2,4		2,1	3,3	4,5	5,0	24,1	56,0
Oeste IGVN	4,5	3,8	2,1		4,6	6,5	7,0	23,8	57,8
IGN VALE	3,7	0,9	3,3	4,6		5,0	3,8	21,4	56,2
ICV VCIA	8,4	4,7	4,5	6,5	5,0		2,4	26,2	51,6
P.Val. APVV	7,5	3,9	5,0	7,0	3,8	2,4		24,1	52,5
P.Sag. APVS	19,4	22,2	24,1	23,8	21,4	26,2	24,1		73,1
P.Gan. APVG	59,9	56,2	56,0	57,8	56,2	51,6	52,5	73,1	

Tabla 20. Distancias entre las estaciones GNSS (Valencia)

Los datos meteorológicos utilizados se corresponden a cada una de las tres estaciones meteorológicas gestionadas por la AEMET y ubicadas dentro de la zona de estudio en la ciudad de Valencia. Estas estaciones, como se puede observar en la figura 67, se localizan en el aeropuerto de Manises (oeste de la ciudad), en el jardín de Viveros (centro de la ciudad) y en el campus de Vera de la Universidad Politécnica de Valencia (este de la ciudad).

En la tabla 21, se muestra la distancia y el desnivel que existe entre cada una de las estaciones GNSS, respecto a las tres estaciones meteorológicas de la ciudad de Valencia.

Estaciones GNSS - Estaciones meteorológicas			
Estación GNSS	Observatorio meteorológico	Distancia (km)	Desnivel (m)
Valencia Norte (4789) PASC	Valencia-Aerop. 8414A	10,5 km	-42 m
	Valencia-Viveros 8416	3,5 km	16 m
	Valencia-UPV 8416X	3,7 km	20 m
Valencia Este (0769) ENRI	Valencia-Aerop. 8414A	10,8 km	-42 m
	Valencia-Viveros 8416	1,6 km	16 m
	Valencia-UPV 8416X	1,1 km	20 m
Valencia Centro (3662) CATA	Valencia-Aerop. 8414A	8,8 km	-35 m
	Valencia-Viveros 8416	1,5 km	23 m
	Valencia-UPV 8416X	3,5 km	27 m
Valencia Oeste (0155) IGNV	Valencia-Aerop. 8414A	7,0 km	-13 m
	Valencia-Viveros 8416	2,1 km	45 m
	Valencia-UPV 8416X	4,7 km	49 m
APV - P. de Sagunto APVS-----	Valencia-Aerop. 8414A	28,3 km	-54 m
	Valencia-Viveros 8416	22,6 km	3 m
	Valencia-UPV 8416X	21,3 km	7 m
APV - P. de Valencia APVV	Valencia-Aerop. 8414A	13,7 km	-8 m
	Valencia-Viveros 8416	5,2 km	50 m
	Valencia-UPV 8416X	3,8 km	54 m
APV - P. de Gandía APVG	Valencia-Aerop. 8414A	61,3 km	-63 m
	Valencia-Viveros 8416	57,0 km	-5 m
	Valencia-UPV 8416X	56,2 km	-1 m
Valencia - IGN VALE	Valencia-Aerop. 8414A	11,7 km	-41 m
	Valencia-Viveros 8416	2,5 km	17 m
	Valencia-UPV 8416X	0,1 km	21 m
Valencia - ICV VCIA	Valencia-Aerop. 8414A	12,5 km	-56 m
	Valencia-Viveros 8416	5,4 km	2 m
	Valencia-UPV 8416X	5,1 km	6 m

Tabla 21. Distancia -y desnivel entre estaciones GNSS y meteorológicas (Valencia)

Capítulo VIII

RESULTADOS EXPERIMENTALES Y ANÁLISIS

8.1. Introducción

En este capítulo se presentan los resultados, la evaluación y discusión de los experimentos realizados. En un primer estudio se aborda la fiabilidad de la tecnología GNSS como sistema de medición del contenido de vapor de agua atmosférico. A continuación, en un primer bloque, se engloban todos los análisis llevados a cabo con los resultados obtenidos de contenido de vapor de agua atmosférico en las estaciones GNSS ubicadas en la Comunidad Valenciana.

Dentro de este primer bloque, y en un primer análisis, se contrastan los resultados de PW obtenidos de dos estaciones GNSS que se encuentran muy próximas entre sí. En un segundo análisis, se evalúa el ciclo anual del contenido de vapor de agua atmosférico en cada una de las estaciones. En el siguiente análisis, se realiza el estudio más trascendental de este trabajo de investigación, en el que se determinan las situaciones donde existe o no probabilidad de lluvia, y en el que se relacionan las variables meteorológicas presión atmosférica y precipitación, con los datos de PW obtenidos en las estaciones GNSS de toda la serie disponible, a partir de datos mensuales. Este novedoso análisis se ha llevado a cabo únicamente con los datos de las estaciones con series largas, que se corresponden a las estaciones ERGNSS del IGN de Valencia, Alicante y Mallorca.

En los últimos análisis de este bloque, se analizan los datos de PW obtenidos durante los fenómenos de lluvia producidos en las zonas donde se encuentran las estaciones GNSS ubicadas en la Comunidad Valenciana. De esta forma, se muestran algunos ejemplos de cada uno de los tipos de precipitación observada, discutiendo los distintos patrones de tendencia de estas variables atmosféricas. Se concluyen los

estudios de este bloque, con el análisis de la evolución del PW en las distintas estaciones en un mismo episodio de lluvias.

En el segundo bloque, se realiza una evaluación de los experimentos realizados con los datos de vapor de agua precipitable obtenidos durante dos campañas correspondientes a los meses de otoño de los años 2010 y 2011, donde se han realizado observaciones simultaneas con siete receptores GNSS distribuidos por la ciudad de Valencia.

8.2. Validación de la metodología empleada

El primer estudio llevado a cabo se ha realizado para validar la tecnología GNSS como sistema de medición del contenido de vapor de agua atmosférico. A pesar de que numerosos autores ya lo han confirmado [Tregoning et al. (1998), Bock y Doerflinger (2000), Vedel et al. (2001), Pacione et al. (2001), Boccolari et al. (2002), Van Baelen et al. (2005), Alexandrov (2009)], es preciso volver a analizarlo en este estudio, con el fin de demostrar la fiabilidad de los datos a obtener.

Para ello, se han comparado las medidas obtenidas, tras el procesado de observaciones GNSS, de tres estaciones de referencia GNSS próximas a tres estaciones de radiosondeo. Para este estudio se han utilizado las tres estaciones de radiosondeo más próximas a la zona de estudio y que además envuelven a la Comunidad Valenciana. Se trata de las estaciones de Mallorca y de Zaragoza de la red ERGNSS del IGN y de la estación GNSS de Murcia de la red Meristemum (Figura 68).

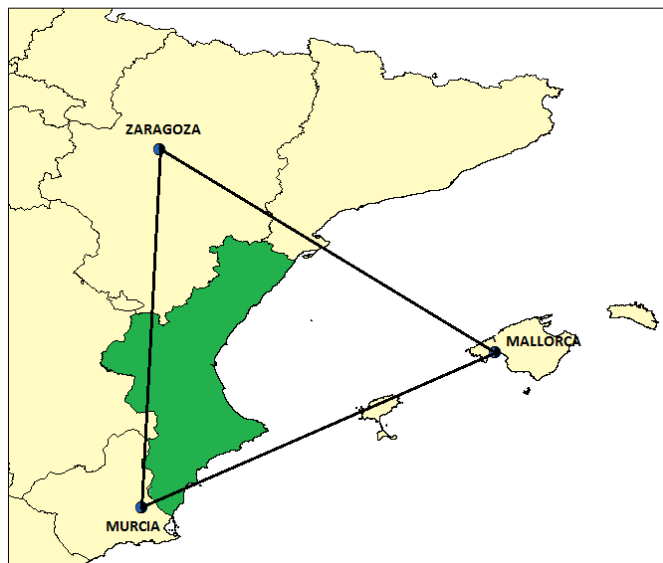


Figura 68. Localización de las estaciones de radiosondeo y estaciones GNSS

En el caso de las estaciones de Zaragoza y de Murcia, el procesado se ha realizado para un periodo de 6 años comprendido entre los años 2006 y 2011. En el caso de la estación de Mallorca, se han obtenido datos de agua precipitable horarios para un periodo de 11 años comprendido entre los años 2001 y 2011. En cada uno de los casos, para toda la serie de datos GNSS disponible.

En la Tabla 22 se puede observar que las estaciones distan entre sí, entre 10 y 14 kilómetros, y el desnivel entre ellas es inferior a los 40 metros.

Estaciones de radiosondeo - Estaciones GNSS			
Estación de radiosondeo	Estación GNSS	Distancia (km)	Desnivel (m)
Zaragoza 08160	Zaragoza ZARA	11 km	38 m
Mallorca 08302	Mallorca MALL	10 km	21 m
Murcia 08430	Murcia MURC	14 km	13 m

Tabla 22. Distancia y desnivel entre las estaciones de radiosondeo y GNSS

Los datos obtenidos a partir de las observaciones GNSS, se han comparado con los datos proporcionados por las estaciones de radiosondeo. Si en las estaciones de radiosondeo utilizadas se realizan dos lanzamientos de radiosonda diarios, se tienen un total de 730 datos de vapor de agua al año para cada una de las tres estaciones de radiosondeo. La estimación del vapor de agua con técnicas GNSS, en este caso, ofrece un dato horario, esto es, 24 datos diarios, 8760 datos al año para cada una de las estaciones GNSS utilizadas. Por tanto, únicamente se han comparado los dos datos GNSS diarios que se obtienen de forma simultánea a los de los radiosondeos.

Los análisis estadísticos se han realizado con el software SPSS, sistema global para el análisis de datos. Este software, entre otras muchas cosas, permite la realización de test o análisis estadísticos bivariantes y multivariantes, análisis como la correlación entre variables, las tablas de contingencias o la comparación de medias (anova de un factor). Asimismo, el software SPSS permite la generación de informes tabulares, gráficos y diagramas.

En primer lugar, se utiliza la estación GNSS y la estación de radiosondeo de la ciudad de **Zaragoza** (distantes entre sí 11 km), donde se han considerado los datos comunes (medidos en el mismo instante) de agua precipitable (PW) obtenidos con ambas metodologías. En el caso de la estación GNSS, el PW medido en milímetros (mm), se ha denominado PWGPS, y en el caso de la estación de radiosondeo, el PW se ha denominado como PWRS.

Se han comparado un total de 2607 valores de PW, del periodo comprendido entre el 1 de enero de 2006 y el 31 de diciembre de 2011, correspondientes al total de la serie disponible. En un primer test estadístico llevado a cabo con el programa SPSS, se ha analizado la correlación existente entre dos variables métricas: el dato estimado con GPS (PWGPS) y el dato obtenido con radiosondeo (PWRS).

Tras la realización del test de correlación, se puede observar (Tabla 23) que entre la variable PWGPS (agua precipitable estimada con GPS) y la variable PWRS (agua precipitable estimada con radiosondeo) existe una relación directa (coeficiente de correlación de **Pearson = 0,935**) y significativa (nivel de **significatividad $p < 0,01$**), es decir, existe una relación importante y sistemática entre los datos superior al 99%. El valor N de la Tabla, es el número de muestras analizado.

Correlación (Zaragoza)

		PWGPS	PWRS
PWGPS	Correlación de Pearson	1	,935(**)
	Sig. (bilateral)		,000
	N	2607	2607
PWRS	Correlación de Pearson	,935(**)	1
	Sig. (bilateral)	,000	
	N	2607	2607

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 23. Correlación PWGPS-PWRS en Zaragoza

También se han contrastado los datos de las estaciones GNSS y de radiosondeo localizadas de la ciudad de **Murcia** (distantes entre sí 14 km), donde se han obtenido los datos medidos en el mismo momento de agua precipitable (PW). De la misma forma que en el caso anterior, al dato GNSS se le ha denominado PWGPS, y al dato de radiosondeo, se le ha denominado PWRS. Se han comparado un total de 2625 valores de PW (todos los datos existentes), correspondientes al mismo periodo anterior, comprendido entre el 1 de enero de 2006 y el 31 de diciembre de 2011.

En un primer test estadístico llevado a cabo con el programa SPSS, se ha analizado la correlación existente entre dos variables métricas: el dato estimado con GPS y el dato obtenido con radiosondeo.

Correlación (Murcia)

		PWGPS	PWRS
PWGPS	Correlación de Pearson	1	,942(**)
	Sig. (bilateral)		,000
	N	2625	2625
PWRS	Correlación de Pearson	,942(**)	1
	Sig. (bilateral)	,000	
	N	2625	2625

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 24. Correlación PWGPS-PWRS en Murcia

Tras la realización del test de correlación, se puede observar (Tabla 24) que entre la variable PWGPS (agua precipitable con GPS) y la variable PWRS (agua precipitable con radiosondeo) existe una relación directa (coeficiente de correlación de

Pearson = 0,942) y significativa (nivel de **significatividad $p < 0,01$**), es decir, existe una relación importante y sistemática entre los datos superior al 99%.

Y por último, se han contrastado los datos de agua precipitable medidos en **Palma de Mallorca**, dado que en dicha ciudad también se encuentran próximas una estación GNSS y una estación de radiosondeo (distantes entre sí 10 km). En este caso, se dispone de mayor número de datos, puesto que se trata de una de las primeras estaciones de referencia GNSS que funcionan de forma permanente en España, por lo que se han comparado un total de 5102 valores de PW, correspondientes al periodo comprendido entre el 1 de enero de 2001 y el 31 de diciembre de 2011 (11 años).

Correlación (Mallorca)

		PWGPS	PWRS
PWGPS	Correlación de Pearson	1	,946(**)
	Sig. (bilateral)		,000
	N	5102	5102
PWRS	Correlación de Pearson	,946(**)	1
	Sig. (bilateral)	,000	
	N	5102	5102

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 25. Correlación PWGPS-PWRS en Mallorca

Tras la realización del test de correlación entre los datos de las estaciones de Mallorca, se puede observar (Tabla 25) que entre la variable PWGPS (agua precipitable con GPS) y la variable PWRS (agua precipitable con radiosondeo) existe una relación directa (coeficiente de correlación de **Pearson = 0,946**) y significativa (nivel de **significatividad $p < 0,01$**), es decir, existe una relación importante y sistemática entre los datos superior al 99%.

En las siguientes figuras se muestran los gráficos de dispersión de los datos y la recta de regresión ajustada linealmente. Entre los datos analizados de las tres ciudades, el coeficiente de correlación es próximo a la unidad: Zaragoza=0,875 (Figura 69), Murcia=0,887 (Figura 70) y Mallorca=0,895 (Figura 71). Este hecho indica que la recta de regresión obtenida merece mucha confianza, dado que existe interdependencia entre las variables, por lo que la dependencia estadística entre los datos estimados con la tecnología GNSS y con técnicas de radiosondeo, es grande.

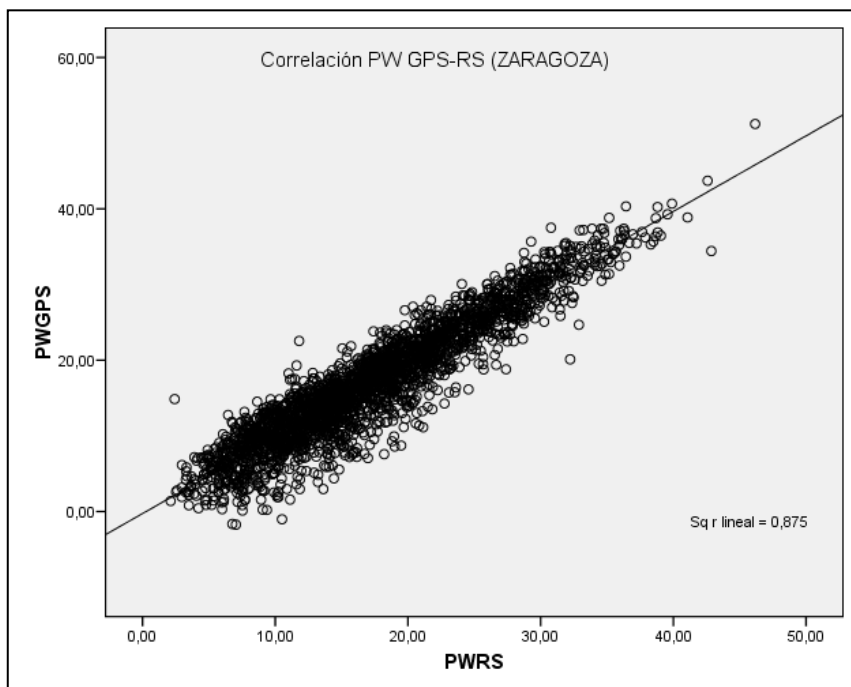


Figura 69. Correlación entre los datos (Zaragoza)

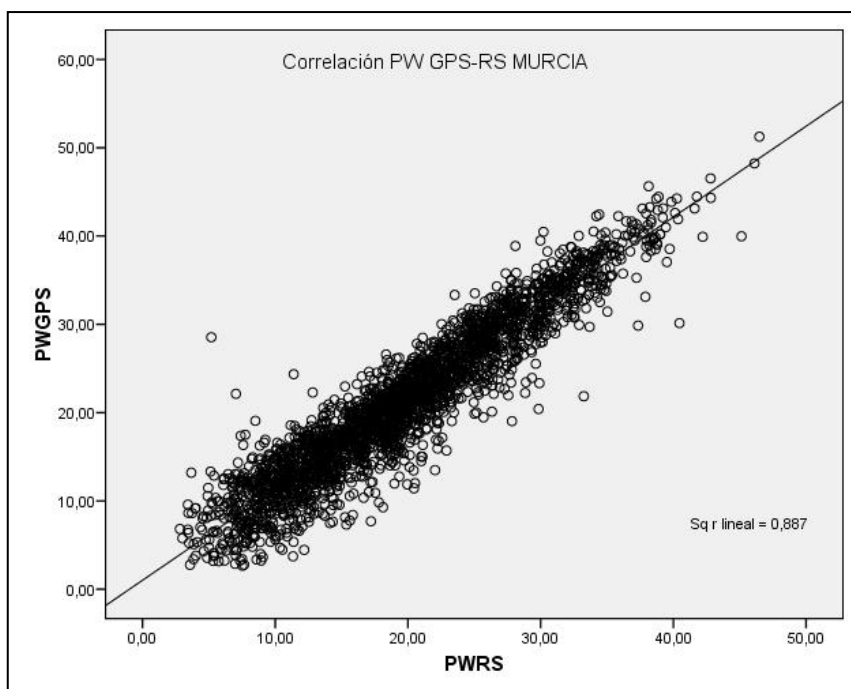


Figura 70. Correlación entre los datos (Murcia)

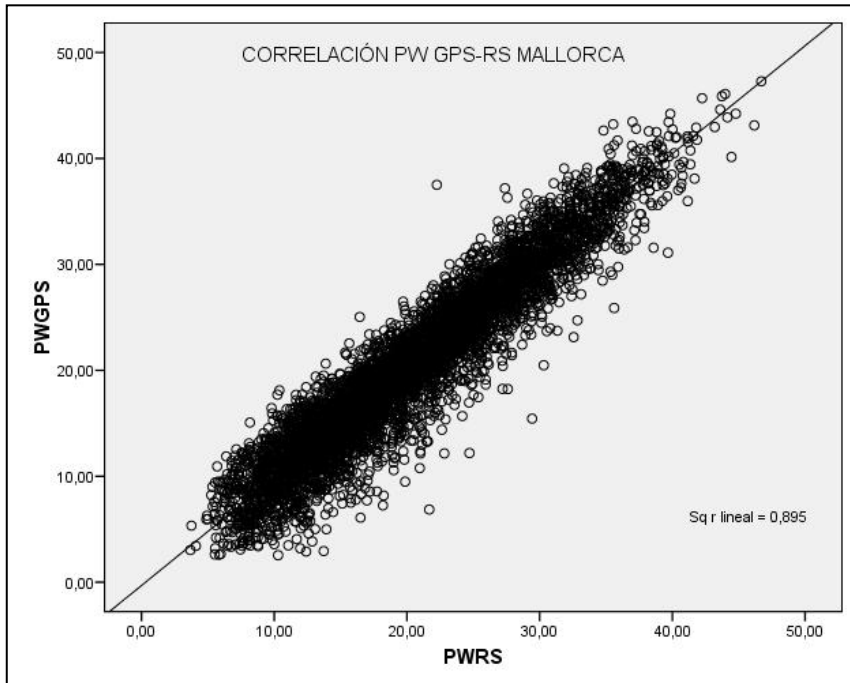


Figura 71. Correlación entre los datos (Mallorca)

A continuación, se representa la serie de todos los datos disponibles de vapor de agua precipitable en un periodo de tiempo concreto, para cada una de las tres estaciones testeadas. De esta forma, además de observar las posibles diferencias entre valores de PW medidos de forma simultánea con ambas técnicas, se puede evaluar la cantidad de datos que aportan cada una de ellas.

En las siguientes figuras, correspondientes a los datos de Zaragoza (Figura 72), Murcia (Figura 73) y Mallorca (Figura 74), se representa la evolución temporal del PW obtenido con GPS (línea azul) y del PW medido en la estación de radiosondeo (punto rojo) para el periodo correspondiente a un mes. En este caso, se ha escogido como representativo el mes de julio de 2010, donde en el eje de abscisas se representan los días (31 días), y en el eje de ordenadas los valores de PW en milímetros.

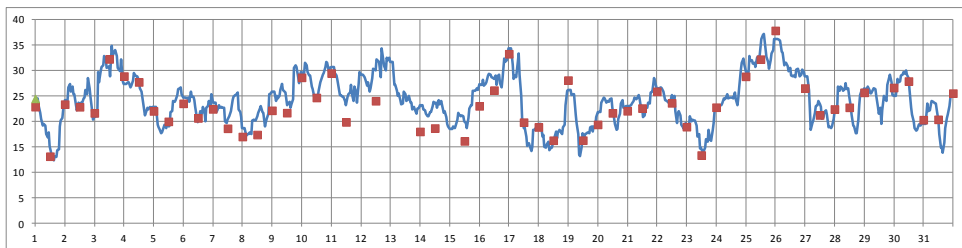


Figura 72. Gráfico mensual de las series PW-GPS y PW-RS (Zaragoza)

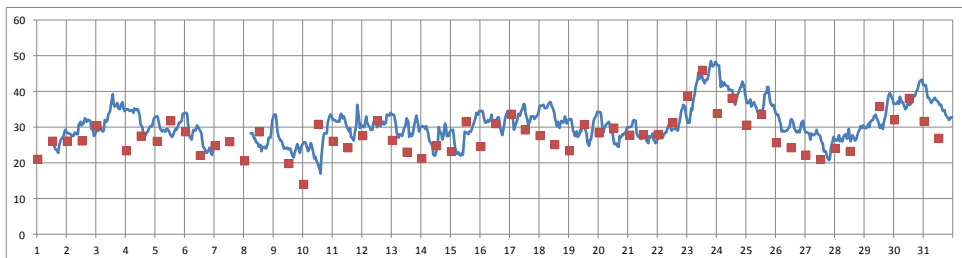


Figura 73. Gráfico mensual de las series PW-GPS y PW-RS (Murcia)

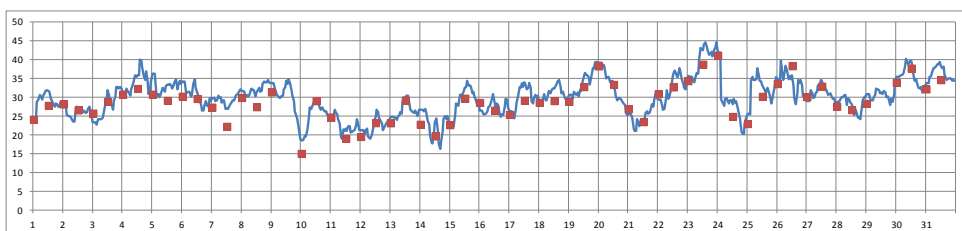


Figura 74. Gráfico mensual de las series PW-GPS y PW-RS (Mallorca)

De esta forma, el PW-GPS, representado en los gráficos anteriores por la línea azul, es una serie completa definida por una línea continua obtenida a partir de 24 datos por día (744 datos en un mes), mientras que el PW-RS, representado en los gráficos por un punto rojo, es un dato puntual, concretamente 2 datos por día (62 datos en un mes), siempre y cuando no falle ningún lanzamiento.

En las siguientes figuras 75 (Zaragoza), 76 (Murcia) y 77 (Mallorca), se representa la evolución temporal del PW obtenido con GPS y con radiosondeo en cada una de las tres ciudades analizadas para el periodo correspondiente a una semana. En este caso, se representan todos los datos disponibles de vapor de agua precipitable con ambas técnicas durante la primera semana del mes de marzo de 2008. En el eje de abscisas se representan los días (del 1 al 7) y en el eje de ordenadas los valores de PW correspondientes en milímetros.

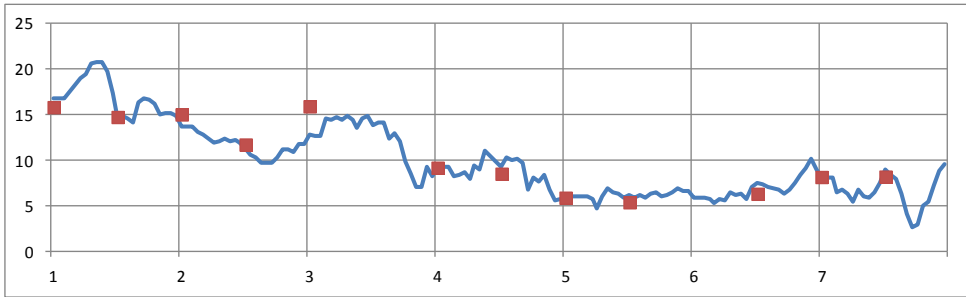


Figura 75. Gráfico semanal de las series PW-GPS y PW-RS (Zaragoza)

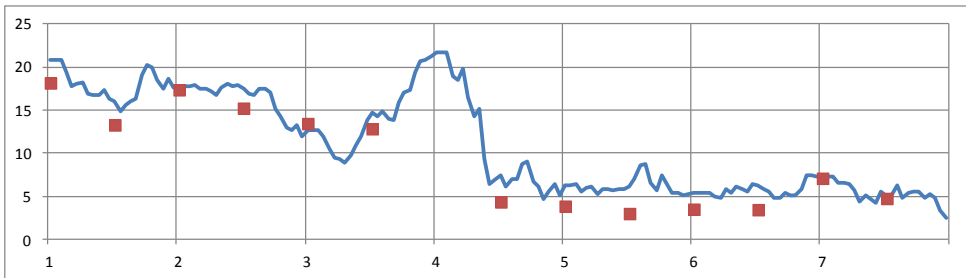


Figura 76. Gráfico semanal de las series PW-GPS y PW-RS (Murcia)

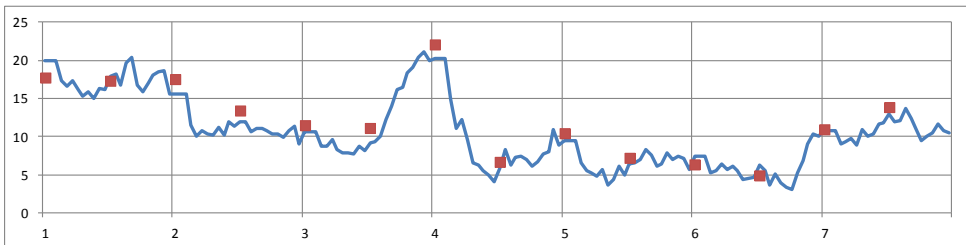


Figura 77. Gráfico semanal de las series PW-GPS y PW-RS (Mallorca)

El PW-GPS, representado por la línea azul, es una línea continua dibujada a partir de 168 datos (24 datos diarios por 7 días), mientras que el PW-RS, queda representado por 14 valores puntuales (2 datos diarios por 7 días). De esta forma, además de ver que los datos son fiables, puesto que las diferencias entre los datos son pequeñas (en la muestra testeada nunca superan los 3 mm), el volumen de información obtenido mediante la tecnología GNSS es mucho mayor, ofreciendo datos continuos y permanentes.

Se puede exponer que la metodología GNSS tiene la capacidad de estimar de forma fiable y precisa, el contenido de vapor de agua en columna atmosférico. Las relaciones entre los datos obtenidos con técnicas GNSS y los comparados con los datos medidos con radiosondeos, muestran una correlación casi perfecta para cada uno de los tres casos analizados, y un nivel de significatividad muy alto, lo que indica que el dato es

sistemático para ambas metodologías, del orden que anteriores autores ya demostraron (Behrend, 2002; Bock, 2007).

Este hecho implica que la variable agua precipitable (PW) puede ser medida con mayor continuidad, esto es, ofrecida con mayor volumen de datos, puesto que se puede pasar de los dos datos diarios que ofrece el radiosondeo, a un mínimo de un dato horario, que ha sido el intervalo temporal de este estudio.

Por otro lado, se puede mejorar la distribución espacial de esta variable; por ejemplo, en España únicamente se dispone de los datos de ocho estaciones de radiosondeo, mientras que el número de estaciones de referencia GNSS es mucho mayor, encontrándose distribuidas por todo el territorio español (Península Ibérica, islas Canarias, islas Baleares, Ceuta y Melilla).

Como conclusión y tras los resultados obtenidos, se evidencia la bondad de la estrategia de cálculo usada y la capacidad de la tecnología GNSS para estimar el contenido de vapor de agua atmosférico. Asimismo, la tecnología GNSS, desde un punto de vista espacial y temporal, ofrece mayor cantidad de información en lo que respecta al contenido de vapor de agua atmosférico.

8.3. Análisis del PW en las estaciones GNSS de una red regional

Las investigaciones de este apartado se refieren a los experimentos realizados con los datos de vapor de agua precipitable obtenidos de las diez estaciones GNSS de la Comunidad Valenciana, esto es, en las dos estaciones de la red ERGNSS del IGN (localizadas en las ciudades de Valencia y Alicante) y en las ocho estaciones de la red ERVA del ICV. Además, se han utilizado los datos de vapor de agua precipitable obtenidos de las estaciones de Palma de Mallorca (ERGNSS del IGN) y de Murcia (red Meristemun).

El periodo de estudio ha sido todo el disponible, es decir, desde que cada una de las estaciones GNSS publican sus datos de forma continua y permanente. Se dispone de datos de 12 años completos para la estación de la red ERGNSS del IGN de Alicante, desde 2000 hasta 2011, y de datos de 11 años completos para las estaciones de Valencia y Mallorca (2001-2011). De las primeros receptores GNSS de la red ERVA del ICV, se tienen datos de casi 7 años, para las estaciones de Morella, Burriana, Utiel, Alcoy y Torrevieja (2005-2011), de 6 años para las estaciones de Valencia y Dénia (2006-2011), y de 5 años para la estación de Ayora (2007-2011). Por su parte, la estación de Murcia de la red Meristemum, publica datos desde 2006 (2006-2011).

8.3.1. Evaluación de datos de estaciones GNSS próximas

Entre las estaciones distribuidas en la Comunidad Valenciana, se da la circunstancia que en la ciudad de Valencia se encuentran dos estaciones de referencia permanentes GNSS muy próximas, la estación de VALE (IGN) y la estación de VCIA (ICV), por lo que en una primera evaluación, se van a contrastar los resultados obtenidos en ambas estaciones del periodo común de observación.

En primer lugar, se han comparado las posibles o no analogías entre los datos de PW de las dos estaciones GNSS que existen en la ciudad de Valencia, estaciones que distan entre sí 5 kilómetros. Si bien, de la estación de VALE (IGN) se dispone de datos desde el 1 de enero de 2001, de la estación de VCIA (ICV), el inicio de los datos es desde el 6 de agosto de 2006, fecha a partir de la cual, existen dos datos para la misma zona.

Por ello, se han comparado un total de 8493 valores comunes de PW, correspondientes a los datos del año 2008.

Estaciones GNNS de VALE (IGN) y VCIA (ICV)

		PW_VALE	PW_VCIA
PW_VALE	Correlación de Pearson	1	,998(**)
	Sig. (bilateral)		,000
	N	8493	8493
PW_VCIA	Correlación de Pearson	,998(**)	1
	Sig. (bilateral)	,000	
	N	8493	8526

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 26. Correlación PW-GPS en las estaciones VALE y VCIA

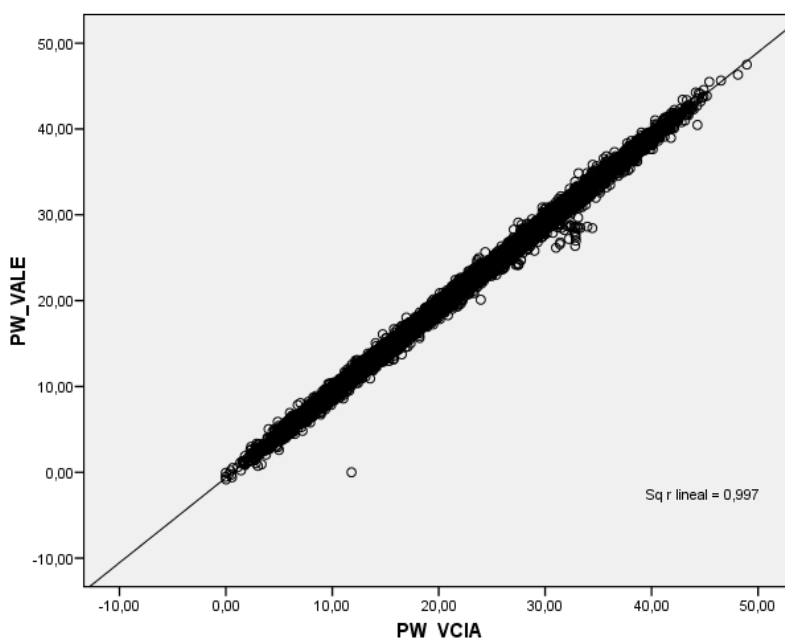


Figura 78. Correlación datos PW-VALE Y PW-VCIA

Tras la realización del test de correlación, se puede observar (Tabla 26) que entre los datos de agua precipitable con GNSS en las estaciones de VALE (IGN) y VCIA (ICV) existe una relación directa (coeficiente de correlación de **Pearson = 0,998**) y significativa (nivel de **significatividad $p < 0,01$**). Por tanto, los datos en ambas estaciones son prácticamente idénticos. En la Figura 78, se muestra el gráfico de dispersión de los datos y la recta de regresión ajustada linealmente, con un coeficiente de determinación de 0,997.

Esta situación hace que los datos de ambas estaciones GNSS, siempre y cuando no existan diferencias relevantes, sea óptimo para su utilización en los estudios realizados, lo que permitirá utilizar cualquiera de ellos.

8.3.2. Evaluación del ciclo del agua precipitable

En este apartado, se analiza la evolución del contenido de vapor de agua atmosférico en columna sobre la Comunidad Valenciana obtenido en cada una de las estaciones GNSS que actualmente publican sus datos. El Sistema de Observación del Clima Mundial (GCOS) establece que el periodo de referencia de cualquier variable climatológica debe ser de 30 años, es por ello, que este estudio se refiere a una caracterización o análisis estadístico de la variable PW en las distintas estaciones de la Comunidad Valenciana, y en las estaciones de Mallorca y Murcia.

En la primera gráfica se representa la evolución del PW en la estación de Alicante (serie más larga de todo el periodo) durante 12 años (periodo 2000-2011).

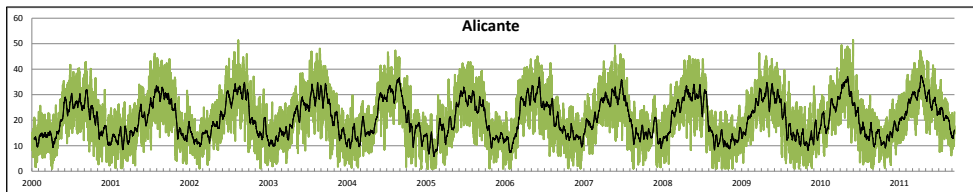


Figura 79. Representación del ciclo 2000-2011 del PW (Alicante)

De la misma forma, se obtiene la evolución del PW a partir de datos horarios, en las estaciones del IGN de Valencia y Mallorca durante 11 años (periodo 2001-2011).

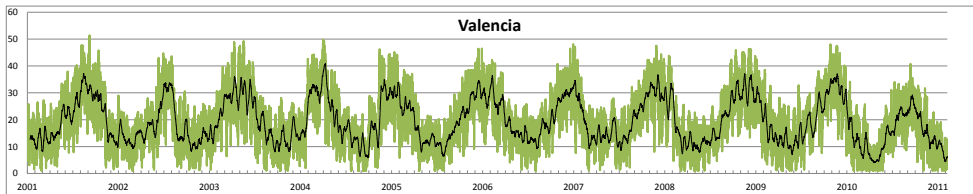


Figura 80. Representación del ciclo 2001-2011 del PW (Valencia)

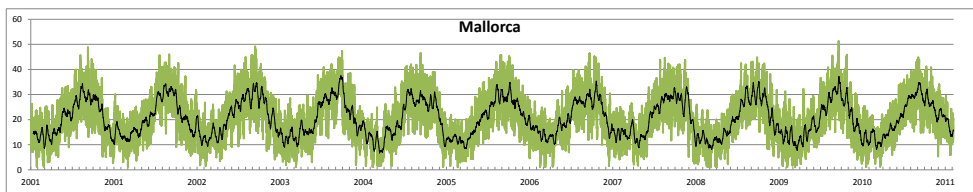


Figura 81. Representación del ciclo 2001-2011 del PW (Mallorca)

En las siguientes gráficas, referidas a las estaciones de la red ERVA, se obtiene la evolución del PW de ciclos anuales de todos los años completos disponibles. Por tanto, se dispone de registros completos desde 2005 para la estación de Alcoy (Alicante); desde 2006 para las estaciones de Burriana (Castellón), Morella (Castellón), Torrevieja (Alicante) y Utiel (Valencia); desde 2007 para las estaciones de Dénia (Alicante) y Valencia; y desde 2008 para la estación de Ayora (Valencia). Para la estación de Murcia de la red Meristemum se ha representado la evolución del PW desde 2007.

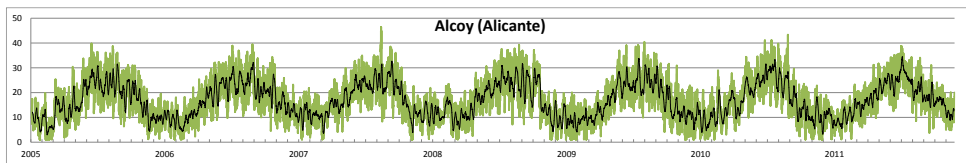


Figura 82. Representación del ciclo 2005-2011 del PW (Alcoy)

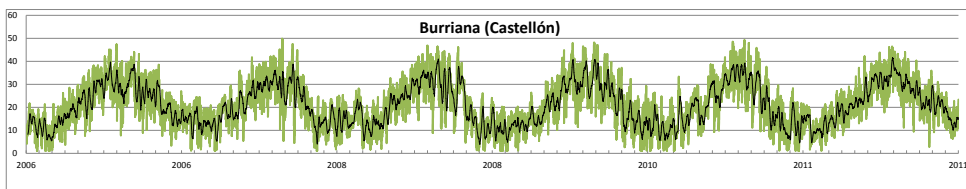


Figura 83. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Burriana)

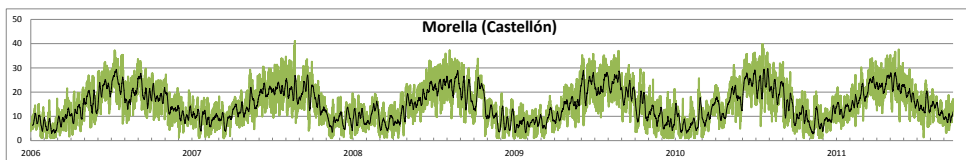


Figura 84. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Morella)

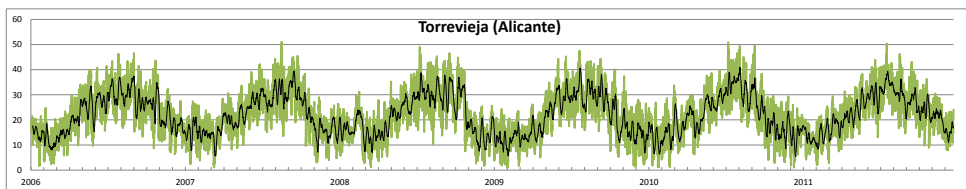


Figura 85. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Torrevieja)

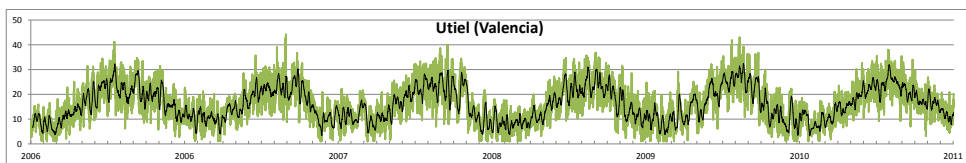


Figura 86. Representación del ciclo 2006-2011 del PW (Utiel)

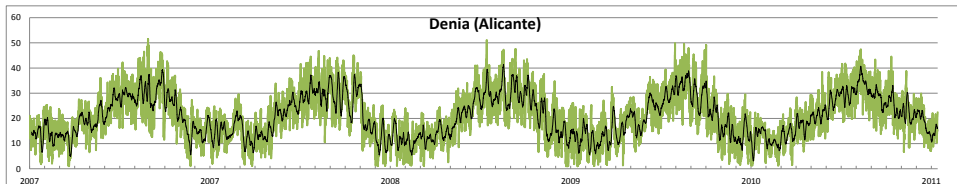


Figura 87. Representación del ciclo 2007-2011 del PW (Dénia)

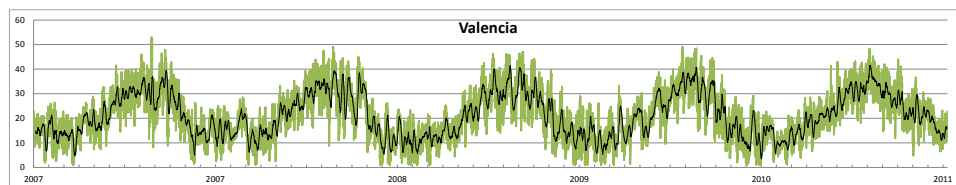


Figura 88. Representación del ciclo 2007-2011 del PW (Valencia)

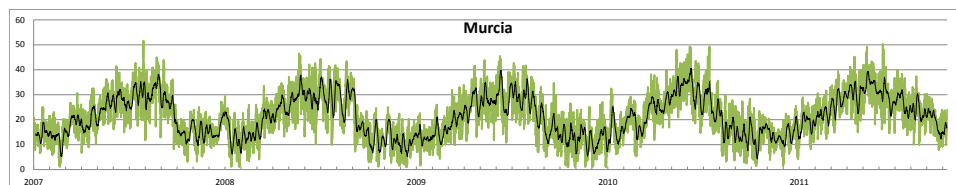


Figura 89. Representación del ciclo 2007-2011 del PW (Murcia)

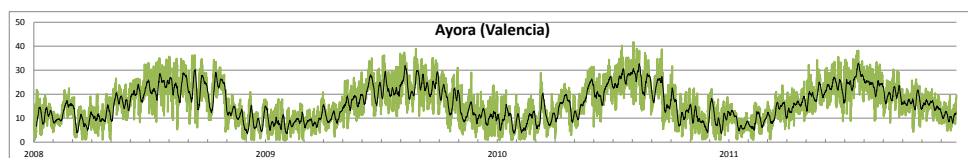


Figura 90. Representación del ciclo 2008-2011 del PW (Ayora)

Los gráficos de la evolución temporal del PW muestran claramente que el agua precipitable experimenta un comportamiento cíclico anual. La línea de color verde está dibujada a partir de todos los datos horarios disponibles (cada año se representa a partir de 8760 datos de PW, 24 datos diarios), mientras que la línea de color negro representa el valor medio diario de PW (cada año se representa por 365 datos).

En un primer análisis, se observa que la línea que representa el PW es similar en todas las estaciones GNSS procesadas, donde las gráficas, para la misma escala, son prácticamente paralelas. De forma general, los valores mínimos se registran en los primeros meses del año (final del invierno), mientras que los valores máximos se producen en verano. También se observa que el incremento de vapor de agua de febrero a julio se desarrolla de una forma suave, mientras que disminuye durante el otoño de una manera más pronunciada, acorde con el ciclo hidrológico, donde la atmósfera se carga lentamente de vapor de agua (evaporación) durante la primavera y verano, y se descarga de forma más brusca, en forma de precipitación, durante el otoño.

Los ciclos de las estaciones costeras (Alicante, Valencia, Mallorca, Burriana, Torrevieja y Dénia), presentan una mayor separación vertical, respecto a las estaciones del interior (Alcoy, Morella, Utiel y Ayora). Esto es debido fundamentalmente al aporte continuo de humedad del mar Mediterráneo, y a que el PW disminuye conforme aumenta la altitud de la estación.

El máximo valor registrado de todo el periodo de estudio de PW ha sido de 52.9 mm en la estación de Valencia, el día 5 de septiembre de 2001. De la misma forma, se

han registrado valores máximos de 51.5 mm en Dénia (Alicante), 51.4 mm en Alicante, 51.3 en Mallorca, 50.9 en Torrevieja (Alicante) y 49.9 en Burriana (Castellón), todas ellas, estaciones próximas a la costa, es decir, prácticamente al nivel del mar. Por su parte, los valores máximos registrados de las estaciones de interior son algo menores: 46.4 mm en la estación de Alcoy (640 metros de altitud), 44.1 en la estación de Utiel (800 metros de altitud), 41.8 en la estación de Ayora (661 metros de altitud) y 41.0 en la estación de Morella (1037 metros de altitud).

La evolución del ciclo anual de PW en la estación de Murcia se sitúa en un caso intermedio, con separaciones verticales menores a las estaciones costeras, y algo mayores a las estaciones de interior, donde el máximo valor registrado de todo el periodo de estudio ha sido de 51.6 mm, el segundo valor más alto registrado.

Como el periodo de estudio es relativamente corto y no existe mucha proporcionalidad en la cantidad de datos disponibles, en un segundo apartado se presenta el **ciclo anual** del último año completo disponible (año 2011) para cada una de las estaciones. De esta forma, y aunque el estudio no tenga ningún valor climatológico, se podrá examinar con mayor grado de detalle la representatividad de los resultados del anterior apartado, y valorar la homogeneidad o heterogeneidad del PW en la zona de estudio. Las siguientes gráficas se presentan agrupadas en función de la similitud entre sus ciclos anuales. En primer lugar se presentan las gráficas correspondientes a las estaciones de Alicante y Torrevieja (Figura 91), próximas a la costa y situadas al sur de la Comunidad Valenciana.

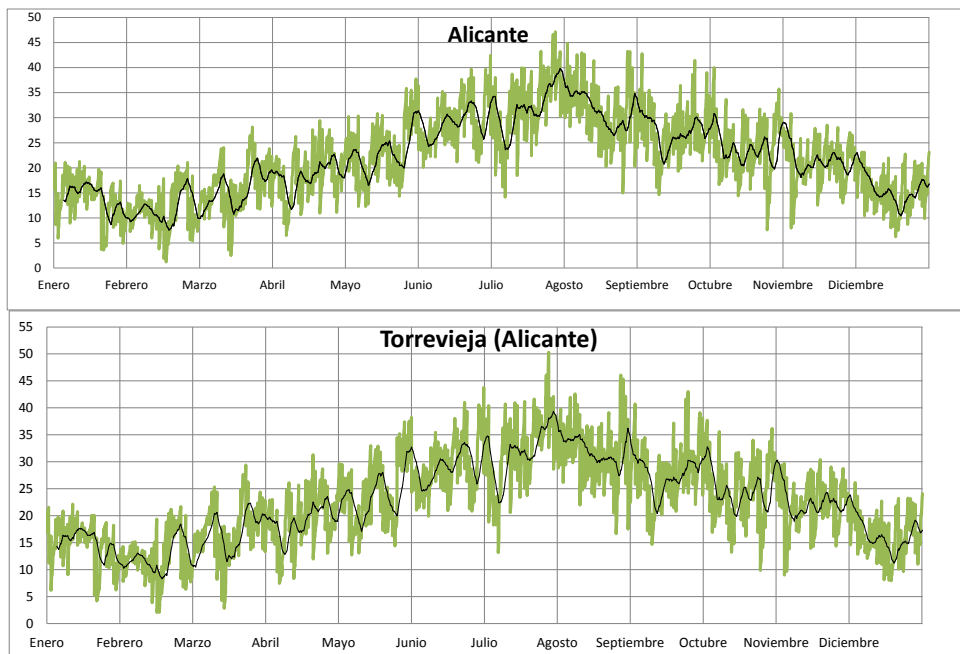


Figura 91. Representación del ciclo anual del PW (Alicante y Torrevieja)

En la Figura 92 se representa el ciclo anual de 2011 de las tres estaciones costeras del Golfo de Valencia, de norte a sur: Burriana (Castellón), Valencia, y Dénia (Alicante); junto con la estación de Mallorca.

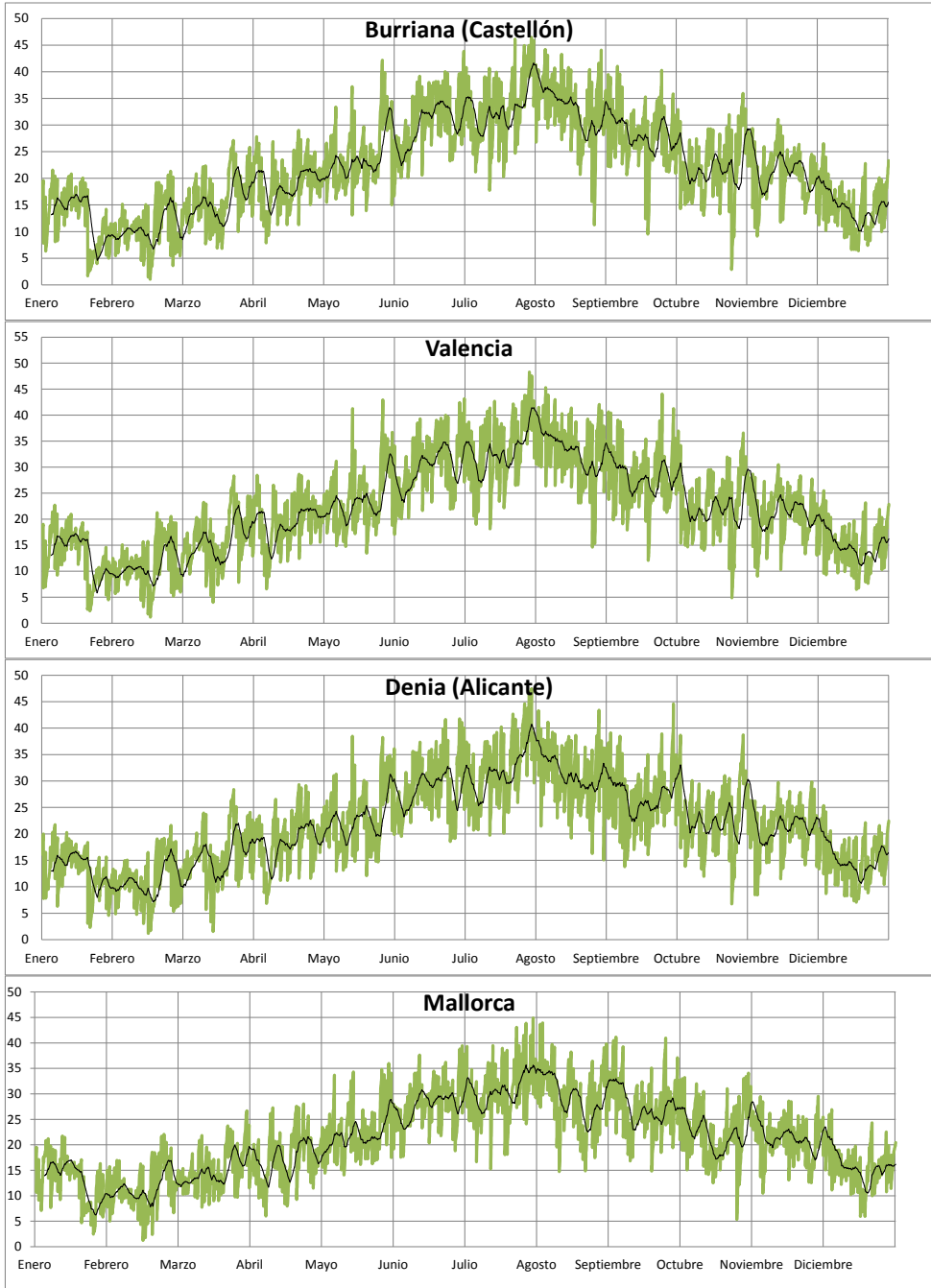


Figura 92. Representación del ciclo anual del PW (Burriana, Valencia, Dénia y Mallorca)

A continuación se representa el ciclo anual de 2011 de las estaciones de Morella (Castellón), Utiel (Valencia), Ayora (Valencia) y Alcoy (Alicante), todas ellas de interior.

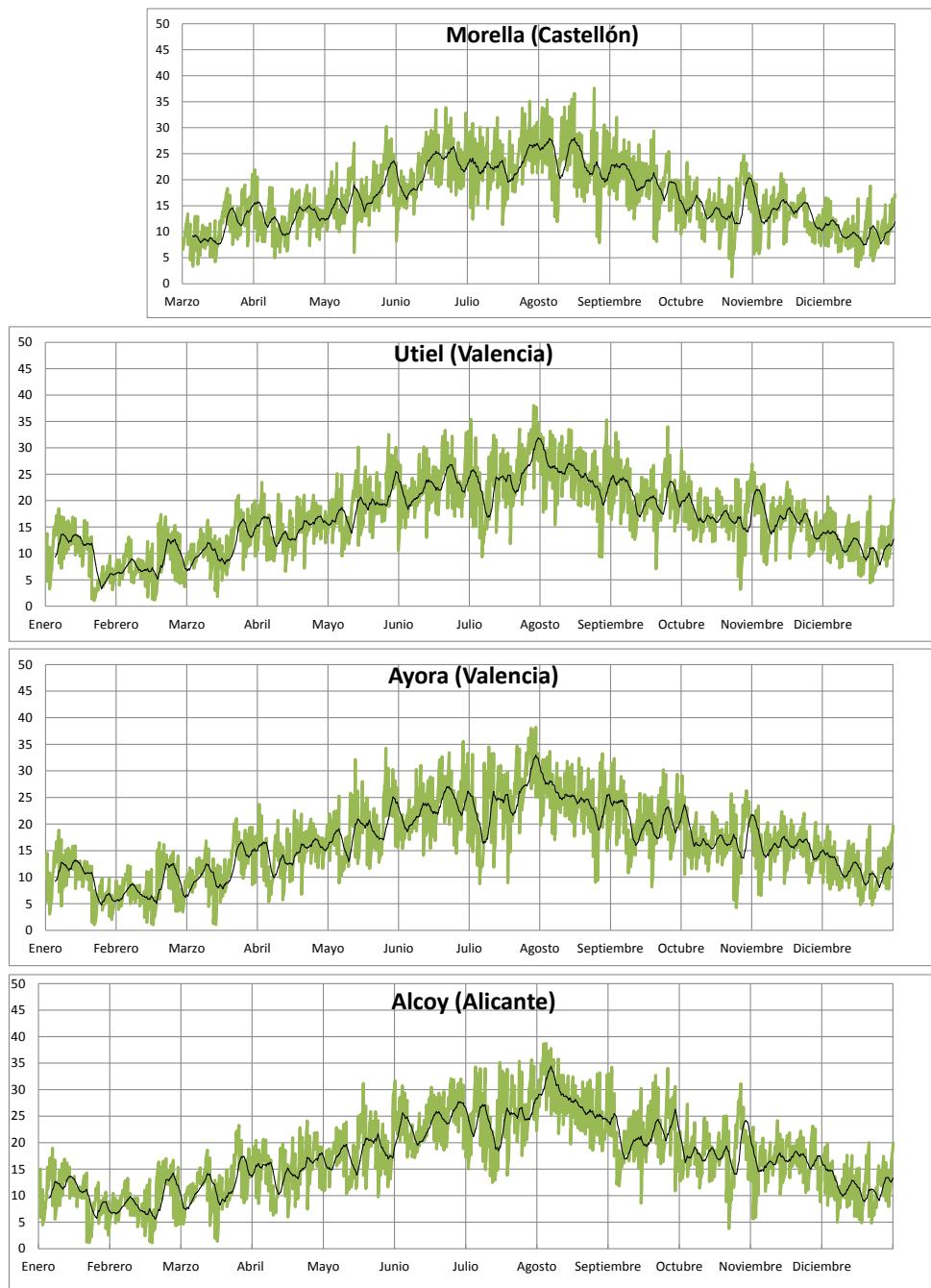


Figura 93. Representación del ciclo anual del PW (Morella, Utiel, Ayora y Alcoy)

Y por último, se representa el ciclo anual de 2011 correspondiente a la estación GNSS de Murcia.

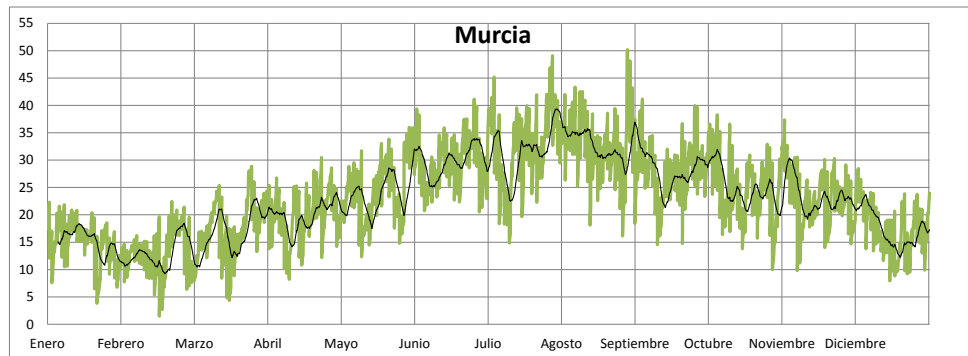


Figura 94. Representación del ciclo anual del PW (Murcia)

Como puede observarse en las gráficas, aparecen claramente diferenciados dos tipos de ciclos de PW, el correspondiente a las seis estaciones próximas a la costa (Alicante, Torrevieja, Burriana, Valencia, Dénia y Mallorca), y el correspondiente a las tres estaciones de interior (Utiel, Ayora y Alcoy). Ligeramente diferentes son los ciclos registrados en las estaciones de Morella y de Murcia.

Los ciclos anuales de PW de las estaciones costeras comienzan el ciclo en el mes de enero de forma análoga, con valores medios de PW de 15 mm, mostrando cierta estabilidad durante la primera quincena y descendiendo posteriormente a valores bajos hacia finales del primer mes del año. Durante el mes de febrero se alcanzan los valores mínimos de todo el ciclo, con datos de PW por debajo de los 5 mm.

A partir de aquí, los valores de PW oscilan con una tendencia ascendente hasta el mes de julio, época en la que se dan los mayores valores de PW en todas estas estaciones GNSS costeras, superando los 45 mm a finales del mes. Se da la circunstancia de que con la entrada del verano (finales de junio y primeros días del mes de julio), se produce un pico alto de PW, que supera los 40 mm en todas las estaciones, y que en poco tiempo desciende a los niveles anteriores, excepto en las estaciones de Alicante y Torrevieja (Figura 91), que a diferencia de las anteriores, sufre un descenso más brusco (llegando a valores inferiores a 15 mm), lo que implica que el incremento del PW durante ese mes de julio se produce de forma más acentuada.

A finales del mes de julio o comienzo del mes de agosto, el PW alcanza un máximo que decrece de forma paulatina, haciéndolo de forma más pronunciada a finales de mes en las estaciones de Burriana (Castellón), Valencia y Mallorca, posiblemente debido a la descarga de agua precipitable por alguna "tormenta de verano", habituales en estas zonas de costa, que produce lluvias de intensidad extrema en un corto periodo de tiempo.

A principios del mes de septiembre, el contenido de vapor de agua atmosférico vuelve a ascender en todas las estaciones costeras, ayudado por los flujos de aire cálido procedentes del mar Mediterráneo, y que a medida que se suceden las precipitaciones, se producen ciclos diferentes, que hacen decrecer el valor del PW.

En el mes de octubre, ya iniciado el otoño meteorológico, las aguas del mar Mediterráneo todavía cálidas, siguen enriqueciendo la cantidad de PW atmosférico, momento en el cual se alcanza otro máximo, que desciende de forma brusca cuando se producen episodios de lluvias intensas. Este ciclo se prorroga hasta principios del mes de noviembre, mes en el que el PW se estabiliza, y que debido al enfriamiento del Mediterráneo comienza a descender de forma gradual hasta finales del otoño, donde se producen valores bajos de PW (10 mm). A finales del año y coincidiendo con el comienzo del invierno, el ciclo del PW describe de nuevo una línea ascendente.

Los ciclos anuales de PW de las estaciones de interior, se representan, a priori, por una línea paralela a la que describen las estaciones costeras, puesto que los valores de PW son más pequeños. Exceptuando la estación de Morella (situada a más de 1000 metros de altitud) y la estación de Murcia (situada a 125 metros de altitud), las otras tres estaciones de interior, Utiel, Ayora y Alcoy (con altitudes próximas a los 650 metros) describen ciclos anuales de vapor de agua similares.

En estas tres estaciones de interior, el ciclo comienza con valores de PW de 10 mm, que descienden a finales de mes de enero hasta llegar a los datos más bajos del ciclo. Este bajo contenido de PW que se mantiene hasta casi finales del mes de febrero, momento en el cual, el PW se incrementa de forma gradual hasta el mes de julio. A principios de este mes el PW alcanza valores altos (35 mm) que descienden de forma brusca durante la primera quincena del mes de julio hasta valores de 10 mm; en la segunda quincena del mes de julio los valores de PW se incrementan hasta alcanzar los valores máximos del ciclo (40 mm). En el mes de agosto, comienza un descenso gradual del contenido de PW, que se estabiliza durante los meses de septiembre y octubre, para romperse a finales de octubre, época en la son habituales las lluvias en estas zonas de interior. En los meses de noviembre y diciembre continua la bajada gradual de los valores de PW.

En las estaciones de Morella y Murcia, la evolución general o tendencia del PW es parecida a la descrita en las estaciones de interior, pero los ciclos internos son más suaves en la estación de mayor altitud (Morella) y más quebrados en la estación de menor altitud (Murcia).

Por tanto, la zona mediterránea presenta dos tipos de ciclos similares de contenido de vapor de agua, uno de costa que se caracteriza por un ciclo anual con un elevado valor medio de PW y un amplio rango de variación, valores máximos más altos y valores mínimos más bajos, y otro de interior, con menor amplitud en el rango de valores entre máximos y mínimos, y con valores ligeramente mas bajos que las estaciones próximas a la costa.

Según la clasificación de Gaffen et al. (1992) para los regímenes de humedad mundiales, la Comunidad Valenciana presenta claramente un tipo oceánico de latitudes medias y altas, caracterizado por un ciclo anual con un máximo en verano, en fase con la temperatura. Para contrastar que el ciclo anual del PW en la Comunidad Valenciana se ajusta bien al ciclo de la temperatura, se representan estos ciclos en la Figura 95, a partir de las observaciones en la ciudad de Valencia durante el año 2011, en donde se observa que a mayor temperatura del aire (línea naranja) le corresponde mayor contenido de PW (línea verde), dado que la proximidad del mar Mediterráneo ofrece una fuente incesante de humedad.

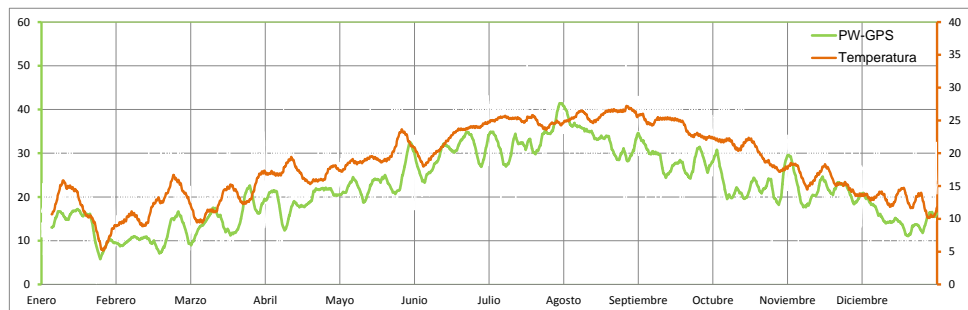


Figura 95. Ciclo anual de PW y de la temperatura (Valencia)

En el siguiente análisis, se ha evaluado el **ciclo diario** del vapor de agua atmosférico, puesto que la medición GNSS es la única tecnología capaz de permitir el estudio sistemático de la evolución del PW durante las 24 horas con una frecuencia horaria o superior. Si bien los radiómetros de microondas también permiten datos durante todo el día, los fotómetros solares sólo lo hacen durante el día solar y los radiosondeos sólo miden dos veces al día.

El ciclo diario del PW tiene interés para la modelización de la atenuación de la radiación solar por el vapor de agua (Jakobson et al., 2009), y se puede aplicar en Teledetección para correcciones de las imágenes satelitales, o en Meteorología para mejorar los parámetros físicos de los modelos numéricos de predicción del tiempo.

Los factores que modifican el contenido de vapor de agua en la atmosfera son los cambios a gran escala de masas de aire, provocados por vientos que generan circulaciones locales y movimientos verticales del aire, la temperatura superficial, la evapotranspiración, la condensación y la precipitación (Dai y Deser, 1999). El calentamiento de la superficie terrestre durante el día activa la evaporación, lo que aumenta la cantidad de vapor de agua, siendo por tanto la temperatura, uno de los factores más influyentes en el contenido de PW. Esta circunstancia debería ser así, dado que el aire puede contener mayor cantidad de vapor de agua cuanto mayor es su temperatura sin llegar a condensarse por saturación; el enfriamiento del aire durante la noche, provoca la condensación, y por tanto el contenido de PW disminuye.

Otro factor importante es el viento, que actúa como medio transportador de humedad. Además, la variación del PW esta condicionada por las circulaciones térmicas locales generadas por la topografía (Li et al., 2008).

Para este estudio, se ha realizado la representación gráfica de los ciclos diarios del PW correspondientes a los días del año 2011 en la estación GNSS de Valencia. En la Figura 96 se representan los ciclos diarios de PW, junto con los ciclos diarios de temperatura de doce días representativos (un día por cada mes del año).

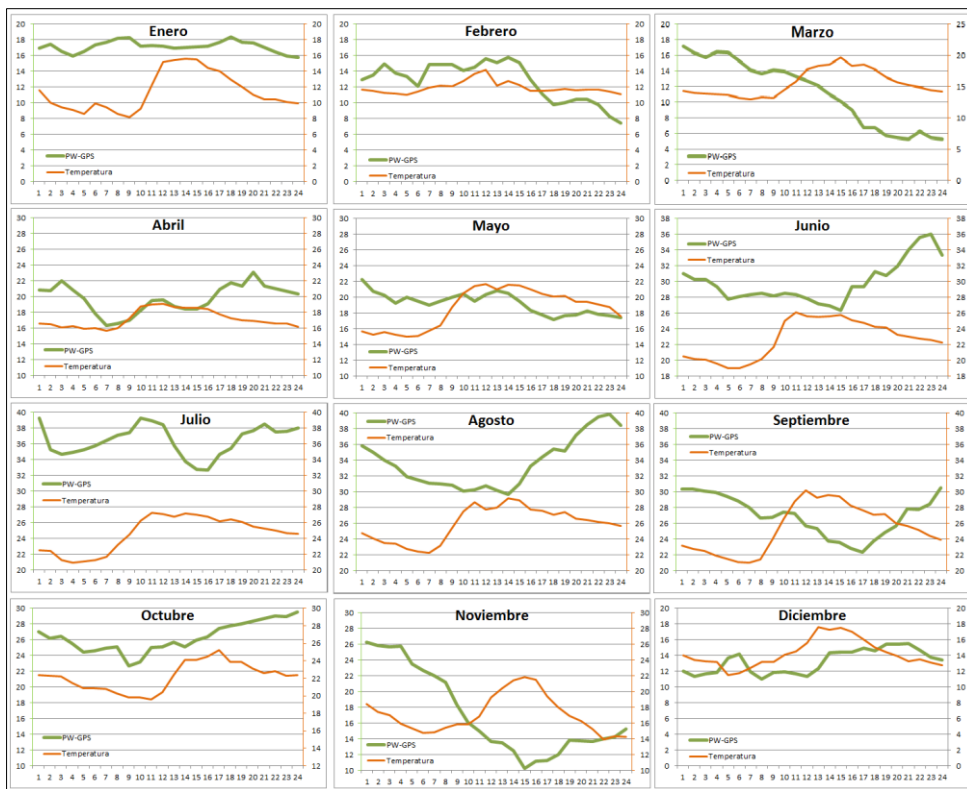


Figura 96. Ciclo diario de PW y temperatura (Valencia)

Entre todas las gráficas obtenidas hay diferencias apreciables, si bien el patrón del ciclo de temperatura esta muy bien definido, donde las temperaturas bajas siempre se dan durante la madrugada y las altas en las horas centrales del día, el ciclo del PW presenta más variabilidad.

De la simple comparación visual de las gráficas del ciclo diario, se observa que la tendencia general de la evolución del vapor de agua (línea verde) y de la temperatura (línea naranja) se asemeja solo en algunos casos, por lo que el ciclo de temperatura por si sólo no explica el ciclo del PW.

Si se agrupan los ciclos diarios del PW por meses, se observa un cierto comportamiento estacional. En los meses de invierno (diciembre, enero y febrero) los valores de PW se suceden con una amplitud baja, que oscila entre un rango de valores bajos de PW (entre 10 y 20 mm), la línea que los representa es prácticamente horizontal, lo que indica que el PW se mantiene estable a lo largo del día. Durante la primavera (marzo, abril y mayo), los ciclos de PW no siguen ninguna pauta.

Con el comienzo del verano, la tendencia estable del PW se rompe y aparecen ciclos diarios más quebrados y pronunciados, siendo la amplitud del ciclo también mayor. Durante el verano (junio, julio y agosto), el ciclo diario del PW oscila entre valores altos, por lo que se desplaza respecto del ciclo de temperatura, a la zona superior del gráfico. Además los valores de PW suelen alcanzar máximos al final del día.

En otoño (septiembre, octubre y noviembre), la forma del ciclo diario de PW sigue siendo quebrada y suele presentar dos líneas de tendencia; la primera, una línea descendente que va desde el comienzo del ciclo (0 horas) que arranca con valores altos de PW, hasta el segundo tercio del día (entre las 15 y las 17 horas), momento en el que se producen los valores mínimos; y la segunda, una línea ascendente, donde los valores de PW aumentan al final del día. Los valores de vapor de agua atmosférico y de temperatura en septiembre y noviembre siguen ciclos ligeramente diferentes.

En la zona de estudio (Valencia), intervienen además las brisas⁶², régimen local de viento producido por la cercanía del mar. Las brisas de mar se producen durante el día, lo que provoca vientos húmedos que aportan vapor de agua, mientras que las brisas de tierra conducen el aire hacia la costa. El comportamiento y la aparición de las brisas depende de la situación sinóptica general (Bastin et al., 2006).

Como conclusión y de forma general, se podrían llegar a plantear dos patrones diferenciados, el correspondiente a los meses de invierno y primavera (de diciembre a mayo), y el correspondiente a los meses de verano y otoño (de junio a noviembre). No obstante, el vapor de agua presenta una alta variabilidad, tanto espacial como temporal, lo que conlleva a variaciones del PW que no siguen un patrón de comportamiento en ciclos cortos, como puede ser un ciclo diurno.

⁶² Las brisas se producen por el calentamiento diferencial entre la tierra y el mar, que origina un gradiente de presión que genera vientos. Por el día, se producen las brisas de mar, que soplan de mar a tierra, al encontrarse ésta más caliente; por la noche, se producen las brisas de tierra, que soplan de tierra a mar, debido al mayor enfriamiento de la tierra.

8.3.3. Análisis de la variable PW en relación a la presión y a la precipitación

Como ya se indicó en el capítulo V de este trabajo de investigación, las lluvias intensas⁶³ que se suceden en la Comunidad Valenciana están inducidas básicamente, por una inestabilidad atmosférica en los niveles altos, y un aporte continuo de calor y humedad. Las mayores frecuencias de casos de lluvia y los mayores volúmenes de precipitación total, están relacionados con los temporales de levante, donde las causas que los producen, se deben a la existencia de un embolsamiento frío en la troposfera media y alta, y de un flujo mediterráneo del este en superficie, asociado a un centro de bajas presiones.

Estas precipitaciones intensas se producen con marcada reiteración y clara estacionalidad en algún punto de la Comunidad Valenciana. El contraste térmico entre el aire cálido y saturado de humedad que proviene del levante, y el aire frío que avanza desde el oeste, provoca una fuerte inestabilidad, de forma que el vapor de agua se condensa, generando lluvias muy intensas, normalmente tormentosas.

Ahora bien, el asunto es complejo, porque la presión atmosférica es un mal estimador de la precipitación en el litoral mediterráneo de la Península Ibérica. Esta es la razón por la que se pretende añadir a los modelos de predicción y vigilancia atmosférica, la variable agua precipitable obtenida por técnicas GNSS (PW-GPS).

Para abordar este problema, este trabajo de investigación introduce como novedad la realización de un estudio que permite relacionar la variable vapor de agua atmosférico (PW), con la presión atmosférica (Pres.) y con los episodios de lluvia producidos en el periodo de estudio. Se ha utilizado el software Matlab para la realización del análisis y los gráficos que relacionan varias variables meteorológicas con los datos obtenidos con el sistema GNSS.

Para el estudio se han utilizado los datos de PW-GPS, precipitación y presión atmosférica para un periodo de 11 años, comprendidos entre 2001 y 2011. El PW-GPS se ha obtenido a partir de las medidas realizadas en las estaciones GNSS de VALE y VCIA, la precipitación de la estación meteorológica de *Valencia-Viveros*, y la presión de la estación meteorológica de *Valencia-Aeropuerto*. Con los datos organizados por fecha, se representan, sobre un sistema cartesiano, todas las combinaciones que existen de PW- Presión. Cada emparejamiento de valores, se representa por su valor de PW (en milímetros) en el eje de abscisas, y por su valor de presión (en milibares) en el eje de ordenadas. De esta manera, surge una nube de puntos cuya forma se aproxima a la de un triángulo (en color cian en la Figura 97), que representa todas las combinaciones de

⁶³ La Agencia Estatal de Meteorología engloba dentro de precipitaciones intensas aquellas que dejan más de 30 litros de agua acumulada por metro cuadrado en una hora, o más de 100 litros por metro cuadrado en 12 horas.

datos horarios de PW-Presión que se han sucedido en los últimos 11 años en la estación de Valencia. La nube está formada por un total de 89.444 puntos.

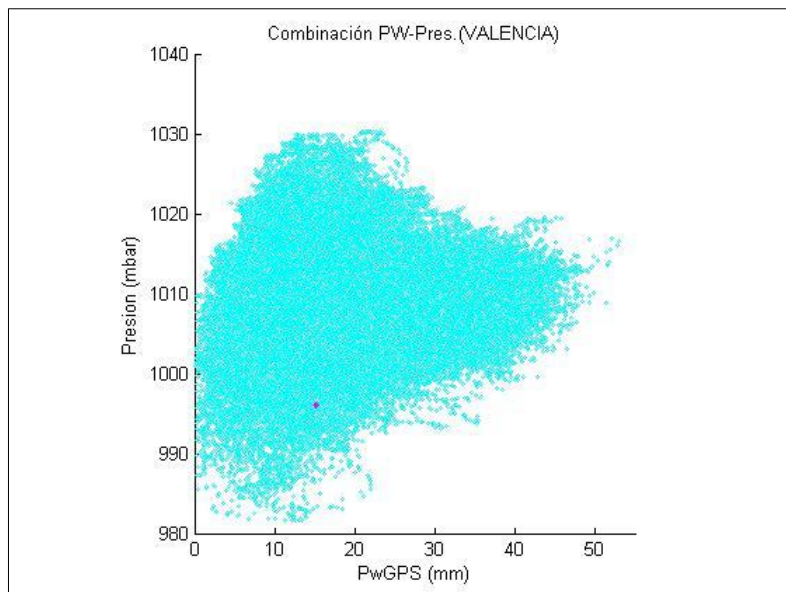


Figura 97. Combinación de toda la serie de datos PW-Presión

Se puede observar, que valores bajos de PW ($PW < 20\text{mm}$) se emparejan con todo el rango de valores de presión atmosférica (entre 985 mbar y 1030 mbar), mientras que los valores altos de PW ($PW > 40\text{mm}$) únicamente se producen con valores entorno a los 1010 mbar. Asimismo, con una presión atmosférica superior a 1020 mbar, solo se dan valores de PW entre 10 y 20 mm; lo mismo ocurre con una presión inferior a 1000 mbar, que el PW oscila entre valores inferiores a los 20 mm.

Lo más interesante de este primer resultado gráfico es que muestra que condiciones de PW-Presión se han producido alguna vez (puntos dentro de la nube) y que combinaciones nunca se han originado (puntos fuera de la nube). Se trata pues de un diagrama característico para la ciudad de Valencia, en donde los puntos se encuentran bastante agrupados y concentrados dando lugar a una forma muy singular.

En comparación a los resultados presentados en el artículo publicado en 2012 en el número 49 de la revista "*Atmospheric Environment*" por el autor, junto con el grupo de investigación del Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural de la Universidad Pública de Navarra, donde se hace referencia a estos mismos datos de la ciudad de Pamplona en el periodo 2002-2010 (ver anejo), se puede observar que la nube de puntos obtenida no adopta esta característica forma triangular.

Si bien, en la ciudad de Valencia los puntos están concentrados y la forma de la nube queda muy bien definida, en la ciudad de Pamplona, los puntos se presentan con

mayor dispersión y la nube adquiere una forma más alargada, puesto que los valores máximos de PW son más pequeños que en Valencia, y los valores de presión mas bajos.

A continuación, se agrupan todos los datos correspondientes a cada uno de los doce meses del año, es decir, se generan doce ficheros, y cada uno de ellos únicamente contiene los datos de los once años para cada mes. A partir de aquí, se representan los datos mensuales de PW (en milímetros) en el eje de abscisas, y los datos de presión atmosférica (en milibares) en el eje de ordenadas. Por ejemplo, en la siguiente figura se dibuja de color magenta, la nube de puntos (7.973 datos) correspondientes a los once meses de enero, que representa todas las combinaciones de PW-Presión que se han producido solo en enero de ese periodo de estudio (2001-2011).

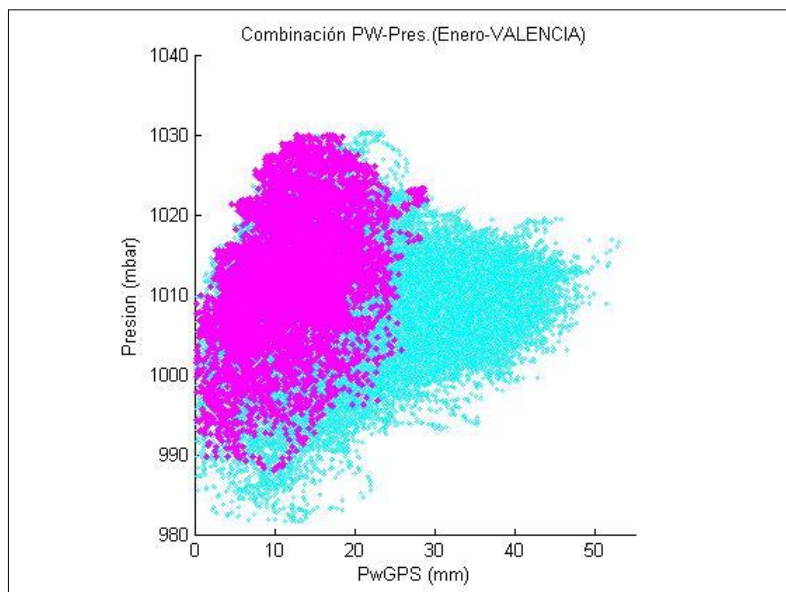


Figura 98. Combinación mensual de datos PW-Presión (ejemplo)

En esta Figura 98, correspondiente a los datos de los meses de enero de la estación de Valencia, se observa que los emparejamientos de datos PW-Presión se concentran en el gráfico entorno a valores bajos de PW. En este segundo resultado gráfico, se muestra que combinaciones son propias de cada mes, en este caso enero, donde se puede observar que los valores frecuentes de PW durante este mes son bajos ($PW < 20$ mm) y se dan con casi todo el rango de presión atmosférica (entre 990 mbar y 1030 mbar). Como ocurría en la Figura 97, los puntos se encuentran bastante agrupados y concentrados dando lugar a una forma muy singular y representativa del mes de enero.

Se realiza el mismo procedimiento para cada uno de los meses, de esta forma, se obtienen doce gráficos característicos que muestran cuál es la evolución mensual del emparejamiento de valores PW-presión en la ciudad de Valencia. El resultado obtenido ofrece una interesante secuencia de como varían mensualmente las condiciones de vapor de agua y presión atmosféricas (Figura 99).

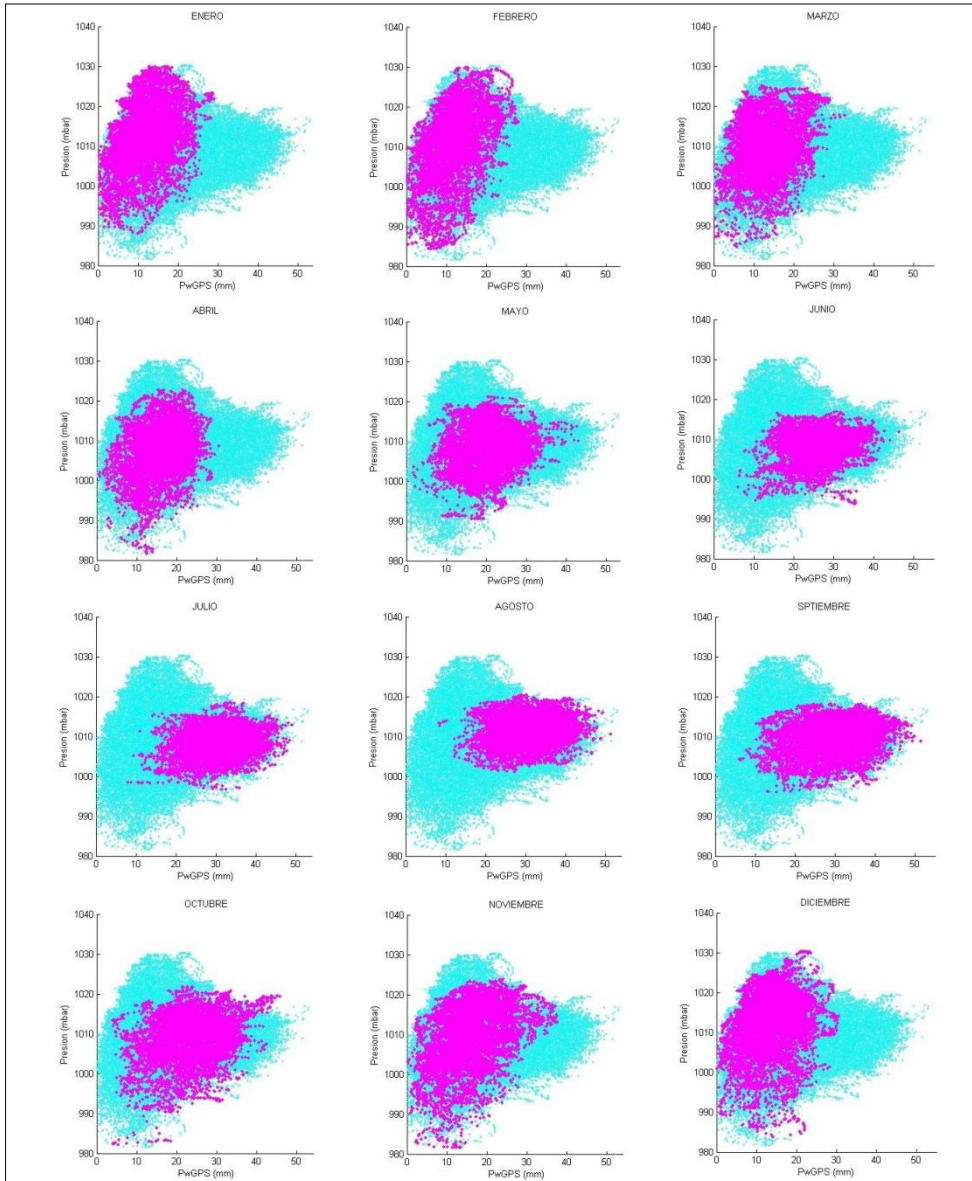


Figura 99. Distribución mensual de datos PW-Presión

Como puede observarse en la Figura 99, esta combinación de valores PW- Presión se distribuye en el gráfico de forma diferente para cada uno de los meses. Lo más interesante es que los puntos que forman las nubes obtenidas para cada mes (color magenta) se presentan muy concentrados, unos meses más que otros.

Durante los meses de invierno (diciembre, enero y febrero), la nube de puntos adopta una forma estrecha y alargada en el sentido del eje de ordenadas, lo que indica que durante ese periodo la cantidad de vapor de agua atmosférico es baja, y se combina

con todos los valores habituales de presión de la zona de estudio (entre 980 y 1030 mbar), es decir, la presión atmosférica invernal es inestable, mientras que el contenido de vapor de agua es mucho más estable con una amplitud de oscilación baja.

En el mes de marzo, coincidiendo con el comienzo de la primavera, la nube de puntos empieza a desplazarse ligeramente hacia la derecha del gráfico, y a acortarse respecto a los valores extremos de presión; la nube se posiciona entre valores de 990 y 1020 mbar de presión. Esta tendencia se acentúa en el mes de abril, para llegar al mes de mayo con todas las combinaciones de PW-presión agrupadas en el centro del gráfico, cuya nube de puntos adquiere una cierta forma circular, que se encuentra perfectamente acotada entre los valores medios habituales de la zona de estudio (el PW-GPS oscila entre 10 y 35 mm, y la presión lo hace entre 995 y 1020 mbar). Por tanto, en primavera, los valores de PW aumentan gradualmente, puesto que también lo hace la temperatura, y la presión empieza a estabilizarse.

En junio, con el comienzo del verano, la nube de puntos sigue desplazándose hacia la zona de valores más altos de PW y acortándose aún más en el sentido del eje de ordenadas. Durante los meses de julio, agosto y septiembre, la nube de puntos se sitúa en la zona de valores máximos de PW (derecha del gráfico) y adopta una forma alargada, pero en este caso, en el sentido del eje de abscisas. Puede observarse en la Figura 99, como las nubes de puntos de los meses de julio y agosto son similares, pero la de agosto está desplazada hacia valores más altos de presión. Por tanto, durante el verano, estación en la que las temperaturas son más altas, se dan los máximos valores de PW y la presión es más estable⁶⁴ (oscila entre valores de 1000 y 1015 mbar).

En septiembre, mes todavía cálido en la ciudad de Valencia, la nube de puntos sigue la misma pauta que la de los meses de verano, pero aumenta ligeramente de tamaño (se dan más casos de valores de PW y presión más bajos). Durante el otoño, estación atmosféricamente inestable, los puntos empiezan a dispersarse y a desplazarse hacia valores más pequeños de PW. En esta Figura 99, se observa como en el mes de octubre, la nube de puntos comienza a desplazarse hacia la izquierda, para de nuevo en los meses de noviembre y diciembre, volver a la distribución específica del invierno.

Por ende, este gráfico muestra resultados muy lógicos, en primer lugar, que la presión atmosférica en invierno es más inestable, disminuyendo esa variabilidad en primavera, para estabilizarse en verano y volver en otoño a ser variable. En segundo lugar, indica como aumenta la cantidad de vapor de agua, desde los valores mínimos del invierno a los máximos del verano. Y en tercer lugar, explica que tanto la presión y el contenido de vapor de agua atmosféricos siguen un patrón o ciclo anual característico para la zona de estudio, en este caso, la ciudad de Valencia.

⁶⁴ La presión atmosférica media adoptada como estándar en el nivel del mar es 1013,2 mbar.

Llegados a este punto del estudio, se añade a lo anterior la variable precipitación, para poder analizar los casos de lluvias intensas, siendo este el principal objetivo de este trabajo de investigación. Para ello, y sobre los gráficos ya obtenidos, se representa con un punto (color negro), en que combinación de valores PW-Presión, se ha producido algún episodio de lluvia. La intensidad de la precipitación se representa incrementando el grosor del punto para mayores volúmenes de lluvia.

Como se puede observar, y siguiendo con el ejemplo anterior correspondiente al mes de enero de la estación de Valencia, solo en determinadas condiciones de PW y presión se produce precipitación (representado por los puntos de color negro de la Figura 100).

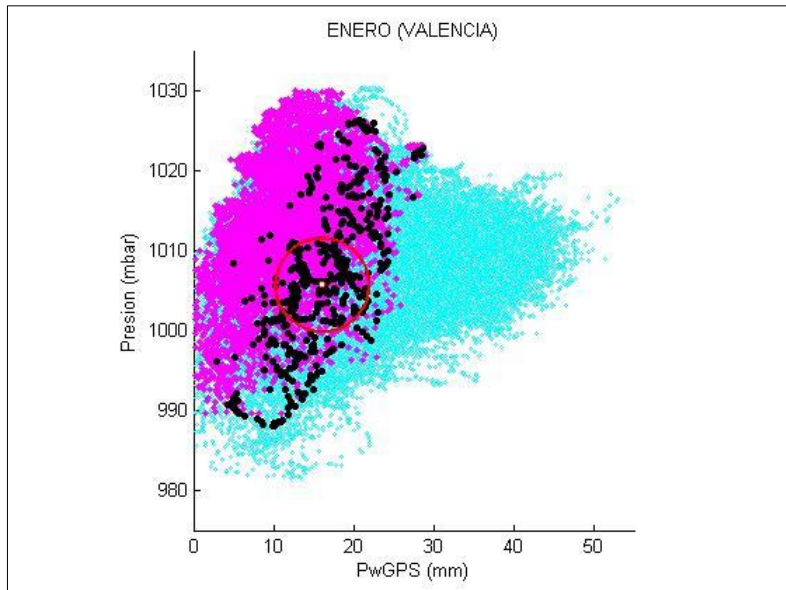


Figura 100. Caracterización mensual de la precipitación (ejemplo)

Además, se ha caracterizado la concentración de las lluvias situando en el gráfico un círculo (de color rojo en la Figura 100), que contiene un cierto porcentaje del volumen total de precipitaciones del mes en cuestión.

El centro del círculo queda definido por la media de las coordenadas (PW, Presión) de aquellos puntos en los que se ha producido precipitación, teniendo en cuenta el volumen de precipitación en cada uno de ellos. El radio del círculo describe el porcentaje de precipitación contenido en él; en este caso, se ha utilizado un porcentaje del 50%, por tanto, dentro del círculo está contenido la mitad del volumen de precipitación producido en el mes correspondiente.

A continuación, se muestran los resultados finales, incluida la caracterización de la precipitación, para cada uno de los meses en la estación GNSS de **Valencia** (Figuras 101 y 102).

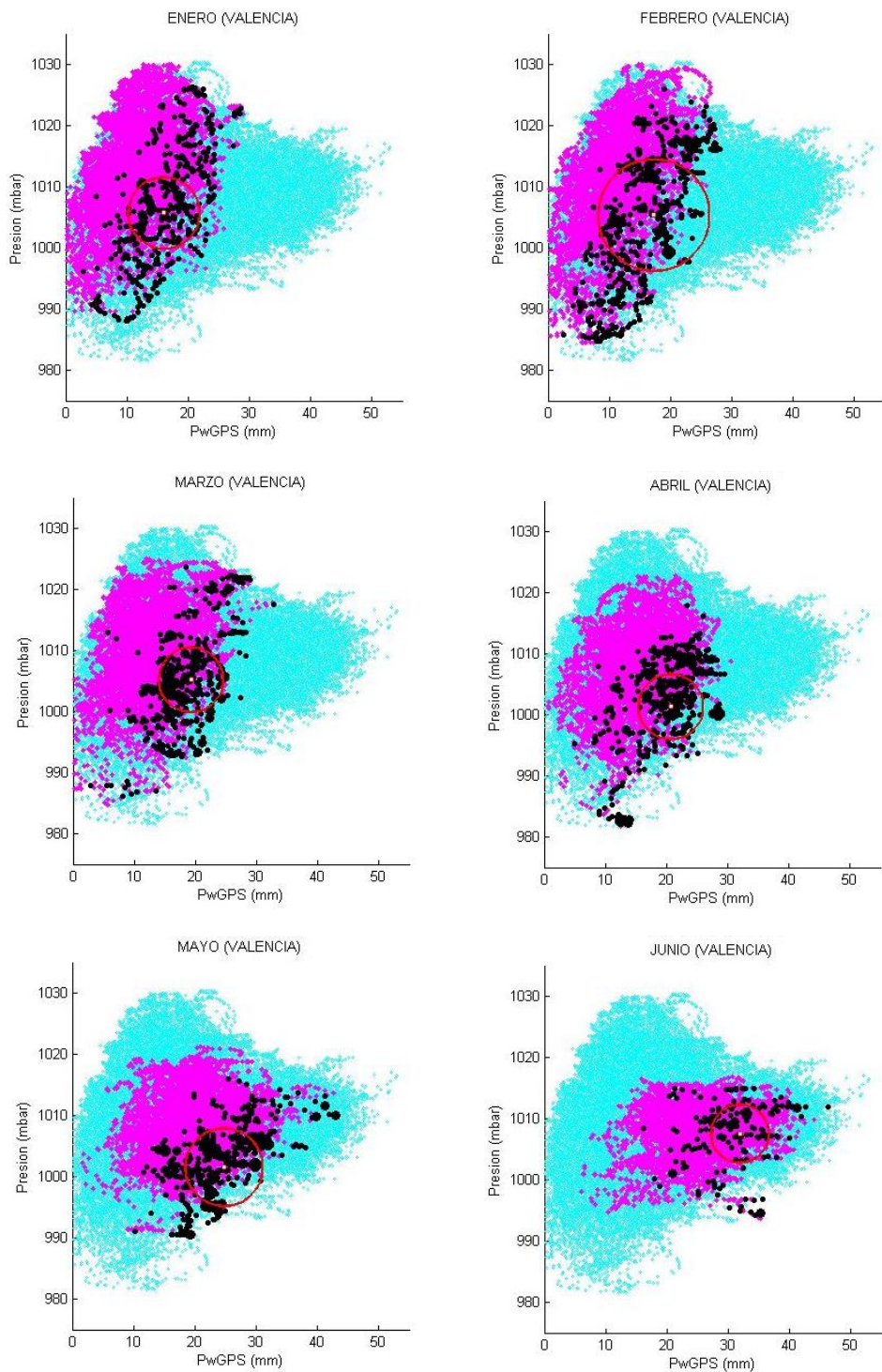


Figura 101. Caracterización de la precipitación (enero-junio, Valencia)

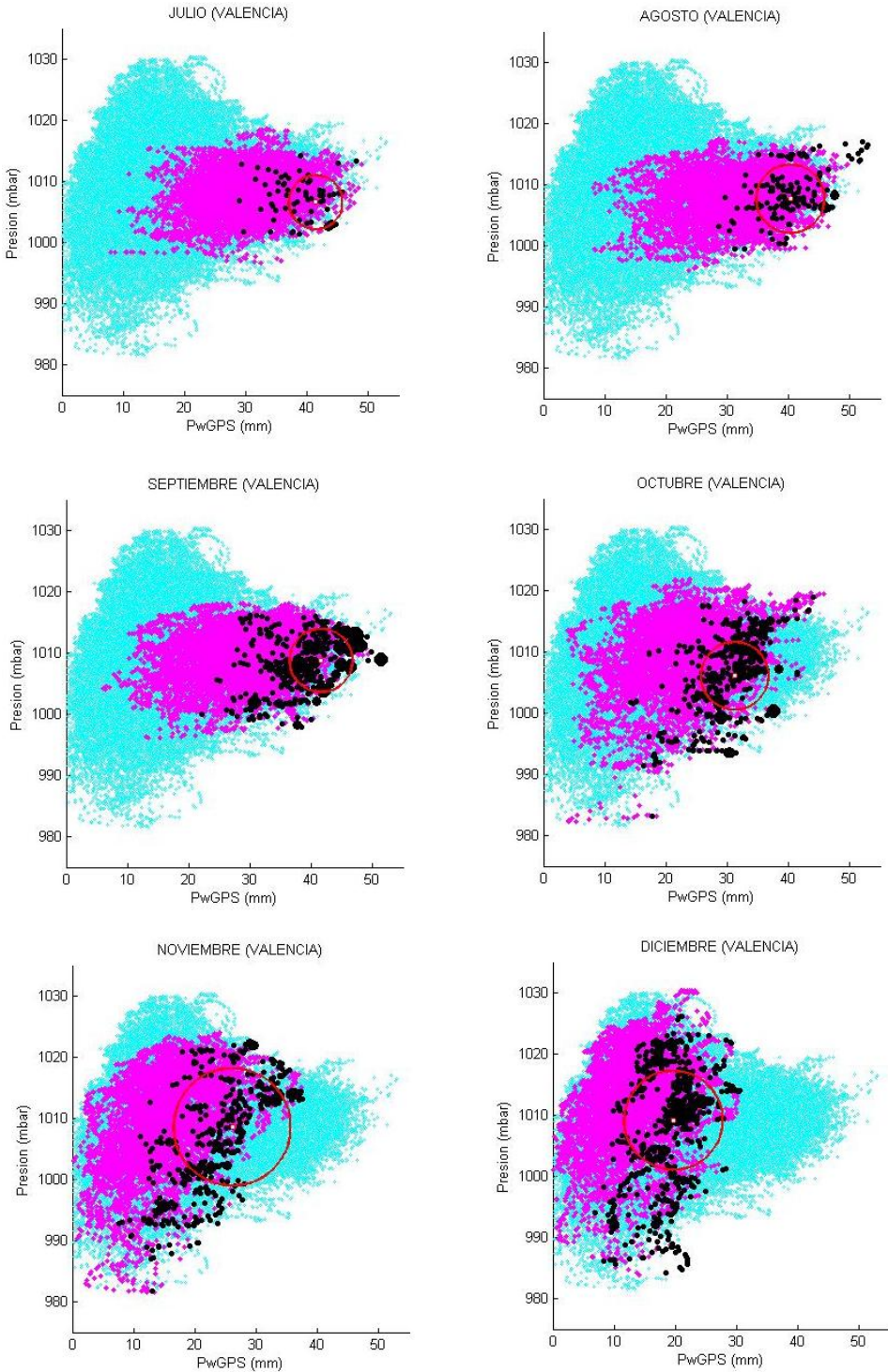


Figura 102. Caracterización de la precipitación (julio-diciembre, Valencia)

Analizando los resultados anteriores, en líneas generales se puede exponer que los episodios de lluvia en el área de Valencia, cuyos valores medios anuales están entre 500 y 600 mm, siempre se producen en la zona de máximo valor de vapor de agua atmosférico (a la derecha de la nube de puntos), por lo que la cantidad de vapor de agua caracteriza bien la probabilidad de precipitación. Por otro lado, los casos de lluvia ocurren en un amplio rango de valores de presión. Por tanto, el hecho de que se produzcan o no precipitaciones, esta altamente relacionado con el contenido de vapor de agua en la atmosfera y en menor medida con la presión atmosférica, al menos en la zona de estudio.

Se puede observar además que en los meses de invierno, existe mayor dispersión de los casos que ha habido precipitación respecto a la relación PW-Presión, mientras que en primavera y verano, las precipitaciones se producen en zonas más concentradas, alcanzando la máxima agrupación a principios de otoño. Por otro lado, existen pocos episodios de lluvia durante los meses de verano (julio y agosto) y cuando se producen, lo hacen de forma agrupada en una zona específica del gráfico, cuando la cantidad de vapor de agua atmosférico es muy alta. Asimismo, las precipitaciones de máxima intensidad se producen en los meses de septiembre y octubre, coincidiendo con los temporales de levante, cuando los valores de PW son más altos.

En la siguiente Tabla 27, se muestran de forma analítica las coordenadas de los centros de los círculos, definidas por los valores de PW en milímetros y de presión en milibares, así como los valores de sus radios (dados en milímetros) para un porcentaje de precipitación del 50%; además se han calculado también los radios de los círculos para porcentajes de episodios de lluvias del 10%, 30%, 70% y 90 %.

	X (PW)	Y (Presión)	Radio (50%)	Radio (10%)	Radio (30%)	Radio (70%)	Radio (90%)
Enero	15,97	1005,72	5,88	2,10	3,69	11,55	18,59
Febrero	17,19	1005,37	9,16	4,32	6,52	13,66	17,24
Marzo	19,19	1005,23	5,32	1,98	3,72	7,81	12,73
Abril	20,63	1001,33	5,35	1,85	3,89	8,30	12,44
Mayo	24,69	1001,54	6,38	2,22	4,73	8,08	12,24
Junio	31,83	1007,56	4,77	1,53	2,83	9,45	12,91
Julio	41,39	1006,60	4,44	2,37	4,06	5,94	9,34
Agosto	40,26	1007,71	5,62	1,41	2,41	7,05	8,94
Septiembre	41,56	1008,80	5,19	2,71	3,88	6,78	9,81
Octubre	31,16	1006,12	5,56	2,50	4,65	8,20	12,62
Noviembre	26,02	1008,61	9,63	4,01	8,21	12,02	14,35
Diciembre	19,61	1009,18	8,11	1,78	5,58	11,25	17,33

Tabla 27. Datos analíticos de los círculos de precipitación (Valencia)

Los cambios de posición de los centros de los círculos se desplazan respecto a la coordenada vapor de agua, de izquierda a derecha a lo largo del año, desde un valor mínimo de PW en enero (PW=15,97 mm) hasta un valor máximo en septiembre (PW=41,56 mm), que decrece nuevamente hasta completar el ciclo. Por lo que respecta a la coordenada presión, las oscilaciones son menores y algo mas irregulares (en abril, el

centro se sitúa en la coordenada mínima: 1001,33 mbar, y en diciembre en la coordenada máxima: 1009,18 mbar).

Los radios de los círculos, teniendo en cuenta el valor correspondiente al 50% de precipitación (Tabla 27), son más pequeños en los meses de junio y julio, coincidiendo con la época menos lluviosa en Valencia, y cuando se producen lo hacen de forma más concentrada respecto a la combinación de datos PW-presión. También son pequeños durante la primavera y comienzo del otoño (septiembre y otoño), mientras que los radios grandes se corresponden a los meses de invierno, época de mayor dispersión de lluvias.

El siguiente cálculo ha sido obtener la probabilidad de que se produzcan eventos de lluvia dentro del círculo. Para ello se han comparado los puntos dentro del círculo en los que se ha producido precipitación respecto a los puntos totales que contiene el círculo (Tabla 28). Esta probabilidad se ha calculado para los radios obtenidos para un 50%, un 10% y un 90% de porcentaje de precipitación encerrado en el área del círculo.

	Radio (50%)	Probabil. de lluvia	Radio (10%)	Probabil. de lluvia	Radio (90%)	Probabil. de lluvia
Enero	5,88	12,7 %	2,10	21,3 %	18,59	5,5 %
Febrero	9,16	13,0 %	4,32	16,8 %	17,24	8,3 %
Marzo	5,32	18,8 %	1,98	21,5 %	12,73	8,7 %
Abril	5,35	18,5 %	1,85	44,0 %	12,44	8,6 %
Mayo	6,38	15,6 %	2,22	24,4 %	12,24	9,5 %
Junio	4,77	3,7 %	1,53	5,0 %	12,91	3,4 %
Julio	4,44	5,1 %	2,37	7,8 %	9,34	2,2 %
Agosto	5,62	3,6 %	1,41	7,1 %	8,94	3,0 %
Septiembre	5,19	14,5 %	2,71	10,8 %	9,81	10,5 %
Octubre	5,56	9,8 %	2,50	10,2 %	12,62	6,8 %
Noviembre	9,63	12,3 %	4,01	17,7 %	14,35	8,1 %
Diciembre	8,11	12,0 %	1,78	36,2 %	17,33	7,7 %

Tabla 28. Probabilidad de precipitación en el área de los círculos (Valencia)

En los resultados obtenidos (Tabla 28), la probabilidad de lluvia dentro de los círculos es baja. Véase que para los círculos que encierran la mitad de las lluvias (50%) la probabilidad no supera el 19%, y que en los meses de verano es, cuando estas probabilidades tienen los valores más pequeños. En el caso más favorable, con círculos más pequeños y que únicamente contienen un 10% de las lluvias, las probabilidades son más altas, pero en ningún caso superan el 44%. Y en el caso más desfavorable, con círculos grandes y que contienen el 90% de las lluvias, las probabilidades son muy bajas, en ningún caso superan el 10,5%. Estos valores demuestran que los círculos, en el caso de la ciudad de Valencia, no definen muy bien las condiciones de PW y presión en los que se producen episodios de lluvia.

A continuación, se realizan los mismos gráficos y cálculos para todas las combinaciones de datos horarios de PW- Presión que se han dado en los últimos 12 años en la estación GNSS de **Alicante**, situada a 127 km al sur de la estación de Valencia. Los valores medios anuales de precipitación en Alicante están entre 300 y 400 mm.

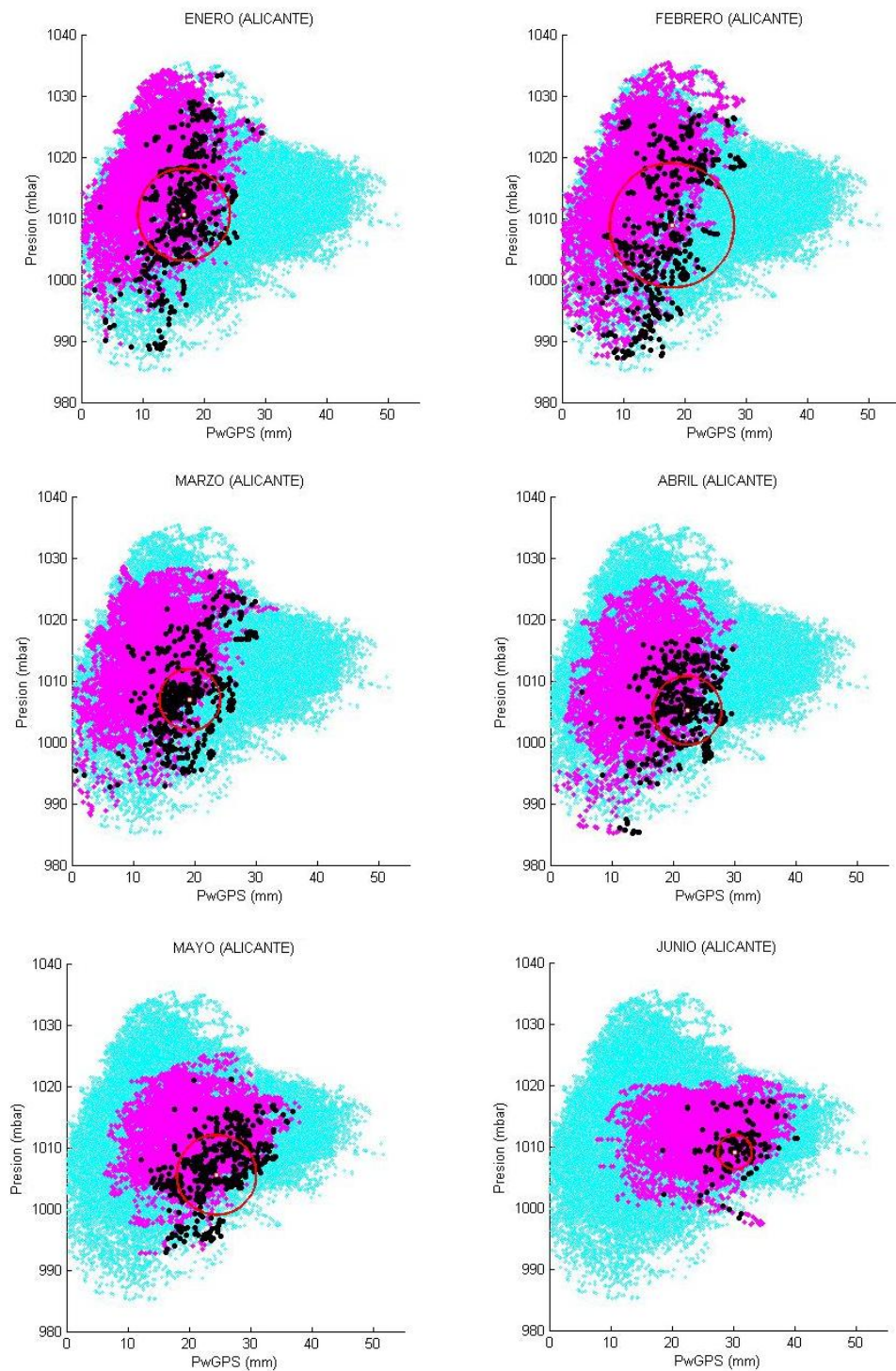


Figura 103. Caracterización de la precipitación (enero-junio, Alicante)

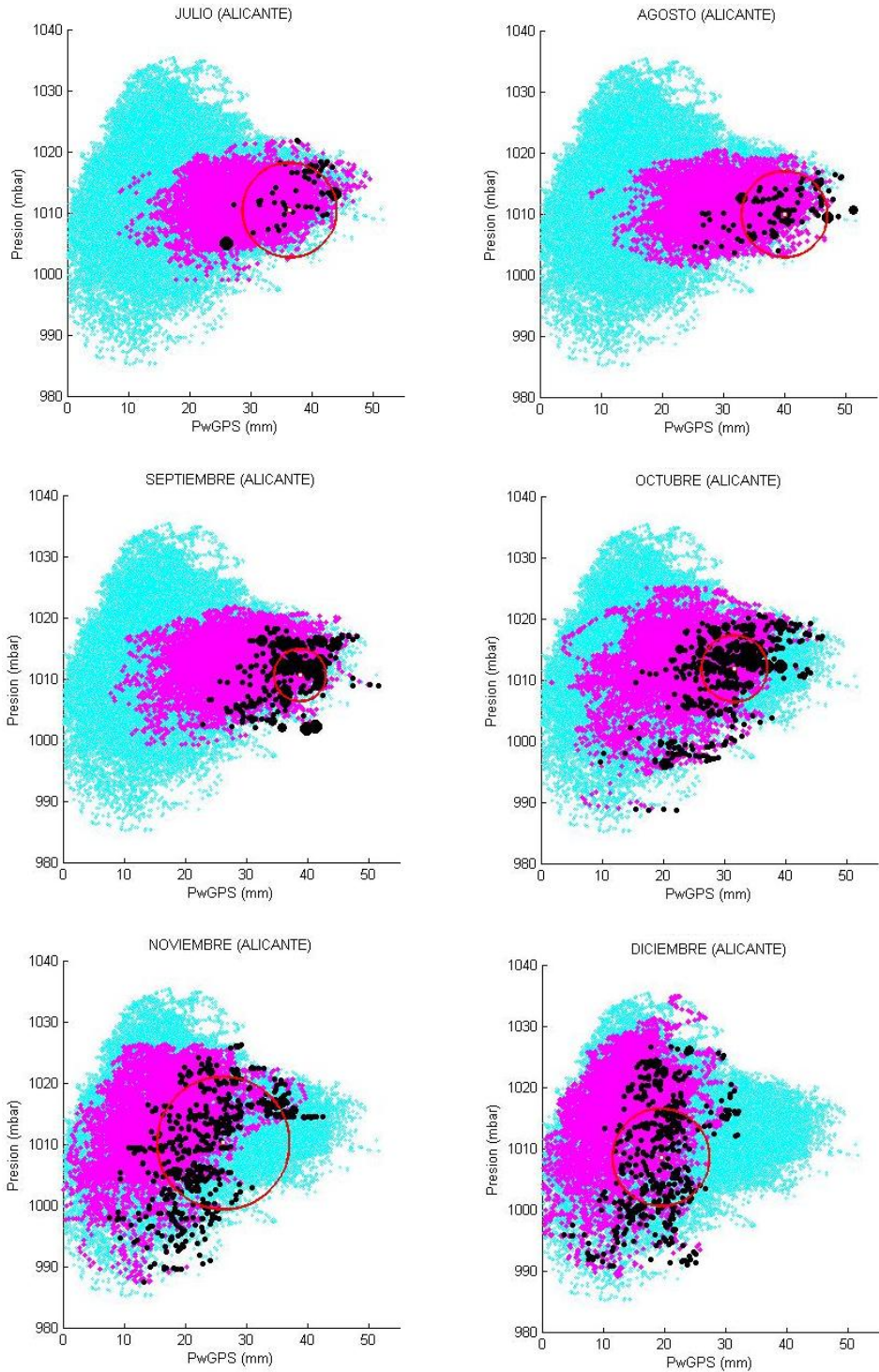


Figura 104. Caracterización de la precipitación (julio-diciembre, Alicante)

El receptor GNSS de Alicante es la estación con mayor serie temporal de datos, puesto que se dispone de observables de 12 años (2000-2011), en este caso, la nube está formada por un total de 100.804 puntos. Analizando los resultados gráficos para Alicante, la nube de puntos global para toda la serie de datos (color cian de las Figuras 103 y 104), adquiere la misma forma triangular que la obtenida en Valencia, pero ligeramente desplazada hacia valores más altos de presión atmosférica (en la estación meteorológica de Alicante se han registrado datos con valores de 1035 mbar).

La forma que adquieren las nubes de puntos mensuales (color magenta de las Figuras 103 y 104) se asemejan a las de Valencia, lo que indica que el patrón o ciclo anual de la combinación PW-presión es similar en ambas ciudades, ambas situadas en primera línea de costa, y por tanto, con condiciones meteorológicas análogas.

Ahora bien, cuando se analizan los datos de precipitación, aparecen diferencias apreciables puesto que las lluvias tienen un carácter mucho más local. Realizando una comparación visual de las gráficas, se puede afirmar que se producen más episodios de lluvia en Valencia que en Alicante; y que las lluvias intensas, causadas por temporales de levante, son habituales durante el mes de septiembre en Valencia, y repartidas entre septiembre y octubre en Alicante.

En cuanto a la distribución mensual de los episodios de lluvia en el área de Alicante, las precipitaciones se producen, como ocurría en la estación de Valencia, en la zona de la nube de puntos que se corresponde con la de máximos valores de vapor de agua atmosférico.

De la misma forma, se presentan los datos analíticos correspondientes a los centros y radios de los círculos (Tabla 29) y las probabilidades de lluvia en el área encerrada en dichos círculos (Tabla 30).

	X (PW)	Y (Presión)	Radio (50%)	Radio (10%)	Radio (30%)	Radio (70%)	Radio (90%)
Enero	16,62	1010,64	7,55	2,73	4,39	9,62	16,18
Febrero	17,82	1008,88	10,18	3,90	8,06	14,70	17,43
Marzo	19,12	1006,93	5,02	1,80	3,40	6,86	11,61
Abril	22,19	1005,20	5,63	1,59	3,09	6,97	9,43
Mayo	24,36	1005,55	6,53	1,61	3,99	8,19	10,25
Junio	30,16	1009,08	2,84	0,90	2,81	4,46	8,74
Julio	36,28	1010,44	7,77	3,58	7,06	11,39	11,75
Agosto	39,90	1009,94	7,07	3,17	5,12	7,44	11,39
Septiembre	38,69	1010,61	4,30	1,77	3,44	6,9	8,78
Octubre	31,54	1011,84	5,46	2,16	3,58	7,43	14,81
Noviembre	26,13	1010,18	10,88	5,41	8,50	12,35	16,10
Diciembre	19,35	1008,55	7,98	4,25	5,59	11,59	15,04

Tabla 29. Datos analíticos de los círculos de precipitación (Alicante)

	Radio (50%)	Probabil. de lluvia	Radio (10%)	Probabil. de lluvia	Radio (90%)	Probabil. de lluvia
Enero	7,55	9,8 %	2,73	19,4 %	16,18	5,2 %
Febrero	10,18	8,0 %	3,90	18,0 %	17,43	5,3 %
Marzo	5,02	19,5 %	1,80	33,3 %	11,61	7,5 %
Abril	5,63	16,6 %	1,59	46,4 %	9,43	10,1 %
Mayo	6,53	5,1 %	1,61	8,6 %	10,25	1,9 %
Junio	2,84	3,7 %	0,90	5,0 %	8,74	3,4 %
Julio	7,77	9,8 %	3,58	1,1 %	11,75	0,9 %
Agosto	7,07	2,4 %	3,17	3,5 %	11,39	1,7 %
Septiembre	4,30	11,5 %	1,77	10,2 %	8,78	8,2 %
Octubre	5,46	9,4 %	2,16	11,8 %	14,81	5,7 %
Noviembre	10,88	10,3 %	5,41	13,9 %	16,10	7,7 %
Diciembre	7,98	12,2 %	4,25	10,4 %	15,04	6,6 %

Tabla 30. Probabilidad de precipitación en el área de los círculos (Alicante)

Comparando las coordenadas de los centros de los círculos para la estación de Alicante (Tabla 29) con las obtenidas en Valencia (Tabla 27), la coordenada PW es prácticamente la misma (excepto en el mes de julio), y la coordenada presión es un poco mayor. En cuanto a los radios de los círculos que contienen la mitad de las precipitaciones del mes, existen pequeñas diferencias (las mayores diferencias se producen en los meses de junio y julio). Respecto a la probabilidad de que se produzcan eventos de lluvia dentro del círculo (Tabla 30), los valores son muy bajos, incluso menores que para Valencia. Como en el caso anterior, estos valores demuestran que los círculos, en el caso de la ciudad de Alicante, no definen muy bien las condiciones de PW y presión en los que se producen episodios de lluvia.

Y por último, se realiza el mismo proceso en la estación GNSS de **Mallorca**, localizada en el mar Mediterráneo, a unos 250 km al este de la ciudad de Valencia; estación de la que también se dispone de una serie 11 años de datos (2001-2011). De esta forma, se pretende concretar este novedoso análisis, con los resultados procesados de PW obtenidos en las tres estaciones GNSS que engloban la zona de estudio con mayor serie temporal de datos.

La nube de puntos de la estación de Mallorca está definida por un total de 95.623 puntos, determinados por las coordenadas PW-presión, a partir de datos horarios de toda la serie. Los gráficos obtenidos para cada uno de los meses se presentan en las Figuras 105 y 106.

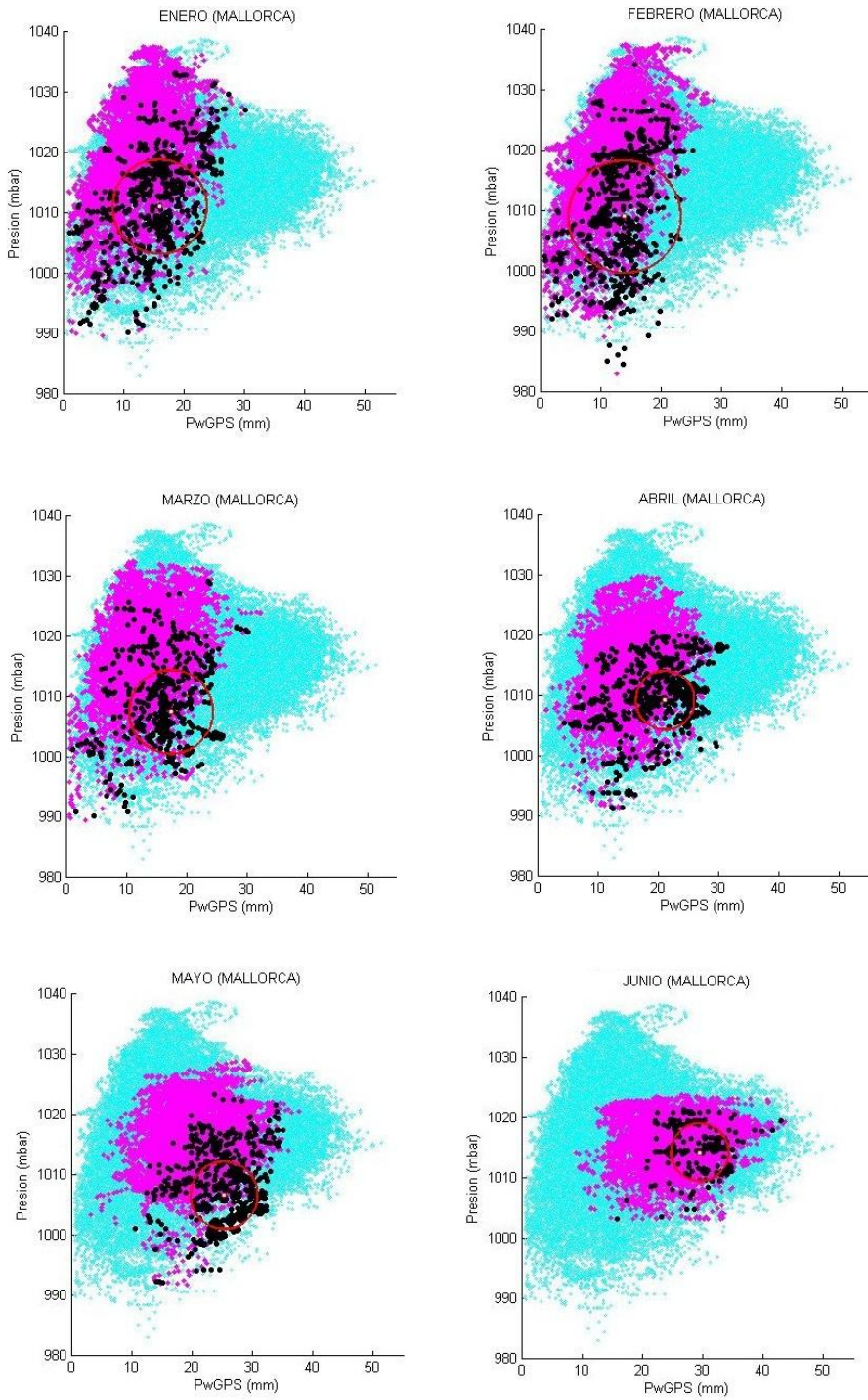


Figura 105. Caracterización de la precipitación (enero-junio, Mallorca)

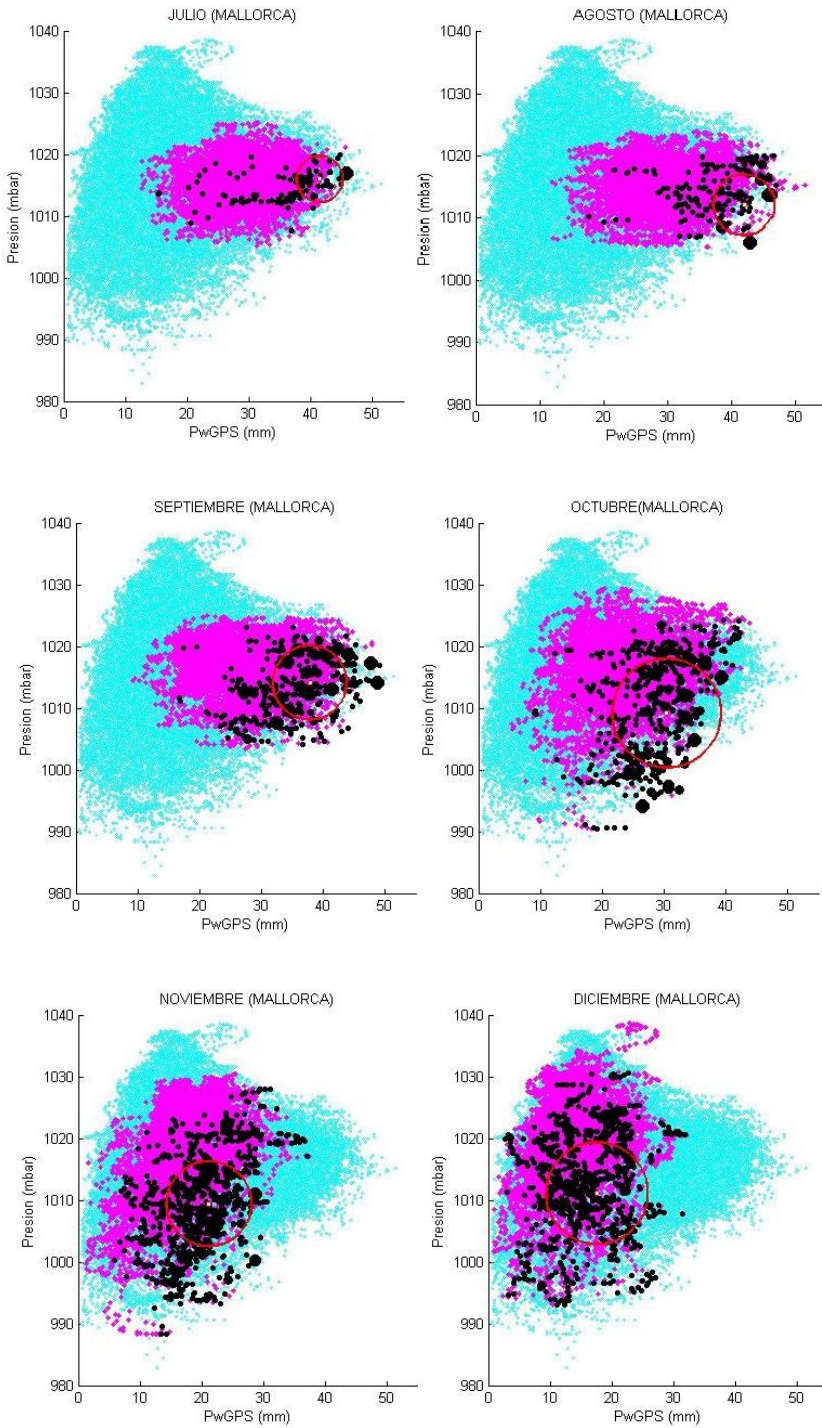


Figura 106. Caracterización de la precipitación (julio-diciembre, Mallorca)

Como puede observarse en las Figuras 105 y 106, cada ciudad presenta una forma característica y específica de la nube de puntos obtenida por la combinación de las variables, si bien y a groso modo, la nube de puntos global es similar en las tres ciudades analizadas en este trabajo de investigación, la forma de las gráficas correspondientes a la estación de Mallorca son ligeramente más delgadas, estrechándose por la zona inferior (los mínimos valores de presión son más altos que en las otras dos estaciones). Respecto a la zona superior de la nube de puntos se asemeja más a la estación de Alicante que a la de Valencia, puesto que los valores máximos de presión son mayores, registrándose datos en la estación meteorológica de Son San Juan (Palma de Mallorca), valores que llegan hasta los 1038,6 mbar.

Las formas y desplazamientos de las nubes de puntos mensuales siguen el mismo esquema de combinación de variables PW-presión en las tres ciudades, todas ellas con un característico clima mediterráneo.

En cuanto a la variable precipitación, el número de casos en la ciudad de Palma de Mallorca es mucho mayor durante todo el año, que en las ciudades de Valencia y Alicante, pero sobre todo en los meses de mayo, noviembre y diciembre. Mallorca está también incluida en la zona de afección de los temporales de levante, por lo que son habituales durante el otoño las lluvias intensas. A diferencia de las estaciones de Valencia y Alicante, los episodios de lluvia se presentan de forma más dispersa, esto es, se amplía el rango de condiciones de PW y presión para que ocurra precipitación.

De la misma forma, se presentan los datos analíticos correspondientes a los centros y radios de los círculos (Tabla 31) y las probabilidades de lluvia en el área encerrada en dichos círculos (Tabla 32).

	X (PW)	Y (Presión)	Radio (50%)	Radio (10%)	Radio (30%)	Radio (70%)	Radio (90%)
Enero	15,92	1010,94	7,84	3,13	5,42	11,00	15,41
Febrero	13,89	1008,95	9,35	3,27	5,97	10,78	14,87
Marzo	17,33	1007,40	6,98	1,90	4,04	8,43	12,47
Abril	21,08	1009,14	4,91	2,82	4,55	7,16	12,55
Mayo	25,27	1006,51	5,62	3,10	4,47	6,69	11,31
Junio	29,47	1014,18	4,81	2,64	3,40	5,50	7,41
Julio	41,41	1016,01	3,78	1,78	2,42	4,41	4,69
Agosto	41,83	1012,09	4,86	4,20	4,38	6,13	7,01
Septiembre	37,77	1014,17	6,02	1,97	4,96	7,64	10,70
Octubre	30,36	1009,24	8,86	3,72	6,58	10,61	13,87
Noviembre	21,07	1009,46	6,92	2,86	5,06	10,92	13,75
Diciembre	17,48	1011,17	8,28	3,81	6,47	11,24	16,05

Tabla 31. Datos analíticos de los círculos de precipitación (Mallorca)

Comparando las coordenadas de los centros de los círculos para la estación de Mallorca (Tabla 31) con las obtenidas en Valencia y Alicante, la coordenada PW es ligeramente más pequeña en todos los meses, excepto en el mes de agosto que es mayor (el círculo se posiciona en la parte más derecha del eje de abscisas). La

coordenada presión que define el centro del círculo en el eje de ordenadas, es siempre mayor, siendo el valor más alto el correspondiente al mes de julio.

Los radios de los círculos son generalmente mayores, debido a que las precipitaciones en Mallorca se presentan de forma más dispersa que en Valencia y Alicante.

	Radio (50%)	Probabil. de lluvia	Radio (10%)	Probabil. de lluvia	Radio (90%)	Probabil. de lluvia
Enero	7,84	15,3 %	3,13	21,5 %	15,41	9,2 %
Febrero	9,35	12,4 %	3,27	19,7 %	14,87	10,6 %
Marzo	6,98	14,5 %	1,90	22,2 %	12,47	8,2 %
Abril	4,91	23,0 %	2,82	23,6 %	12,55	8,4 %
Mayo	5,62	24,2 %	3,10	27,0 %	11,31	9,9 %
Junio	4,81	3,3 %	2,64	3,2 %	7,41	3,2 %
Julio	3,78	12,6 %	1,78	21,9 %	4,69	11,4 %
Agosto	4,86	11,7 %	4,20	14,7 %	7,01	7,6 %
Septiembre	6,02	10,0 %	1,97	15,3 %	10,70	7,5 %
Octubre	8,86	10,9 %	3,72	18,4 %	13,87	7,9 %
Noviembre	6,92	21,3 %	2,86	27,2 %	13,75	12,8 %
Diciembre	8,28	17,2 %	3,81	31,5 %	16,05	11,4 %

Tabla 32. Probabilidad de precipitación en el área de los círculos (Mallorca)

Respecto a la probabilidad de que se produzcan eventos de lluvia dentro del círculo en la estación de Mallorca, los valores siguen siendo bajos, algo mayores que en las estaciones de Valencia y Alicante, puesto que al ser el radio del círculo mayor, abarcan más superficie y por tanto, incluyen más episodios de lluvia.

Véase en la Tabla 32, que para los círculos que encierran la mitad de las lluvias (50%) la probabilidad es del 24,2% en el mes de mayo, y de tan sólo un 3,3% en el mes de junio. En el caso más favorable, con círculos más pequeños y que únicamente contienen un 10% de las lluvias, las probabilidades son bajas, en ningún caso superan el 31,5%. Y en el caso más desfavorable, con círculos grandes y que contienen el 90% de las lluvias, las probabilidades son muy bajas, en ningún caso superan el 11%. Estos valores demuestran que los círculos, en el caso de la ciudad de Palma de Mallorca, no definen muy bien las condiciones de PW y presión en los que se producen episodios de lluvia.

8.3.4. Análisis de episodios de lluvias intensas

Una vez confirmadas las relaciones entre PW, presión y precipitación, se van a analizar una serie de casos en los que se han producido lluvias. En este primer análisis, se evalúan las precipitaciones acaecidas en la ciudad de Valencia, por lo que previamente se han organizado los datos de precipitación en el periodo de estudio (2001-2011), a partir de los registros de las estaciones meteorológicas.

Cabe indicar que en la ciudad de Valencia existen tres estaciones meteorológicas (recuérdese su localización mostrada en la Figura 67), y que la presión sólo se mide en la estación de Valencia-Aeropuerto, puesto que se trata de un parámetro bastante constante y de gran cobertura espacial, que es el que se va a utilizar en este estudio. Respecto a la cantidad de lluvia, existen registros en los tres observatorios, que a pesar de estar muy próximos entre sí, presentan ligeras diferencias, puesto que la precipitación es una variable de carácter local. En este análisis, se ha utilizado el valor de precipitación registrado en la estación de Valencia-Viveros, se trata de la estación más céntrica de la zona de estudio y con mayor serie de datos (la estación de Valencia-UPV, a pesar de estar muy próxima a la estación GNSS de VALE, sólo dispone de datos desde 2006). El disponer de tres datos de precipitación ha permitido cotejarlos entre sí.

En la siguiente Tabla 33, se presentan los valores de precipitación acumulada de todo el periodo de estudio en la estación meteorológica de Valencia-Viveros. En la Tabla se muestra el valor de precipitación acumulada, el total para cada año y para cada uno de los meses, así como su porcentaje correspondiente. En la parte inferior de la Tabla se muestran los valores y porcentajes medios de precipitación acumulada para los once años del periodo de estudio. Se han indicado con colores azules, los meses de cada año que han acumulado más cantidad de agua precipitada, y los que menos lo han hecho.

AÑO	TOTAL	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiemb.	Octubre	Noviemb.	Diciemb.	
2001	Precipitación (mm)	505,85	20,85	34,30	12,00	64,45	33,65	2,70	1,05	1,95	170,25	50,65	44,15	69,85
	Porcentaje (%)	100,0	4,1	6,8	2,4	12,7	6,7	0,5	0,2	0,4	33,7	10,0	8,7	13,8
2002	Precipitación (mm)	563,70	34,10	0,25	25,65	89,30	134,25	10,05	65,00	31,55	84,10	37,85	21,45	30,15
	Porcentaje (%)	100,0	6,0	0,0	4,6	15,8	23,8	1,8	11,5	5,6	14,9	6,7	3,8	5,3
2003	Precipitación (mm)	407,60	13,30	66,35	21,25	57,55	95,70	7,75	0,90	8,65	42,05	64,00	14,25	15,90
	Porcentaje (%)	100,0	3,3	16,3	5,2	14,1	23,5	1,9	0,2	2,1	10,3	15,7	3,5	3,9
2004	Precipitación (mm)	571,25	1,70	38,75	84,70	49,85	110,95	11,60	6,00	0,05	129,25	29,85	5,15	103,40
	Porcentaje (%)	100,0	0,3	6,8	14,8	8,7	19,4	2,0	1,1	0,0	22,6	5,2	0,9	18,1
2005	Precipitación (mm)	295,80	0,35	60,70	4,70	20,70	22,20	22,15	14,75	4,15	40,10	5,80	94,35	5,85
	Porcentaje (%)	100,0	0,1	20,5	1,6	7,0	7,5	7,5	5,0	1,4	13,6	2,0	31,9	2,0
2006	Precipitación (mm)	377,20	72,10	36,45	4,10	13,05	24,25	6,60	0,05	4,95	47,15	33,85	120,25	14,40
	Porcentaje (%)	100,0	19,1	9,7	1,1	3,5	6,4	1,7	0,0	1,3	12,5	9,0	31,9	3,8
2007	Precipitación (mm)	623,85	50,20	37,35	43,20	60,75	17,20	9,20	0,10	12,65	133,35	206,55	0,55	52,75
	Porcentaje (%)	100,0	8,0	6,0	6,9	9,7	2,8	1,5	0,0	2,0	21,4	33,1	0,1	8,5
2008	Precipitación (mm)	393,70	7,55	46,60	3,55	7,70	89,60	52,65	2,65	3,80	16,60	64,40	30,45	68,15
	Porcentaje (%)	100,0	1,9	11,8	0,9	2,0	22,8	13,4	0,7	1,0	4,2	16,4	7,7	17,3
2009	Precipitación (mm)	490,30	41,75	22,20	77,80	34,75	1,90	1,80	0,25	3,30	246,70	0,40	0,90	58,55
	Porcentaje (%)	100,0	8,5	4,5	15,9	7,1	0,4	0,4	0,1	0,7	50,3	0,1	0,2	11,9
2010	Precipitación (mm)	395,75	52,30	25,30	47,70	25,05	62,45	25,00	4,55	25,25	30,10	60,60	20,10	17,35
	Porcentaje (%)	100,0	13,2	6,4	12,1	6,3	15,8	6,3	1,1	6,4	7,6	15,3	5,1	4,4
2011	Precipitación (mm)	358,40	10,40	2,05	103,30	68,45	48,25	4,55	2,05	2,50	11,20	24,15	74,20	7,30
	Porcentaje (%)	100,0	2,9	0,6	28,8	19,1	13,5	1,3	0,6	0,7	3,1	6,7	20,7	2,0
	Media prec.	453,04	27,69	33,66	38,90	44,69	58,22	14,00	8,85	8,98	86,44	52,55	38,71	40,33
	% medio	100,00	6,14	8,13	8,56	9,65	12,95	3,48	1,86	1,96	17,66	10,93	10,41	8,28

Tabla 33. Precipitación acumulada anual y mensual (Valencia)

De los resultados de la Tabla 33, se puede extraer que el promedio de precipitación anual en la ciudad de Valencia es de 431,5 mm, y que de los once años examinados, el año 2007 fue el más lluvioso con 623,8 mm, frente al menos lluvioso que fue el año 2005 (295,8 mm). El mes en el que más precipitación se acumuló fue en septiembre de 2009 (246,7 mm). Los meses que mayor cantidad de precipitación acumulan son septiembre y mayo, seguidos de octubre y noviembre, mientras que el mes que menos llueve es casi siempre julio.

En la Figura 107, se muestra el total de la precipitación acumulada en los once años de estudio en la estación meteorológica de Valencia-Viveros, donde se aprecia que ha sido en los meses de septiembre, octubre y mayo donde se han registrado los valores máximos, frente a los meses de julio, agosto y junio, los que menores valores registran.

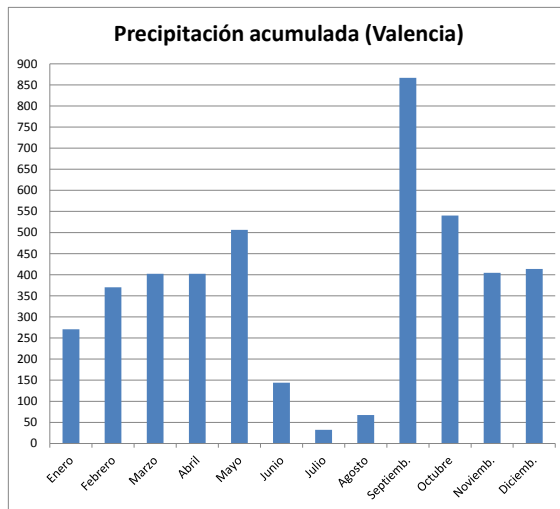


Figura 107. Precipitación acumulada total (Valencia)

A continuación, y una vez localizados todos los episodios de lluvia del periodo estudiado, se muestran las gráficas de los casos más relevantes agrupados y clasificados según la tendencia que siguen las variables PW y presión en cada uno de ellos, junto con la cantidad de lluvia registrada.

En el eje de abscisas de los gráficos se indica el tiempo con intervalo horario; la longitud y escala del eje de abscisas depende de la duración de la tormenta, dado que la escala horaria empieza 6 horas antes de que comiencen las lluvias y termina 6 horas después de que termine la precipitación. Los ejes de ordenadas, en el principal o izquierdo, se indica la cantidad de vapor de agua precipitable medido en mm, y en el secundario o derecho, se indica la presión atmosférica en mbar.

En cada uno de los gráficos, se representan las tres variables: precipitación, vapor de agua atmosférico y presión atmosférica. La precipitación acumulada, se representa en columna y de color azul, se trata de valores horarios medidos en mm (su cantidad se corresponde con la del eje principal o izquierdo). La línea de color verde

representa el valor horario del PW estimado con los equipos GNSS (PW-GPS), expresado en mm (su graduación se corresponde con la del eje principal o izquierdo). La línea de color rojo representa la presión atmosférica, las estaciones meteorológicas suelen registrar un dato cada 6 horas, cuya unidad de medida esta en mbar (su graduación se corresponde con la del eje secundario o derecho).

De esta forma, se muestran algunos ejemplos de cinco tipos de patrones diferentes en los que se han clasificado las precipitaciones observadas, en función del comportamiento de las variables atmosféricas vapor de agua precipitable (PW-GPS) y presión atmosférica en la ciudad de Valencia.

El **tipo I** de precipitación tiene lugar principalmente a finales del invierno y comienzos de la primavera, época en la que el PW-GPS se mantiene estable y sus valores son bajos (entre 15 y 25 mm). La lluvia se produce con la presión subiendo y el contenido de vapor de agua es estable, oscilando en una pequeña amplitud de valores. El factor que desencadena el comienzo de la precipitación es el aumento por encima de un cierto nivel de contenido de vapor de agua; una vez producida la descarga, la lluvia cesa cuando el vapor de agua desciende por debajo del nivel en el que comenzó la lluvia.

En la Figura 108, en la que se presentan cuatro ejemplos de este tipo de lluvia, se puede observar que el comienzo de la lluvia lo propicia una ligera subida del vapor de agua, comenzando a llover en un determinado valor de PW-GPS, mientras la presión adopta una tendencia ascendente. Se trata de lluvias de poca intensidad, que dejan una precipitación acumulada entre 20 y 40 litros, y de una duración de entre 12 y 24 horas. En algunos casos, se superan los 10 mm/hora. Se han registrado precipitaciones de este tipo en los meses de enero, febrero, marzo, abril y mayo.

El **tipo II** de precipitación es habitual en primavera, época en la que empiezan a subir las temperaturas y por tanto la cantidad de vapor de agua. El patrón de este tipo de precipitación viene dado por un descenso de la presión, mientras el PW se mantiene con cierta estabilidad. El factor que causa la lluvia es un cambio de pendiente en la tendencia del vapor de agua, que hace aumentar rápidamente su contenido. De la misma forma que en el tipo I, las lluvias cesan cuando el contenido de vapor de agua disminuye, y se sitúa por debajo de un cierto nivel.

En la Figura 109, se muestran cuatro ejemplos de este tipo de lluvia, en los que se aprecia claramente como la presión sigue en todo momento una línea descendente, en algunos casos con pendiente suave y en otros con una fuerte pendiente (rápido descenso de la presión), y que es el incremento de vapor de agua el que propicia el suceso de lluvias. Se trata de lluvias de poca intensidad, que dejan una precipitación acumulada entre 20 y 40 litros, y de una duración de entre 10 y 18 horas.

En ningún caso, se superan los 10 mm/hora, siendo habituales precipitaciones con un promedio de 5 mm/h. Se han registrado precipitaciones de este tipo en los meses de marzo, abril y principios de mayo.

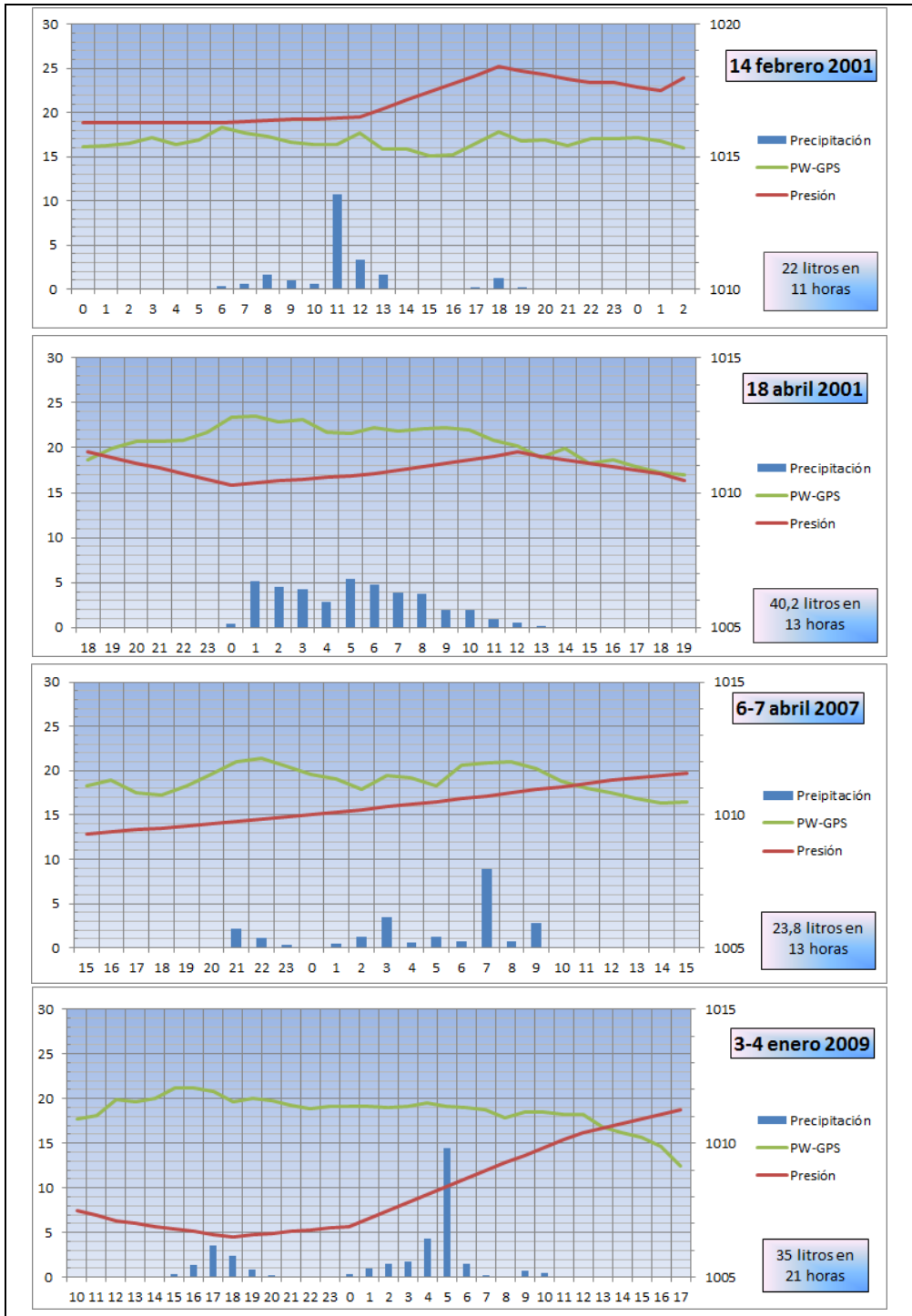


Figura 108. Ejemplos de precipitaciones de tipo I (Valencia)

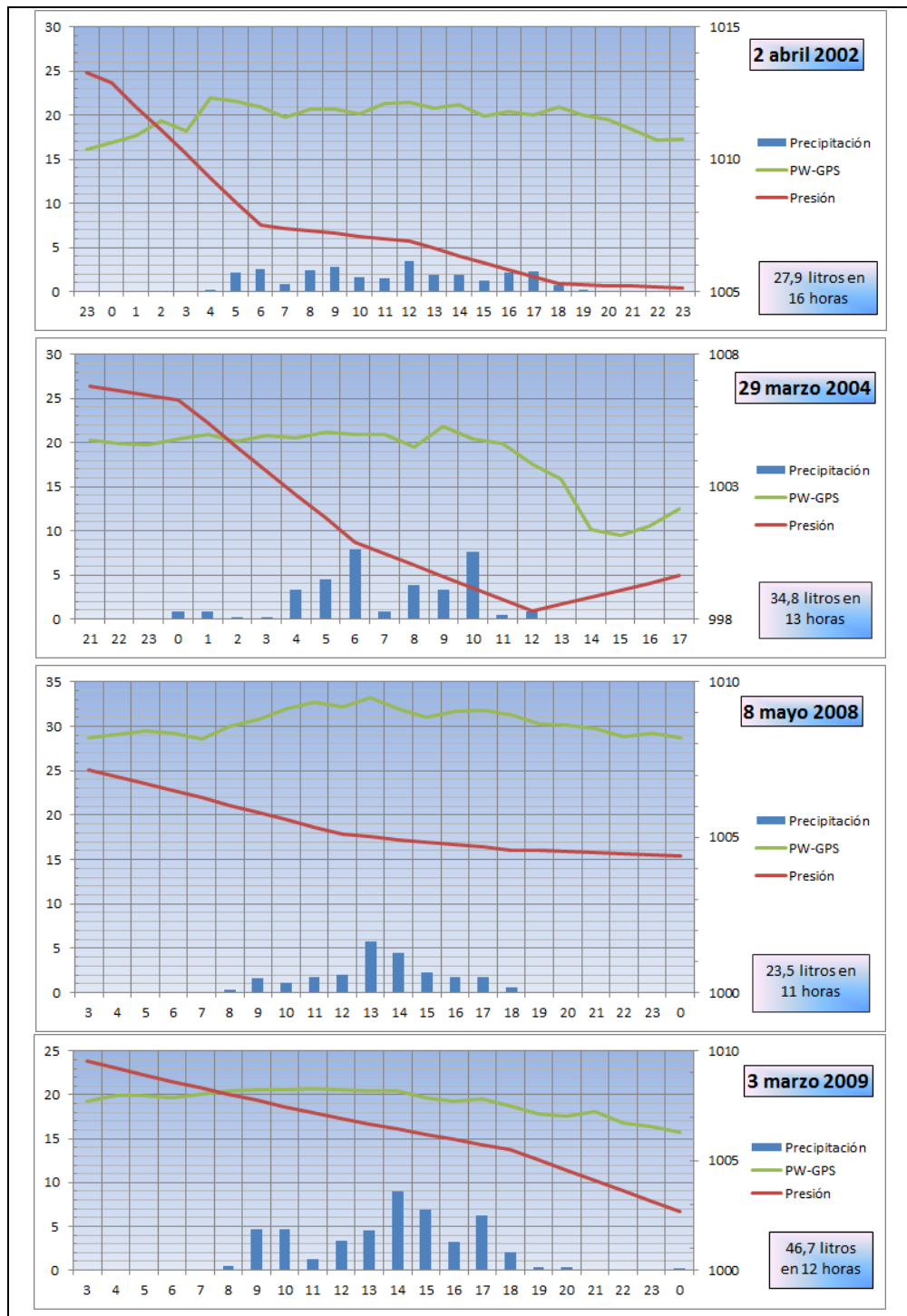


Figura 109. Ejemplos de precipitaciones de tipo II (Valencia)

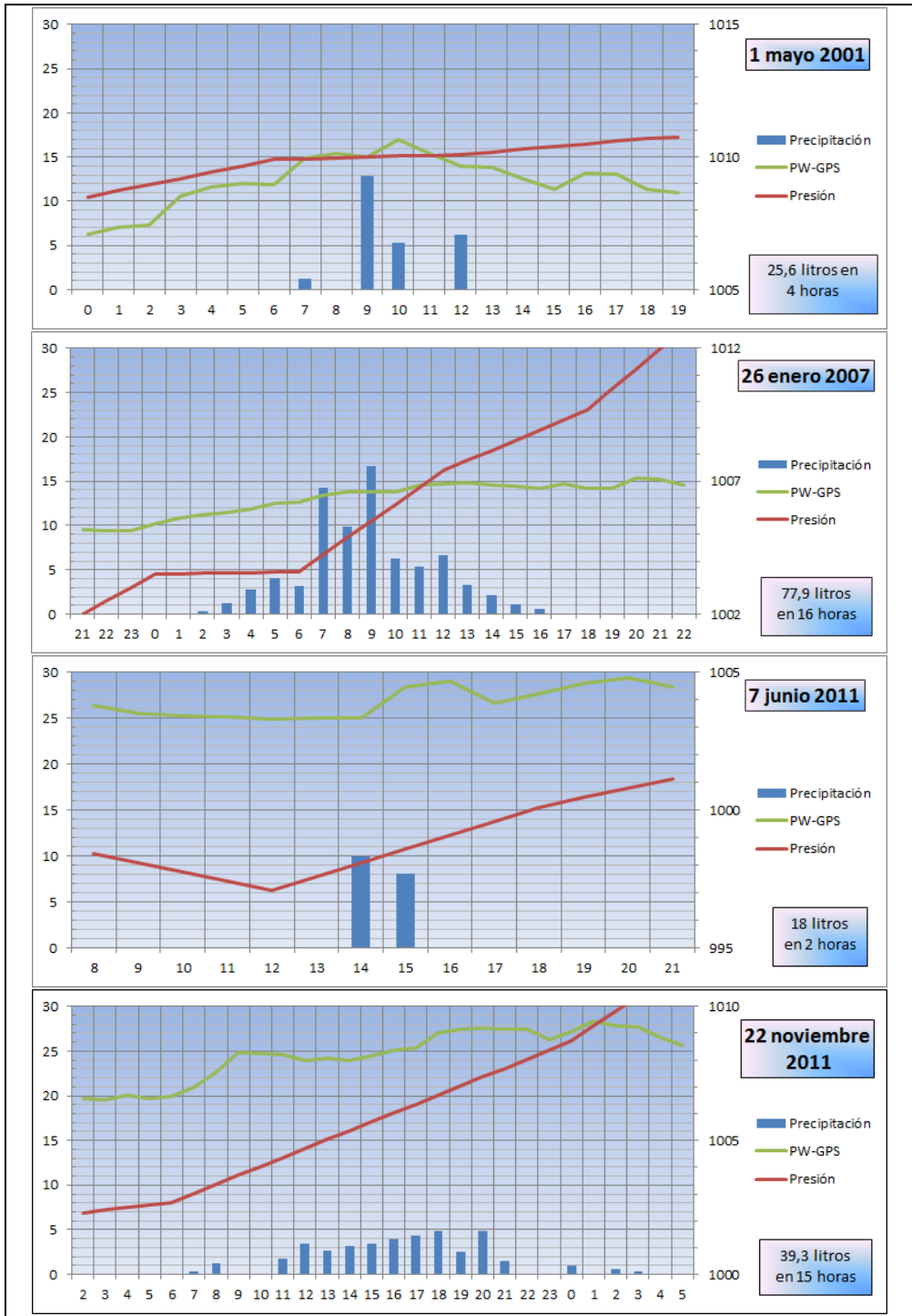


Figura 110. Ejemplos de precipitaciones de tipo III (Valencia)

En el **tipo III** de precipitación se engloban aquellas lluvias en las que los valores de presión y de PW-GPS aumentan durante el proceso de lluvia, por tanto ambas variables siguen una tendencia ascendente, en algunos casos con suave pendiente, y en otros con pendientes más fuertes.

En los casos analizados, se muestran cuatro ejemplos en la Figura 110, donde la lluvia la ocasiona una repentina y sustancial subida del vapor de agua. A pesar de la descarga de agua producida en la precipitación, la cantidad PW sigue aumentando, probablemente debido a un aporte continuo de humedad. Por tanto, las lluvias remiten cuando la presión atmosférica, en continuo ascenso, sobrepasa un cierto valor.

Existen casos de este tipo de precipitación durante varias estaciones del año, pero fundamentalmente en los meses de enero, mayo, junio y noviembre. Si las lluvias se producen a finales del otoño, suelen ser de poca intensidad (por debajo de los 5 mm/h) y con una duración entre 12 y 24 horas; si lo hacen en invierno, son de mayor intensidad (superan los 15 mm/h) y misma duración (entre 12 y 24 horas); y en primavera, son de cierta intensidad y corta duración (llueve entre 2 y 4 horas).

El **tipo IV** de precipitación es habitual en primavera y otoño, estaciones atmosféricamente más inestables. Las circunstancias que hacen que se produzcan precipitaciones de este tipo, se deben a un aumento de la cantidad de vapor de agua y a una bajada de presión atmosférica, cuando ambas variables presentan un comportamiento inconstante.

En este tipo se incluyen un gran número de casos ocurridos en el periodo de estudio (2001-2011). De los episodios registrados, véase cualquiera de los cuatro ejemplos presentados en la Figura 111, la evolución del vapor de agua es oscilante y la presión describe una vaguada (la presión desciende en el comienzo del episodio lluvioso para después volver a subir). La concatenación de una subida de PW-GPS y de una bajada de presión, hace que se origine la precipitación; de la misma forma, la lluvia cesa por una bajada del PW-GPS y una subida de presión.

En algunas ocasiones, los valores del PW-GPS y de la presión fluctúan, hasta 10 mm y 10 mbar respectivamente, en muy poco espacio de tiempo. La mayoría de estas lluvias dejan una precipitación acumulada que supera los 30 litros, con duraciones que varían entre 10 y 40 horas.

De todas las precipitaciones acontecidas en el periodo de estudio, enfatizar en la producida la noche del **19 de septiembre de 2001**, donde en tan sólo 12 horas se registraron **127,4 litros** de agua precipitada (día pluviométrico). En ese mismo episodio, se registraron 29,4 litros en una hora (entre la 1 y las 2 horas del 20 de septiembre de 2001). Como puede observarse en este caso concreto (Figura 111), el contenido de vapor de agua atmosférico es determinante, si bien en esta lluvia de carácter torrencial la presión superficial es ligeramente superior a la normal (oscila entre valores de 1013 y 1015 mbar), el PW-GPS ascendió de los 30 mm a las 12 horas, a los 40,5 mm a las 23 horas, cargando la atmosfera de agua precipitable.

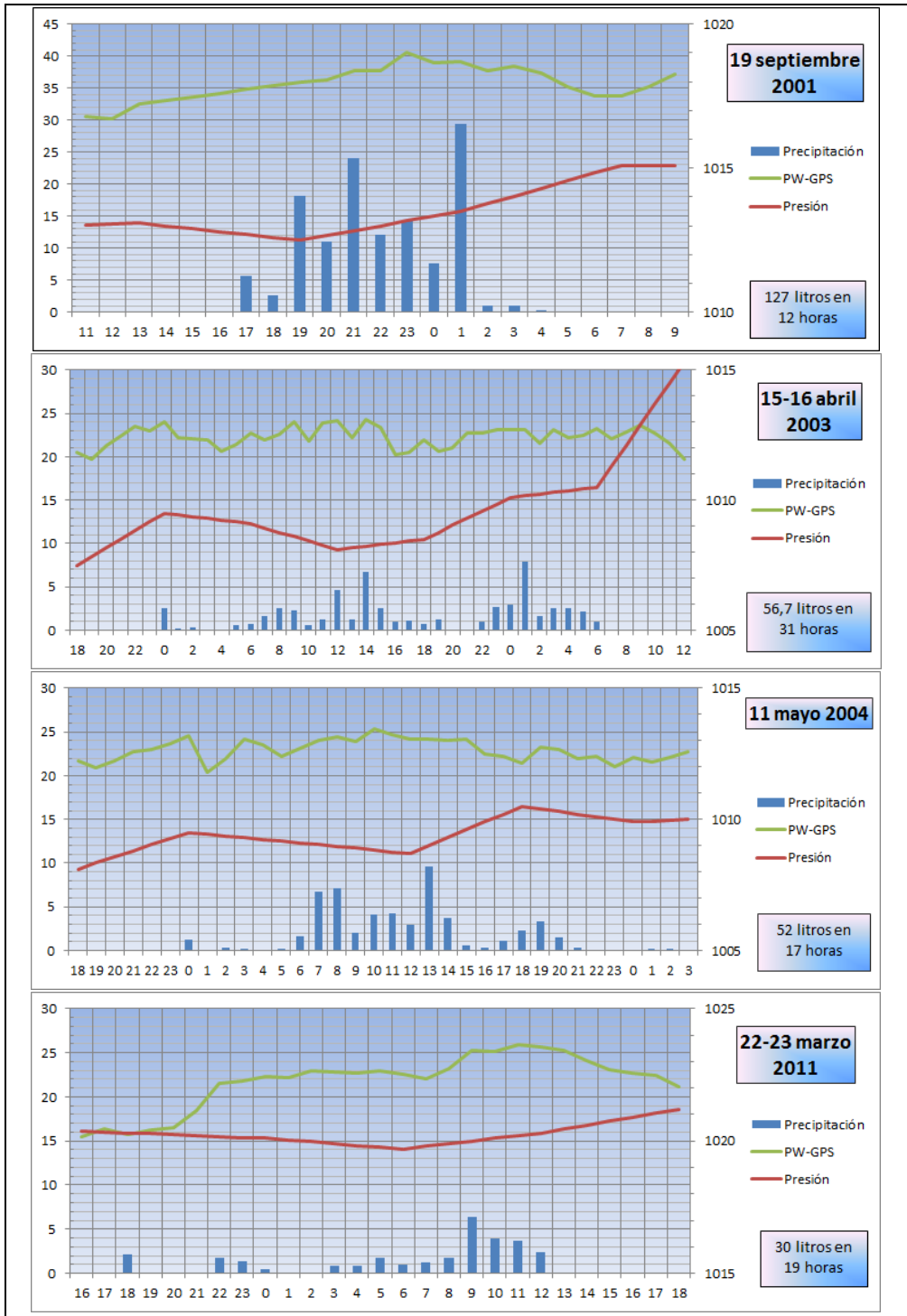


Figura 111. Ejemplos de precipitaciones de tipo IV (Valencia)

Y por último, el **tipo V** es el patrón que siguen las lluvias de intensidad extrema y de corta duración, frecuentes al final del verano y comienzo del otoño en sectores litorales de la Comunidad Valenciana. Este tipo de lluvias, objeto de estudio en este trabajo de investigación, son las que más dependen de la cantidad de agua precipitable (PW), puesto que va a ser la variable que de forma previa ofrezca información del contenido de agua disponible en la atmósfera para producir precipitación.

Durante el periodo de estudio (11 años), se han sucedido en la ciudad de Valencia un total de 18 episodios de lluvia de este tipo, todos ellos en los meses de septiembre y octubre. La fecha y la cantidad de agua precipitada de estos fenómenos se muestran en la Tabla 34, donde puede observarse la frecuencia casi anual de este tipo de precipitación. En los años 2001, 2004, 2007 y 2010 ha habido tres episodios de este tipo, dos en 2011, y uno en los años 2002, 2003, 2005 y 2006. Por el contrario, durante los años 2008 y 2009 no se produjo ningún caso. De los 18 casos, 11 se han producido en el mes de septiembre (61,1%) y 7 en el mes de octubre (38,9%). De todos ellos, 7 están clasificados por AEMET como precipitaciones intensas potencialmente peligrosas (indicados en negrita en la Tabla 34).

Fecha	Precip. acumul.	Duración	Fecha	Precip. acumul.	Duración
05/09/2001	32,3	1 h	18/10/2006	29,4	1 h
06/09/2001	14,5	1 h	14/09/2007	54,3	6 h
09/10/2001	18,9	1 h	21/09/2007	49,0	4 h
02/09/2002	56,1	2 h	12/10/2007	178,2	11 h
06/09/2003	24,8	2 h	17/09/2010	30,2	1 h
02/09/2004	92,2	3 h	09/10/2010	20,8	1 h
03/09/2004	46,6	1 h	12/10/2010	17,9	1 h
21/10/2004	19,6	1 h	23/09/2011	29,5	1 h
17/09/2005	15,2	1 h	21/10/2011	19,6	1 h

Tabla 34. Episodios de lluvias intensas en la ciudad de Valencia

Como se puede observar en la Figura 112 (periodo 2001-2004) y Figura 113 (periodo 2005-2011), en este tipo de lluvias de gran intensidad los valores de PW-GPS son muy altos (septiembre) o altos (octubre), y muestran un claro aumento en el contenido de vapor de agua, en ocasiones de 15 mm, unas horas antes del inicio de la precipitación. El valor máximo del PW ocurre casi simultáneamente con el comienzo de la lluvia, y es en este pico cuando se produce la descarga del agua precipitable. Por otro lado, el comportamiento de la presión muestra mucha variabilidad, y la mayoría de estas precipitaciones torrenciales se dan con valores de presión alta, superior a la normal (1013 mbar).

Por tanto, en las precipitaciones de tipo V, el elemento clave es el contenido de vapor de agua en el aire, actuando como factor disparador de la tormenta (Armengot, 1994). Como se puede ver en las Figuras 112 y 113, la causa que origina la lluvia es un rápido incremento del contenido de vapor de agua en la atmósfera; de la misma forma, la lluvia cesa cuando el PW desciende, debido a la descarga del agua precipitable existente o disponible en la atmósfera.

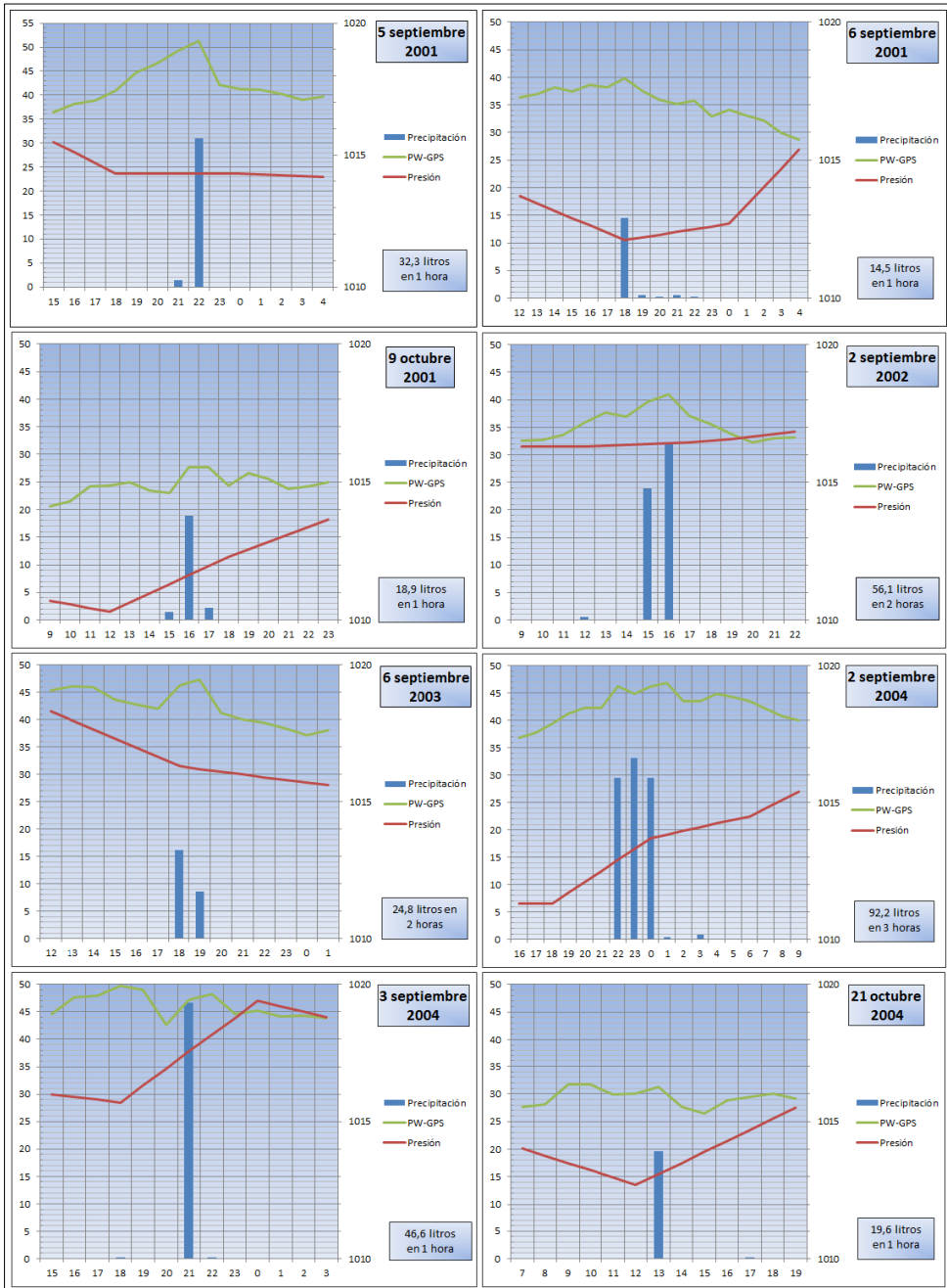


Figura 112. Precipitaciones tipo V (2001-2004, Valencia)

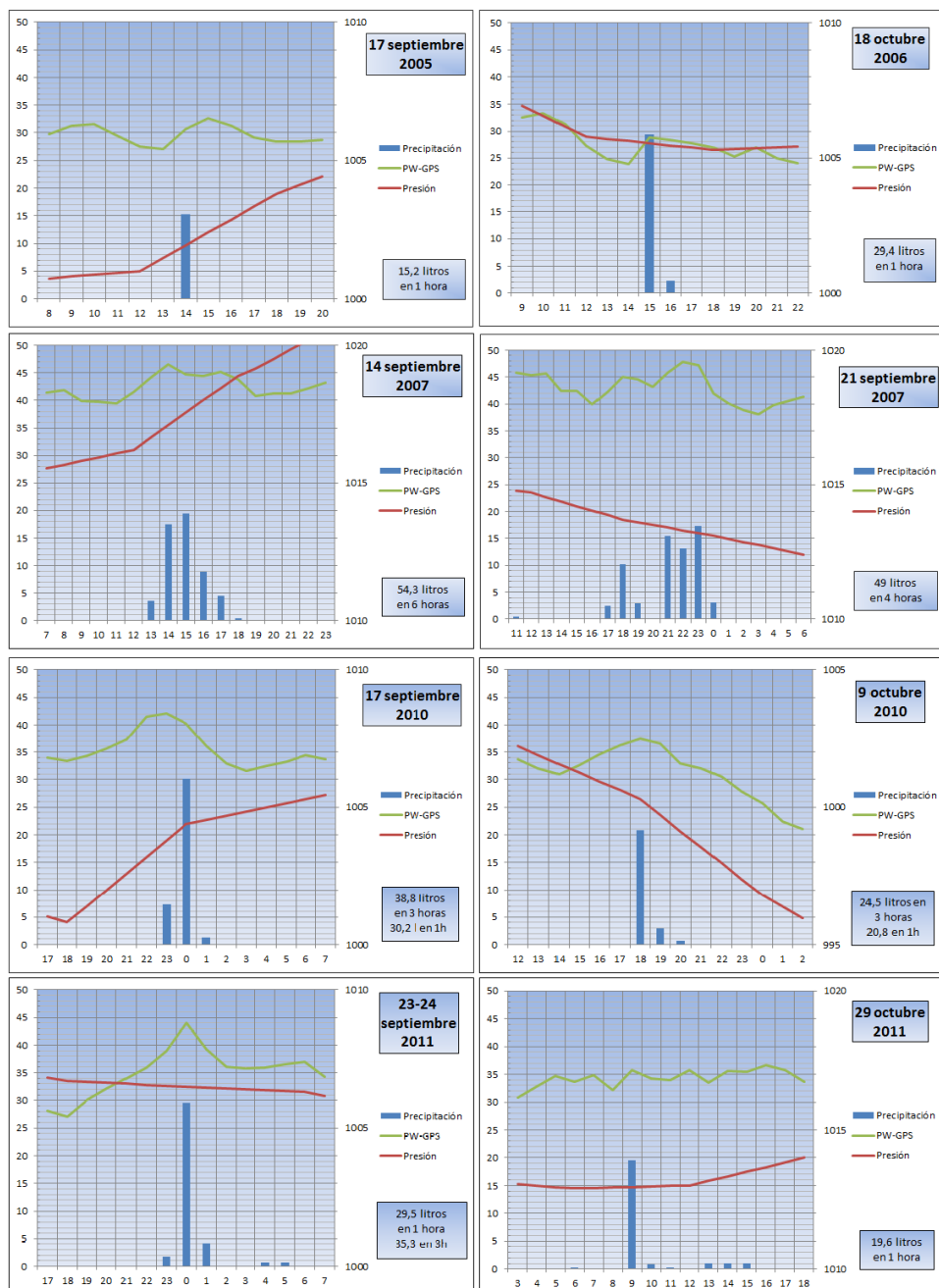


Figura 113. Precipitaciones tipo V (2005-2011, Valencia)

8.3.5. Casos de estudio

Entre las precipitaciones estudiadas, hay que destacar la que ha registrado valores mas altos durante todo el periodo de estudio, se trata de la producida la noche del **11 al 12 de octubre de 2007** donde en 14 horas (día pluviométrico) se registraron **178,2 litros** de agua precipitada en la estación meteorológica de Valencia. Como se puede observar en la Figura 114, ese día también se registro la intensidad máxima de todo el periodo, siendo de 116,4 mm/h a las 22:10 del día 11, momento en el que se registraron **47,1 litros** de precipitación acumulada **en 1 hora**. Entre las 20 y las 23 horas de ese mismo día se registraron 112,7 litros de precipitación acumulada en 3 horas (33,8 mm a las 20 horas, 47,1 mm a las 21 h y 31,8 mm a las 22 h).

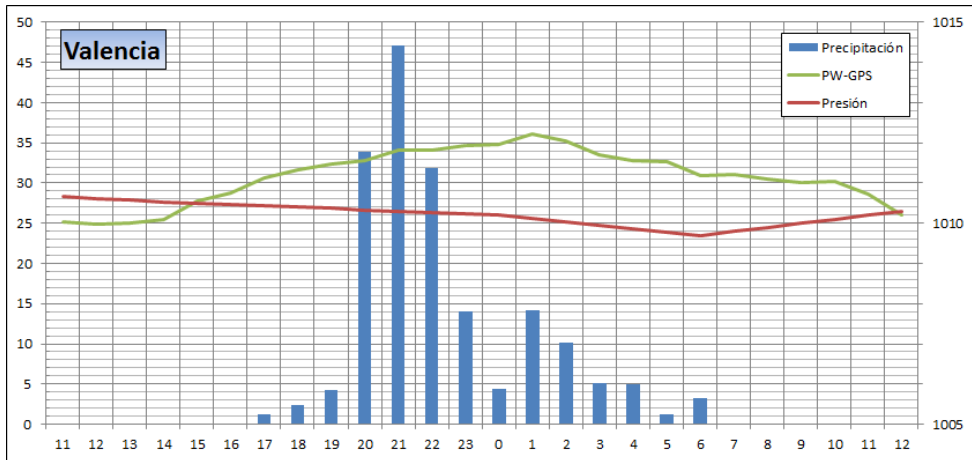


Figura 114. Caso extraordinario de precipitación (Valencia)

En este episodio de lluvia el contenido de vapor de agua atmosférico es determinante. Observando en la Figura 115, la evolución del contenido de vapor de agua, se ve claramente que de forma previa a que ocurra la lluvia, el PW se encuentra estable con valores de 25 mm; unas dos horas antes de que empiece a llover, se produce un rápido ascenso del mismo, que hace que cuando supera valores de 30 mm, comience la lluvia; el valor del PW sigue aumentando, lo que provoca que al superar valores de 33 mm la lluvia adquiera un carácter torrencial, pero a pesar de la descarga, el contenido de agua precipitable sigue creciendo por lo que sigue lloviendo incesantemente. Las lluvias remiten cuando el PW comienza a descender y se encuentra por debajo de los 30 mm.

El mar Mediterráneo, todavía cálido en el mes de octubre, es la fuente generadora de humedad que recarga continuamente el contenido de vapor de agua atmosférico en este tipo de eventos lluviosos.

La presión superficial, en este caso, tiene menor influencia en el hecho de que se produzca la precipitación. Los valores de presión oscilan muy poco, la lluvia se produce en 1010,4 mbar con la presión descendiendo, y cesa cuando empieza a subir, que coincidiendo con una bajada del PW, cortan la precipitación.

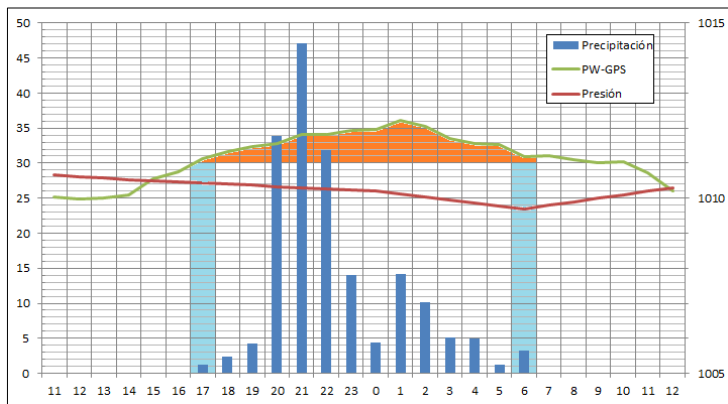


Figura 115. Influencia del PW (Valencia)

Este episodio vinculado a temporales de levante, afectó a gran parte del territorio de la Comunidad Valenciana, dejando en algunos lugares precipitaciones por encima de los 300 mm, sobre todo en las áreas de la Safor y la Marina Alta, al sur de la provincia de Valencia, y norte de la provincia de Alicante (Figura 116).

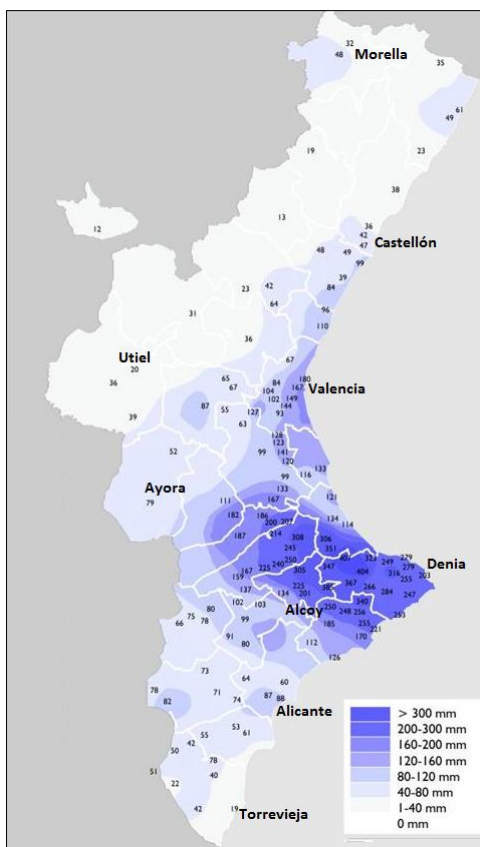


Figura 116. Distribución de lluvias 11-12 de octubre de 2007 (Fuente: www.meteonix.com)

En las siguientes gráficas, se muestra cual fue evolución de las variables meteorológicas (precipitación, PW y presión) durante el episodio de lluvia del 11-12 de octubre de 2007 en las estaciones de las ciudades de Castellón, Valencia y Alicante.

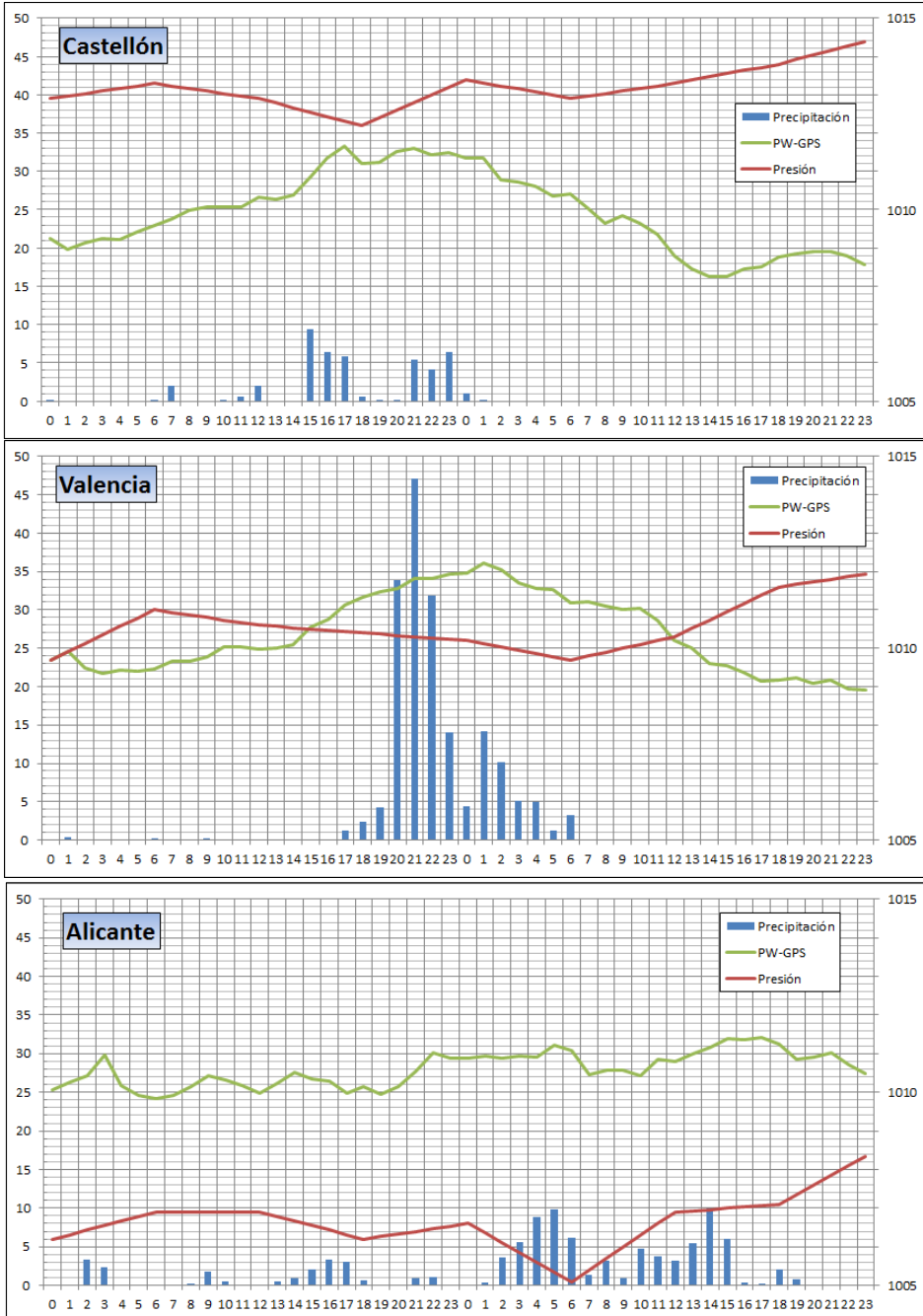


Figura 117. Variables meteorológicas (11-12 de octubre de 2007)

En las tres ciudades de la Comunidad Valenciana se dispone de los registros horarios de precipitación; llueve de forma intermitente el día 11 de octubre de 2007 en Castellón, registrándose 44,9 litros; en Valencia precipitan 178,2 litros de forma continua durante 14 horas entre los días 11 y 12 de octubre; mientras que en Alicante, se registran 97,5 litros durante los dos días que llueve de forma intermitente.

En las gráficas anteriores (Figura 117), se observa que la presión atmosférica oscila entre distintos valores y la tendencia es ligeramente diferente. Por otra parte, el contenido de vapor de agua en columna (PW-GPS) aumenta una cantidad considerable en las tres estaciones de forma previa a que suceda la precipitación.

En Castellón, se puede observar que la cantidad de PW aumenta durante varias horas, subiendo desde 20 mm hasta superar los 27 mm, momento en el que comienzan lluvias copiosas, que al seguir incrementándose hasta los 33 mm, se prolongan durante varias horas (entre las 15 y las 18 horas). En el momento que el PW comienza a descender, deja prácticamente de llover, a pesar de que se produce una bajada de presión. En las siguientes horas, el PW vuelve a incrementarse, y la presión asciende, lo que provoca que la lluvia se produzca debido a que el contenido de PW aumenta, que de nuevo remite cuando desciende el PW.

Este hecho indica que es el contenido de vapor de agua atmosférico el que hace de "interruptor" para que se produzca o no precipitación. Para valores de presión bajos, la cantidad de PW necesaria para que se produzca precipitación puede ser menor, mientras que para valores superiores de presión, es preciso que también sea mayor la cantidad de PW. Un descenso del PW y un incremento de presión, hacen remitir las lluvias en este episodio.

El comportamiento de estas variables en Valencia, explicado con anterioridad, se resume en que el PW asciende de forma brusca mientras que la presión desciende, factores por el que la lluvia adquiere un carácter torrencial. Por su parte, en Alicante, ambas variables se presentan más estables, lo que provoca que las lluvias se produzcan de forma menos copiosa y con mayor duración. En todos los casos, la lluvia y sobre todo su cantidad, esta directamente vinculada al comportamiento de la variable vapor de agua atmosférico en columna (PW).

Para concluir este caso de estudio, se presenta la evolución del vapor de agua en el resto de estaciones GNSS de la Comunidad Valenciana. En ninguna de ellas, se muestra la presión, puesto que las estaciones meteorológicas cercanas no la registran. Asimismo, en las estaciones de Morella, Utiel y Torreveja (Figura 118) aparece representada la cantidad de lluvia registrada de las estaciones meteorológicas próximas, Castellfort, Utiel y Rojales respectivamente; mientras que en las estaciones de Dénia, Alcoy y Ayora (Figura 119), únicamente se representa el PW, puesto que no hay registros de precipitación. En el caso de la estación meteorológica de Jávea, próxima a Dénia y zona donde mayores registros de precipitación se produjeron, se estropea la estación durante la tormenta y no se registran datos; mientras que las estaciones meteorológicas

de Alcoy y Jalance, próxima a Ayora, no disponen de datos en ese periodo, son estaciones mas modernas cuyos datos comienzan a registrarse en 2009.

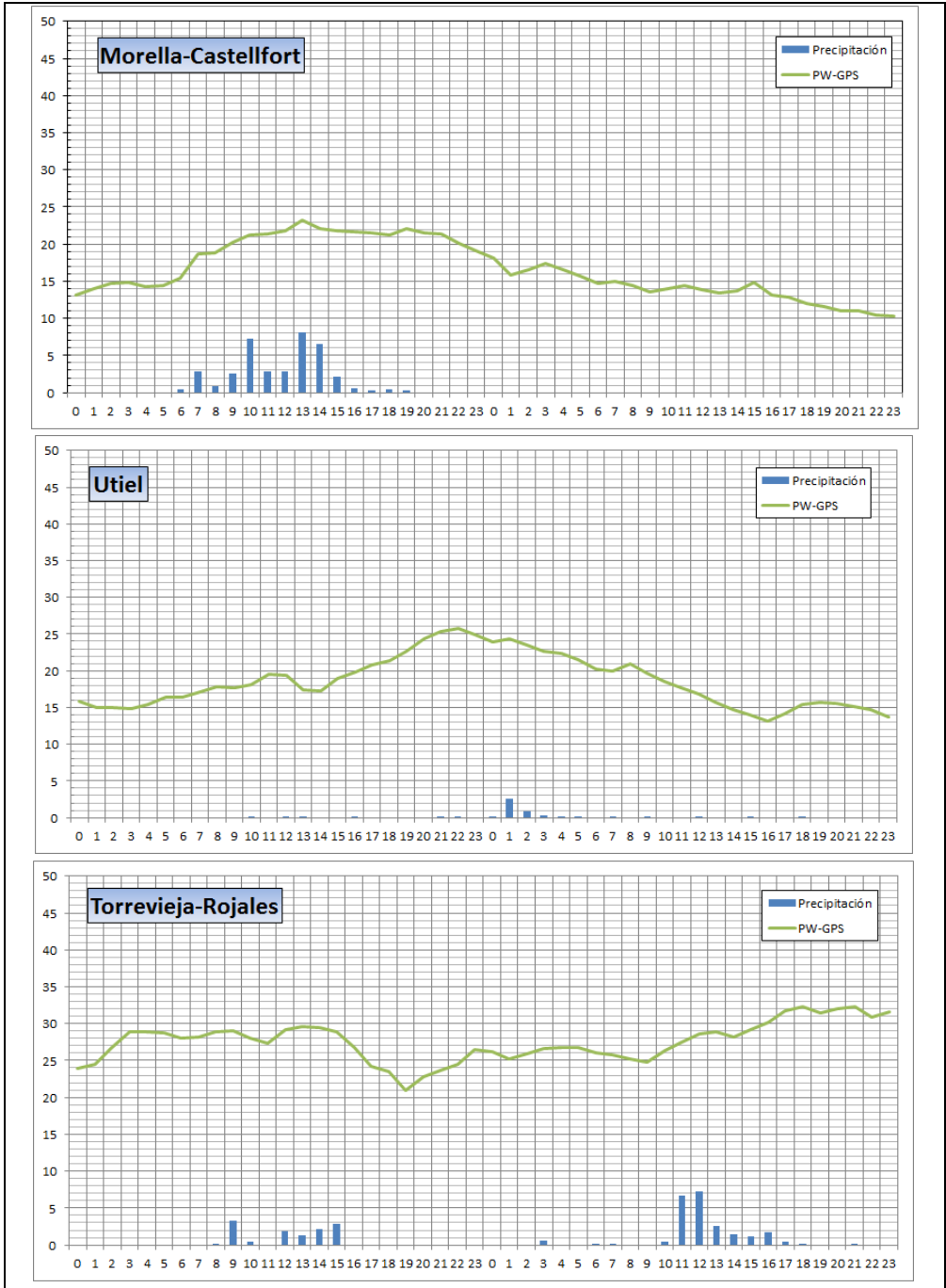


Figura 118. PW y precipitación (11-12 de octubre de 2007)

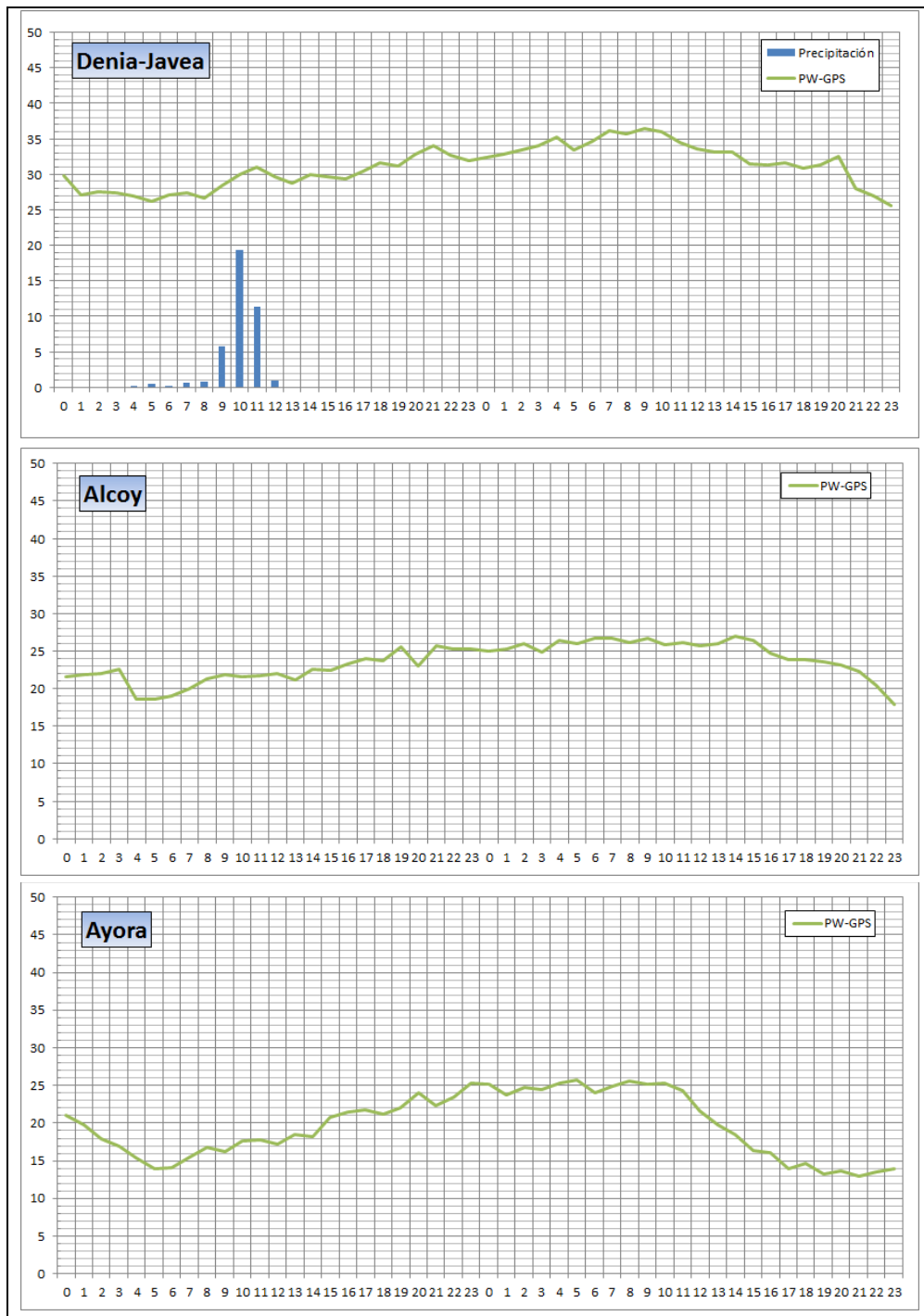


Figura 119. PW (11-12 de octubre de 2007)

En las localidades de Morella, Utiel y Torrevieja (Figura 118) apenas llueve, a pesar de que el agua precipitable aumenta durante esos días; en las poblaciones de Dénia, Alcoy y Ayora (Figura 119) donde llovió mayor cantidad, se puede observar como el PW también se incrementa durante esos dos días, tratándose de la única variable disponible a nivel local para ese evento de lluvia, por lo que no se puede realizar ningún tipo de análisis.

Otra de las situaciones lluviosas a destacar, es la producida entre el **27** y el **29 de septiembre de 2009**, donde la Comunidad Valenciana se vio afectada por una depresión aislada en niveles altos (DANA o gota fría) que dejó lluvias persistentes y precipitaciones torrenciales, donde en muchas zonas, se recogieron más de 200 litros por metro cuadrado en 48 horas. Los sectores más afectados fueron los litorales y prelitorales del sur de la provincia de Valencia y norte de Alicante, zona donde la orografía del terreno facilita los ascensos del aire cálido y húmedo procedente del mar Mediterráneo (Figura 120).

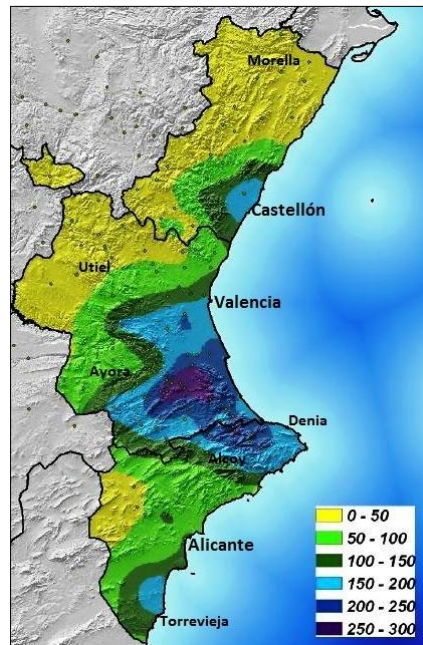


Figura 120. Distribución de lluvias 27-29 septiembre 2009 (Fuente: AEMET)

En este episodio, se produjeron lluvias en toda la Comunidad Valenciana, y por tanto se dispone de los registros de precipitación de las estaciones pluviométricas próximas a las estaciones GNSS, excepto de la estación de Jávea, próxima a la estación GNSS de Dénia, que vuelve a estropearse coincidiendo con el comienzo de las lluvias. En las siguientes gráficas, se muestra cual fue evolución de las variables meteorológicas (precipitación, PW y presión) durante el episodio de lluvia del 27 al 29 de septiembre de 2009 en las estaciones de las ciudades de Castellón, Valencia y Alicante (Figura 121), y de las variables precipitación y PW del resto de estaciones (Figuras 122 y 123).

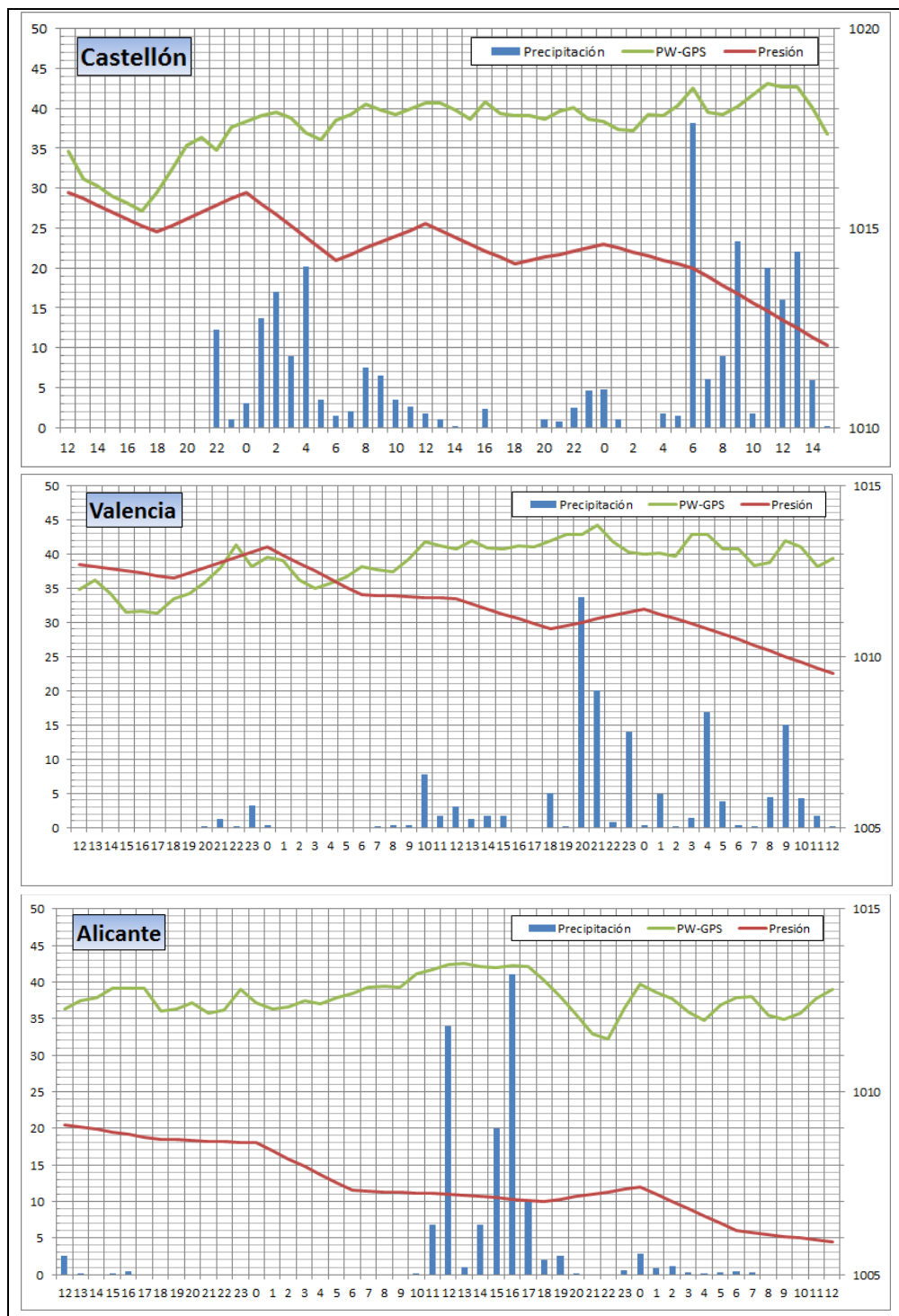


Figura 121. Variables meteorológicas (27-29 de septiembre de 2009)

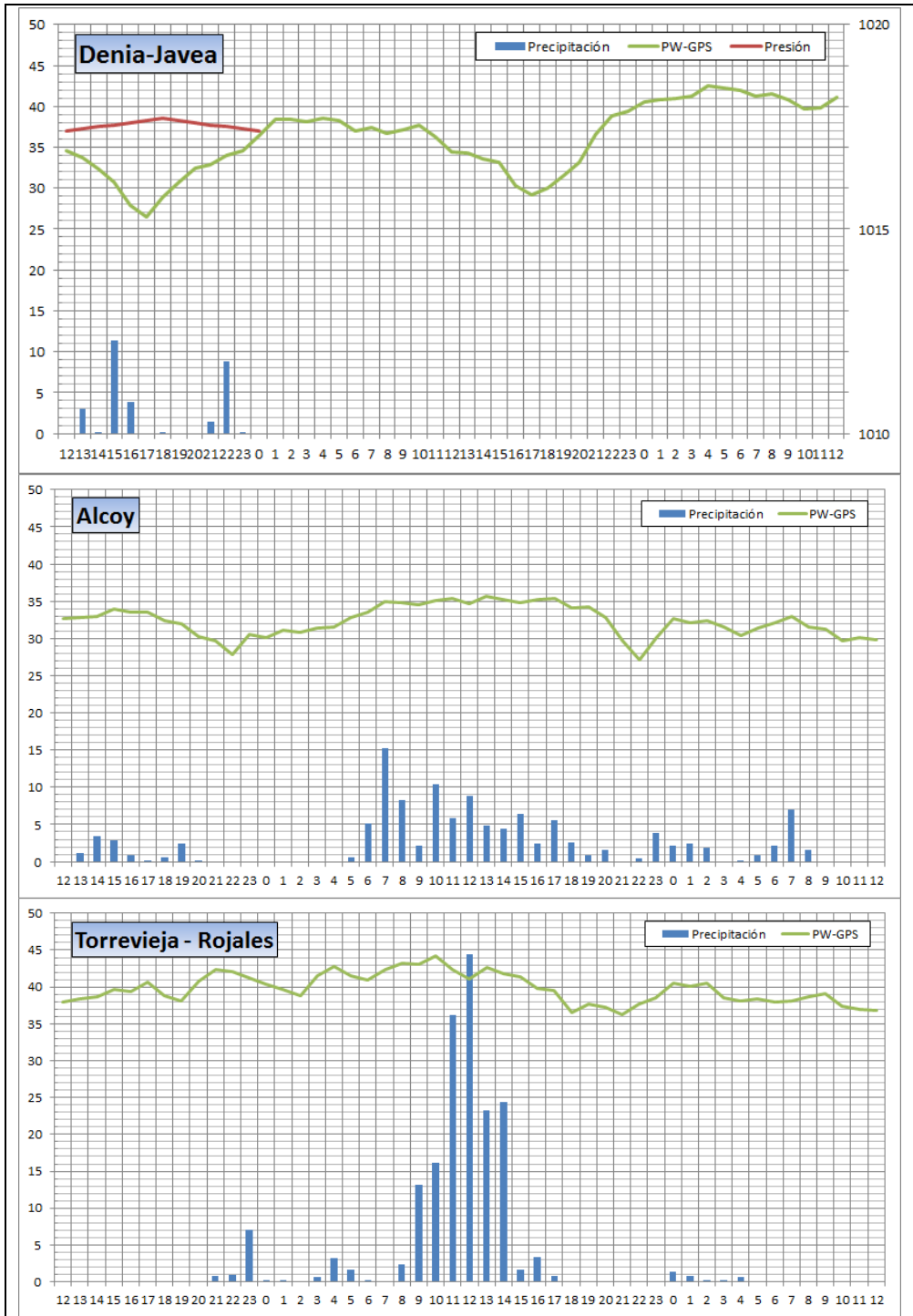


Figura 122. PW y precipitación (27-29 de septiembre de 2009)

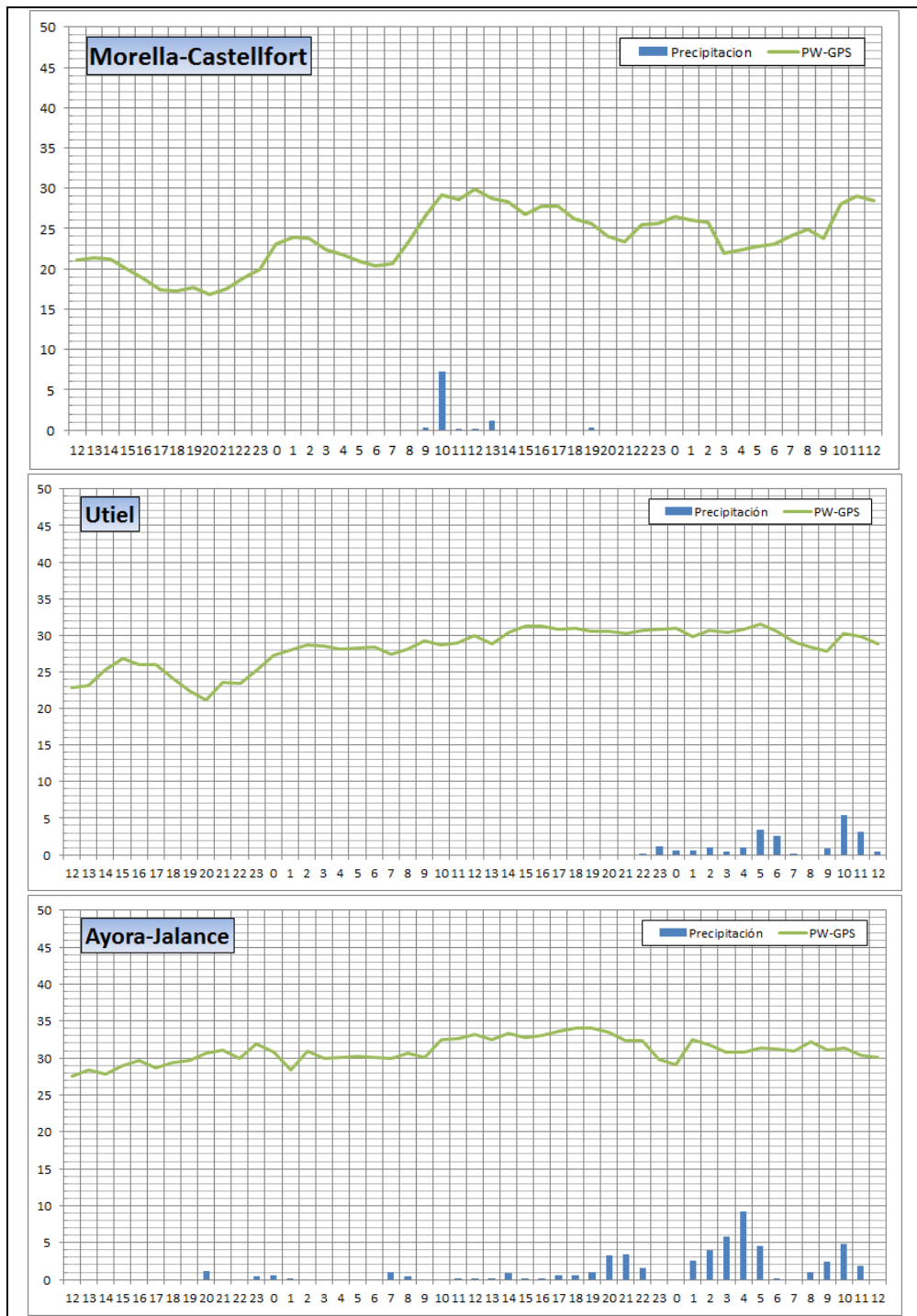


Figura 123. PW y precipitación (27-29 de septiembre de 2009)

En este evento lluvioso, se recogen durante 48 horas (entre las 12 horas del día 27 hasta las 12 horas del día 29 de septiembre de 2009): 268,3 litros en Castellón, 150,1 litros en Valencia y 134,4 litros en Alicante; en la estación de Rojales, próxima a la estación GNSS de Torrevieja, se registran 183,8 litros, todas ellas estaciones costeras. La estación de Alcoy acumula 119 litros de precipitación en esas 48 horas, y las estaciones de interior de Castellfort (Morella), Utiel y Jalance (Ayora), recogen 9,3 litros, 21,0 litros y 52,4 litros respectivamente. Además, en todas las estaciones costeras se produce en algún momento lluvia de máxima intensidad, desde los 44,4 litros en 1 hora de Rojales, los 41,0 litros en 1 hora de Alicante, los 38,1 litros en 1 hora de Castellón, hasta los 33,7 litros en 1 hora de Valencia.

En las ciudades de la Comunidad Valenciana (Figura 121), se produce una bajada de presión en los tres casos, y asimismo el agua precipitable (PW-GPS) sigue una tendencia ascendente durante todo el episodio de lluvia, aumentando de forma rápida justo antes de descargar copiosamente. Se puede ver en las figuras, como únicamente llueve cuando el PW está por encima de un valor, definiéndose este valor en función de la presión atmosférica del momento. De esta situación meteorológica se puede concluir, que ante una bajada de presión y una subida de PW, es una vez más el contenido de agua precipitable en la atmósfera el que determina por un lado, si se produce lluvia o no, y por otro, la cantidad que se precipita. Esta circunstancia es muy evidente en localizaciones costeras.

En el resto de estaciones GNSS, en las que no se dispone del dato directo de presión (si que podría interpolarse), únicamente se ha calculado el contenido de vapor de agua, que por sí sólo también muestra que la precipitación se produce cuando el PW supera una cierta cantidad. El nivel que marca ese contenido de PW está directamente relacionado con la presión, por tanto el análisis de ambas variables estudiadas de forma conjunta, mejora la predicción de la ocurrencia o no de lluvias.

Se puede observar en la Figura 122, que en las estaciones de Alcoy y Torrevieja llueve con cierta intensidad cuando los valores de PW son más altos, en Alcoy cuando $PW > 30$ mm y en Torrevieja cuando $PW > 39$ mm. Como se ha indicado, la estación de Dénia deja de registrar datos a las pocas horas de iniciarse la lluvia. La Figura 123 muestra que en la estación GNSS de Morella, llueve de forma puntual coincidiendo con una fuerte subida de PW, mientras que en las otras estaciones de interior de Utiel y Ayora llueve poco, puesto que la cantidad de PW es baja.



Figura 124. Imágenes de satélite: 27, 28 y 29 de septiembre de 2009 (Fuente: AEMET)

En la figura 124, se puede observar la evolución de la masa de nubes en la secuencia de imágenes del satélite *Meteosat* correspondientes a las 12 horas de los días 27, 28 y 29 de septiembre como consecuencia de la gota fría. Este evento propició que el mes de septiembre de 2009 fuese el que más precipitación mensual acumuló en el periodo de estudio, aportando más del 50% del total anual (ver Tabla 33), con cantidades acumuladas superiores a la media.

Se produjeron numerosas incidencias debidas a los desbordamientos de rieras, barrancos y ríos (figura 125), y cuantiosas inundaciones que afectaron a los nucleos urbanos de varios municipios de la Comunidad Valenciana (figura 126).



Figura 125. Desbordamiento por lluvias intensas (28/09/2009)



Figura 126. Inundación de casco urbano (28/09/2009)

8.4. Análisis del PW en las estaciones GNSS de una red local

Los análisis de este último apartado se refieren a los experimentos realizados con los datos de vapor de agua precipitable obtenidos de las dos campañas llevadas a cabo (2010 y 2011), donde se han realizado observaciones simultaneas con varios receptores GNSS distribuidos por la ciudad de Valencia, que se añaden a las dos estaciones permanentes del IGN (VALE) y del ICV (VCIA) y a los tres receptores de la Autoridad Portuaria de Valencia. El periodo de estudio comprende 73 días completos para ambas campañas, desde el día 8 de octubre (día GPS: 281) hasta el día 20 de diciembre (día GPS: 354).

8.4.1. Análisis de la variable PW

En una primera evaluación se comparan los resultados obtenidos del procesado realizado con el software GAMIT de los receptores GNSS localizados en la ciudad de Valencia. La red urbana formada por 7 estaciones en la ciudad de Valencia ocupa una superficie aproximada de 35 m², cuyas distancias entre ellas van desde los 2 hasta los 5 km. Los resultados obtenidos en dichas estaciones, muy próximas entre sí, permitirán confirmar la variabilidad espacial del PW, o en su caso, corroborar la fiabilidad de los datos, puesto que se trata de estaciones GNSS gestionadas por distintos organismos, así como de receptores y antenas de diferentes marcas comerciales.

Correlaciones

		APVV	CATA	ENRI	IGNV	PASC	VALE	VCIA
APVV	Correlación de Pearson	1	,997**	,994**	,995**	,996**	,998**	,998**
	Sig. (bilateral)		,000	,000	,000	,000	,000	,000
	N	1774	1757	1758	1616	1752	1773	1774
CATA	Correlación de Pearson	,997**	1	,994**	,997**	,997**	,998**	,998**
	Sig. (bilateral)	,000		,000	,000	,000	,000	,000
	N	1757	1757	1756	1615	1752	1756	1757
ENRI	Correlación de Pearson	,994**	,994**	1	,991**	,995**	,995**	,994**
	Sig. (bilateral)	,000	,000		,000	,000	,000	,000
	N	1758	1756	1758	1616	1752	1757	1758
IGNV	Correlación de Pearson	,995**	,997**	,991**	1	,996**	,997**	,996**
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000		,000	,000	,000
	N	1616	1615	1616	1616	1614	1615	1616
PASC	Correlación de Pearson	,996**	,997**	,995**	,996**	1	,998**	,997**
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000	,000		,000	,000
	N	1752	1752	1752	1614	1752	1751	1752
VALE	Correlación de Pearson	,998**	,998**	,995**	,997**	,998**	1	,998**
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000	,000	,000		,000
	N	1773	1756	1757	1615	1751	1773	1773
VCIA	Correlación de Pearson	,998**	,998**	,994**	,996**	,997**	,998**	1
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000	,000	,000	,000	
	N	1774	1757	1758	1616	1752	1773	1774

** La correlación es significativa a al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 35. Correlación del PW entre las estaciones de Valencia (2010)

En primer lugar, se han comparado los datos horarios de agua precipitable (PW) del periodo correspondiente al año 2010 (el valor N de las Tabla 35, es el número de muestras analizado). Tras la realización del test de correlación, se puede observar (Tabla 35) que entre la variable PW-GPS obtenida en las distintas estaciones existe una relación directa (el coeficiente de correlación de Pearson obtenido va desde 0,991 hasta 0,998) y significativa (nivel de significatividad $p < 0,01$) en todos los casos, es decir, existe una relación importante y sistemática entre los datos superior al 99%.

Correlaciones

		APVV	CATA	ENRI	IGNV	PASC	VALE	VCIA
APVV	Correlación de Pearson	1	,993**	,987**	,989**	,892**	,993**	,994**
	Sig. (bilateral)		,000	,000	,000	,000	,000	,000
	N	1716	1703	1705	880	1423	1708	1665
CATA	Correlación de Pearson	,993**	1	,988**	,993**	,897**	,995**	,995**
	Sig. (bilateral)	,000		,000	,000	,000	,000	,000
	N	1703	1752	1752	928	1432	1744	1701
ENRI	Correlación de Pearson	,987**	,988**	1	,985**	,903**	,990**	,989**
	Sig. (bilateral)	,000	,000		,000	,000	,000	,000
	N	1705	1752	1754	929	1432	1746	1703
IGNV	Correlación de Pearson	,989**	,993**	,985**	1	,791**	,991**	,992**
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000		,000	,000	,000
	N	880	928	929	929	608	922	895
PASC	Correlación de Pearson	,892**	,897**	,903**	,791**	1	,903**	,895**
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000	,000		,000	,000
	N	1423	1432	1432	608	1432	1424	1386
VALE	Correlación de Pearson	,993**	,995**	,990**	,991**	,903**	1	,994**
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000	,000	,000		,000
	N	1708	1744	1746	922	1424	1757	1706
VCIA	Correlación de Pearson	,994**	,995**	,989**	,992**	,895**	,994**	1
	Sig. (bilateral)	,000	,000	,000	,000	,000	,000	
	N	1665	1701	1703	895	1386	1706	1714

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral).

Tabla 36. Correlación del PW entre las estaciones de Valencia (2011)

A continuación, se han comparado los datos horarios de agua precipitable (PW) del periodo correspondiente al año 2011. Tras la realización del test de correlación, se puede observar (Tabla 36) que entre la variable PW-GPS obtenida en las distintas estaciones existe una menor correlación de todas ellas que con la estación de PASC. En uno de los periodos de observación existen diferencias en los datos obtenidos en esa antena. Este hecho coincidió con la rotura de la antena GNSS de esa estación, subsanado cuando se cambio la antena. Entre el resto de estaciones, existe una relación directa (el coeficiente de correlación de Pearson obtenido va desde 0,985 hasta 0,995) y significativa (nivel de significatividad $p < 0,01$) en todos los casos, es decir, existe una relación importante y sistemática entre los datos superior al 99%.

En una segunda evaluación, se representa gráficamente la evolución del PW calculado para los nueve receptores GNSS (se incluyen las estaciones de Puerto de Sagunto y Gandía de la Autoridad Portuaria de Valencia) durante ambos periodos 2010 (Figura 127) y 2011 (Figura 128). En el eje de abscisas se representan los días GPS y en

el eje de ordenadas el valor del PW en milímetros. Los valores de PW de cada estación se representan por una línea (cada día contiene 24 datos horarios de PW) de diferente color.

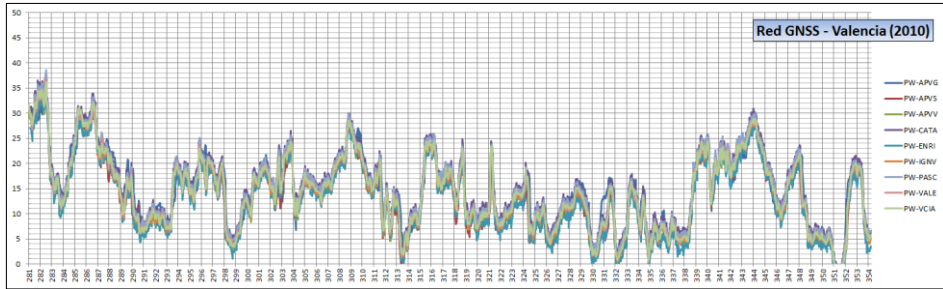


Figura 127. Comparación gráfica entre el PW obtenido en las estaciones de Valencia (2010)

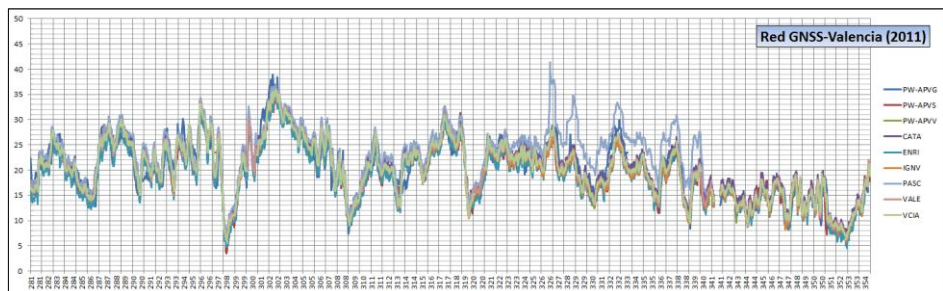


Figura 128. Comparación gráfica entre el PW obtenido en las estaciones de Valencia (2011)

En un examen general, se observa que las nueve líneas que representan la evolución del PW durante el periodo de estudio, siguen el mismo itinerario, con diferencias muy pequeñas entre ellas. En el caso de un receptor, el correspondiente a la estación de PASC, hay un periodo en la campaña de 2011 (línea azul de la Figura 128), entre los días GPS 326 y 340, en que sus valores difieren del resto, debido a que la antena de dicho equipo GPS sufre una avería, que se corrige con un cambio de antena⁶⁵.

Por tanto, una vez procesados y contrastados los datos obtenidos de la red propia con los que ofrecen las redes de organismos oficiales (IGN e ICV), se concluye que el procesado llevado a cabo con todas las estaciones es óptimo, y que teniendo un estricto control del tipo de antena de cada estación, así como de sus códigos y calibración, se pueden garantizar los resultados obtenidos.

Por otro lado, la variabilidad del PW entre estaciones cercanas es muy pequeña, por lo que se podría plantear el estudio de cual sería la distribución espacial mas apropiada de una red local de control para estimar el PW.

⁶⁵ Cuando se sustituye la antena averiada se observa que la carcasa tiene una grieta, por tanto deja de ser hermética y coincidiendo con un episodio de lluvias, entra agua que produce que el circuito se sulfata.

La tecnología GNSS ofrece un dato horario integrado en la columna cenital a partir de los datos observados definidos por todos los vectores que forman cada uno de los satélites en su recorrido con el receptor GNSS. Por tanto, ese valor comprendería todos los datos medidos incluidos en una posible figura cónica cuyo vértice sería el receptor, y una máscara de elevación de 10° (Figura 129). A partir de aquí, habría que tener en cuenta la altura del cono (h), en este caso la altitud de la troposfera considerada, para estimar el posible solape o no de estas figuras cónicas en función de la distancia medida sobre la superficie terrestre entre los receptores GNSS ($E1$ y $E2$).

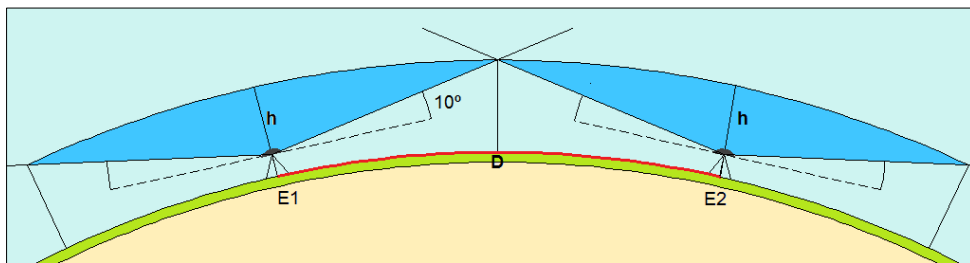


Figura 129. Distribución espacial de los receptores GNSS

Teniendo en cuenta la distribución vertical del vapor de agua (recuérdese el apartado 4.9 de este trabajo de investigación) y la curvatura terrestre (sin considerar el relieve), cualquier estudio a escala sinóptica de todo el contenido de vapor de agua troposférico, debería analizar el PW en todos los niveles medios y altos.

Sabiendo que prácticamente todo el contenido de PW está por debajo de una altitud de 9 km (h en el Figura 129), supondría colocar receptores separados una distancia máxima de 102 km (D en el Figura 129). En el caso de considerar $h=7$ km, donde está el 98% de todo el PW, la distancia D debería ser de 79 km.

Para el estudio del agua precipitable a nivel de mesoescala, considerando sólo las capas bajas de la atmósfera, que es donde el PW muestra mayor variabilidad, se podría considerar el límite de $h=5$ km, donde el PW es más homogéneo, habría que distribuir equipos GNSS separados una distancia de 57 km; o incluso considerando el límite de $h=1,5$ km, donde la distribución del PW es más heterogénea, la distancia entre los equipos GNSS no debe ser mayor a 17 km (Figura 130).

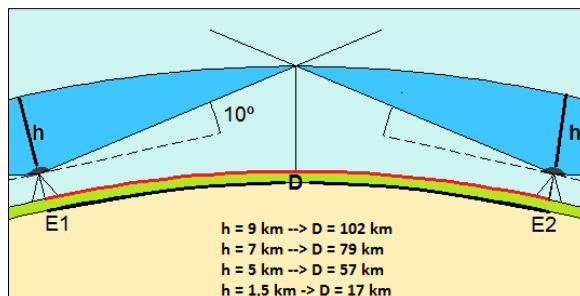


Figura 130. Distancia entre receptores GNSS

8.4.2. Casos de estudio

En este último apartado, se va a estudiar el comportamiento de las tres variables meteorológicas estudiadas (precipitación, PW y presión) durante el periodo de estudio (entre el 8 de octubre y el 20 de diciembre) de ambas campañas. La precipitación es la cantidad de agua registrada en la estación meteorológica de Valencia-Viveros; el PW utilizado es la media de los valores obtenidos para las 9 estaciones GNSS; y la presión es la registrada en la estación meteorológica de Valencia-Aeropuerto.

En las Figuras 131 y 132 se representa gráficamente la evolución de estas variables durante los 73 días de cada uno de los años respectivamente. De color azul y en un gráfico de barras aparece representada la cantidad de precipitación, de color verde el contenido de PW en la atmosfera, y de color rojo la presión. En el eje de abscisas se representan cada uno de los días, el eje de ordenadas izquierdo se corresponde con la cantidad de precipitación y de PW (medidos en mm), y el eje de ordenadas derecho indica el valor de presión atmosférica (media en mbar).

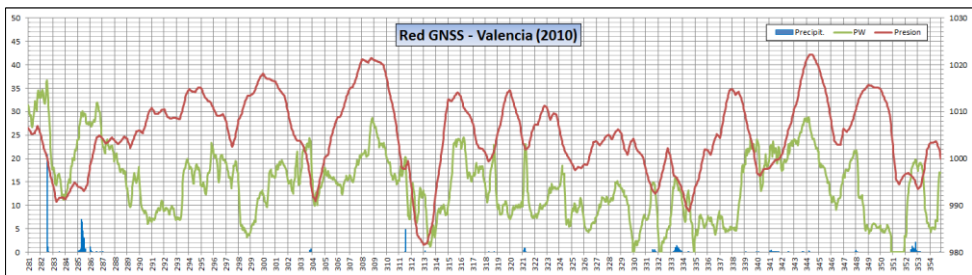


Figura 131. PW, presión y precipitación (campaña 2010)

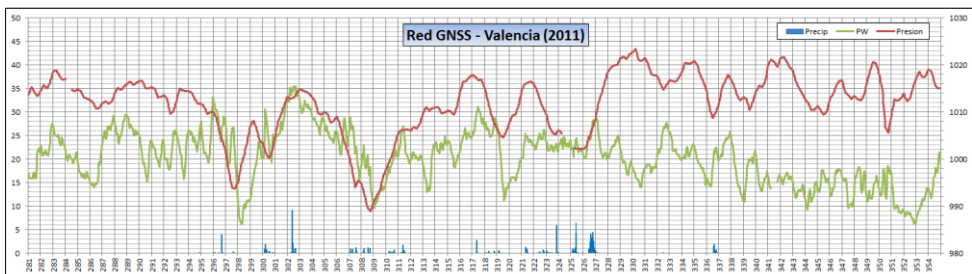


Figura 132. PW, presión y precipitación (campaña 2011)

Se puede observar en líneas generales y en ambas figuras que durante ese periodo tanto la presión como el PW tienen un comportamiento muy inestable. Asimismo, y tratándose del mismo periodo, los valores de estas variables son diferentes para cada una de las dos campañas. También puede observarse que así como la presión sufre variaciones de una forma más lenta, el PW es mucho más variable y los cambios se producen más rápidamente.

La alta resolución espacial y temporal de la estimación del PW con equipos GNSS permite seguir con detalle los movimientos de los sistemas de masas de aire (Elgered et al., 1997). Durante este periodo a pesar de que se han producido precipitaciones intensas en el litoral mediterráneo, no se ha registrado grandes cantidades en la ciudad de Valencia. No obstante, se van a analizar los episodios que mayor precipitación han acumulado.

En el año 2010, las lluvias más importantes se sucedieron los días GPS 282 y 285, correspondientes a los días 9 y 12 de octubre (Figuras 133 y 134). Si bien, el 9 de octubre se registraron 24,5 litros en 3 horas (y 20,8 litros en sólo 1 hora), el 12 de octubre se acumularon 51,2 litros en 12 horas (17,9 litros en sólo 1 hora).

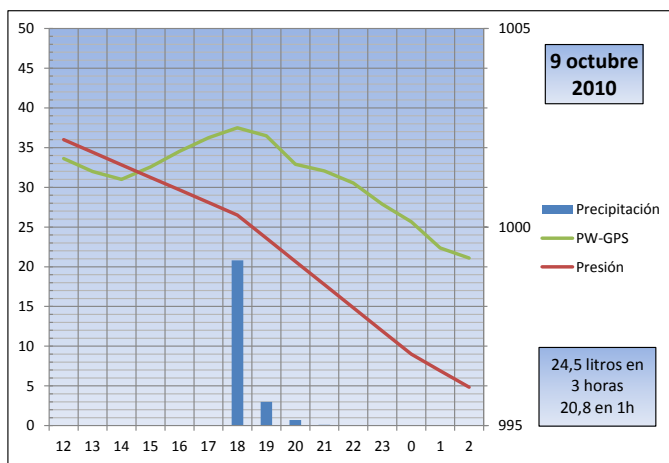


Figura 133. PW, presión y precipitación (9 de octubre de 2010)

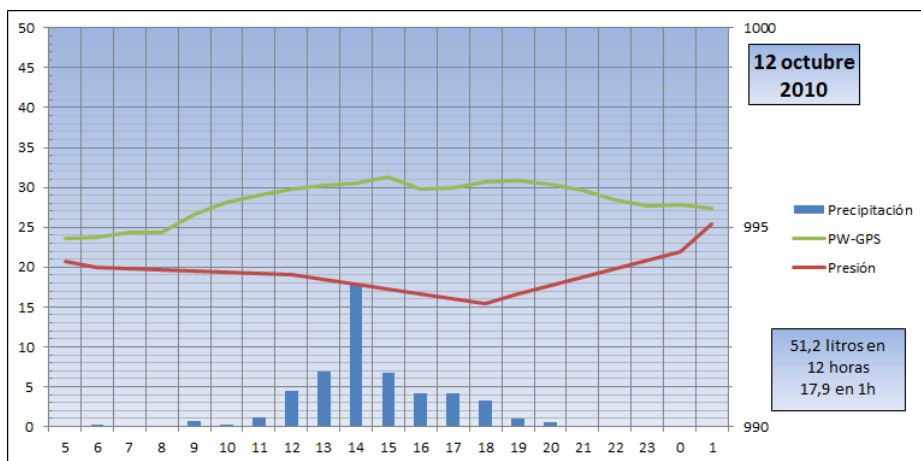


Figura 134. PW, presión y precipitación (12 de octubre de 2010)

Teniendo en cuenta estas variables, se puede observar que la lluvia se produce por una situación de bajas presiones y una subida del PW, con cambios más acusados y

con valores más altos de ambas variables el día 9 de octubre (Figura 133), y con un crecimiento más lento y menores valores el 12 de octubre (Figura 134).

En las imágenes del satélite *Meteosat* en el canal visible del día 12 de octubre de 2010 (Figura 135), se puede observar una masa de nubes muy compacta, donde las nubes que giran en sentido antihorario, forman un centro de bajas presiones. Se trata de una borrasca muy pequeña que deja precipitaciones en todo el este peninsular.

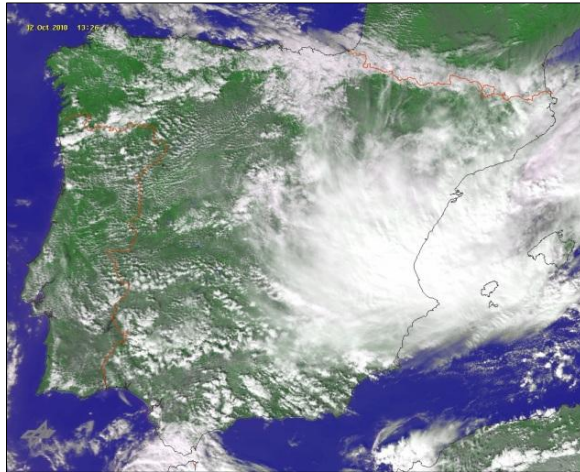


Figura 135. Imagen del satélite *Meteosat* 12 de octubre de 2010 (Fuente: AEMET)

En las imágenes del radar se pueden observar que las precipitaciones, se concentraron en Mallorca, Cataluña y al norte de la Comunidad Valenciana, fundamentalmente en la provincia de Castellón (Figura 136).

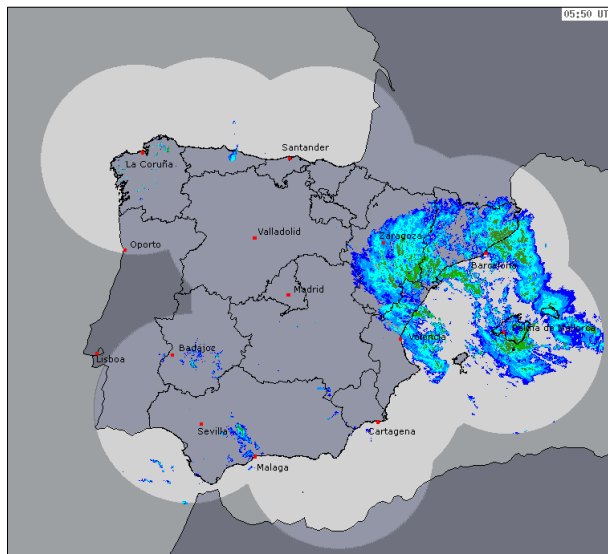


Figura 136. Imagen del radar 12 de octubre de 2010 (Fuente: AEMET)

Por tanto, en estos episodios el PW-GPS muestra una alta variabilidad, y el estudio de su evolución, junto con los datos otros elementos atmosféricos y las imágenes de los satélites, permitirá mejorar la predicción meteorológica.

Durante la campaña correspondiente al año 2011, los episodios lluviosos más significativos en la ciudad de Valencia, se sucedieron la noche del 23 al 24 de septiembre (Figura 137) y el día 29 de octubre (Figura 138).

Como se puede observar en la Figura 137, el día 23 de septiembre el PW-GPS muestra una alta variabilidad, donde en tan sólo 6 horas, se incrementa en 17 mm superando los 44 mm, lo que provoca que se produzca una episodio de lluvia intensa (29,5 litros) en tan solo 1 hora, coincidiendo con el máximo valor registrado de PW, dándose las condiciones de la precipitación clasificada como de tipo V.

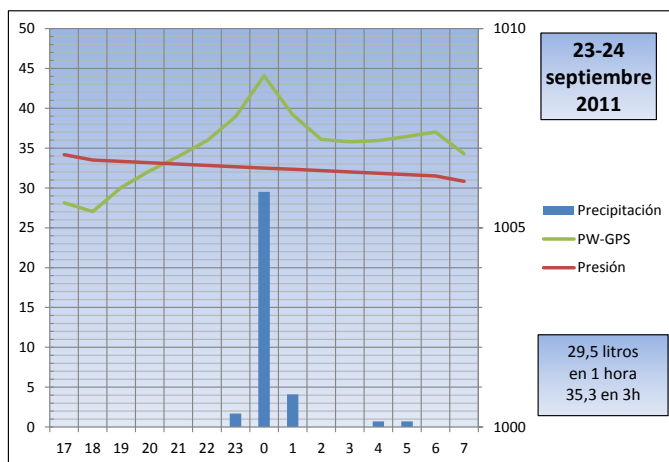


Figura 137. PW, presión y precipitación (23-24 de septiembre de 2011)

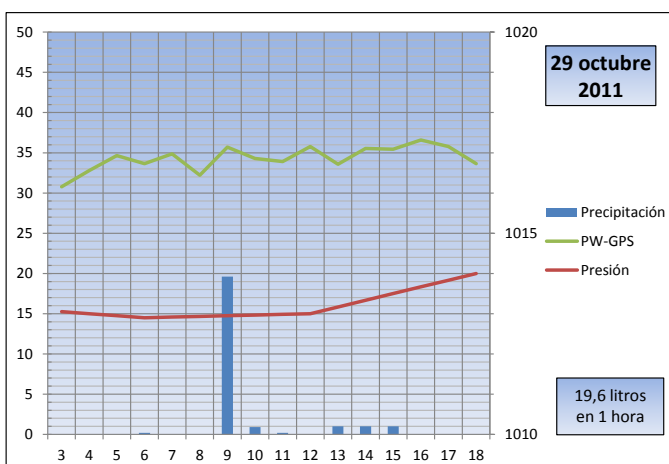


Figura 138. PW, presión y precipitación (29 de octubre de 2011)

El 29 de octubre de 2011 se acumularon 19,6 litros entre las 9 y las 10 horas en la estación meteorológica de Valencia-Viveros (Figura 138). A las 8 horas, y con una situación atmosférica estable, el PW crece rápidamente (4 mm en 1 hora), lo que provoca que se produzca una fuerte descarga (19,6 litros). Posteriormente, el PW se mantiene en valores altos, pero como la presión aumenta, se producen precipitaciones de baja intensidad.

En la siguiente Figura 139, se puede apreciar la evolución y distribución espacial de la tormenta a partir de la composición de imágenes de radar de la Península Ibérica y Baleares, entre las 7:30 horas y las 11:30 horas (tiempo UTC), con un intervalo de 30 minutos. La imagen del centro se corresponde con las 9:00 horas, momento en el que se produce la máxima intensidad de la tormenta en la ciudad de Valencia (la escala de color indica intervalos de cantidad de precipitación en mm.).

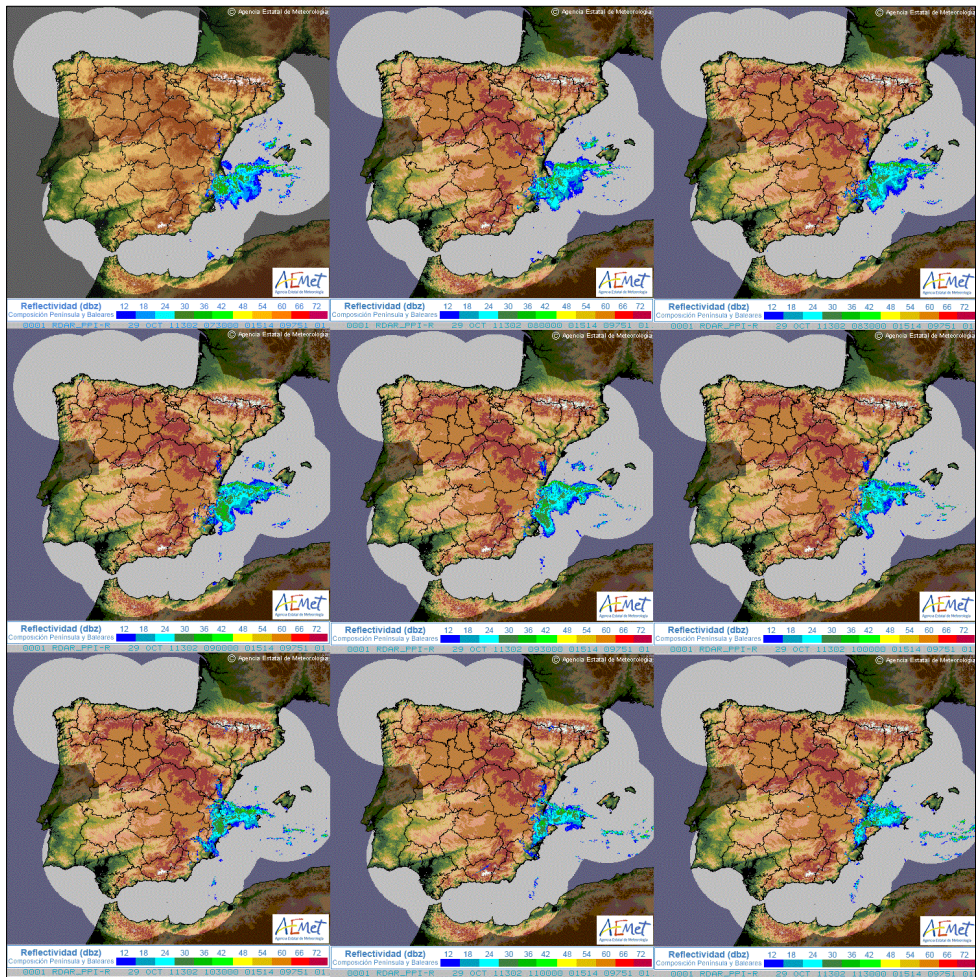


Figura 139. Imágenes de RADAR de la Península (29 de octubre de 2011)

Como muestran las imágenes generadas a partir de información de los canales visibles del satélite *Meteosat* (Figura 140), se puede apreciar claramente la masa de aire situada al sur de la Comunidad Valenciana. Se trata de la secuencia horaria en el momento previo, durante y posterior al evento lluvioso del 29 de octubre de 2011 en la ciudad de Valencia.

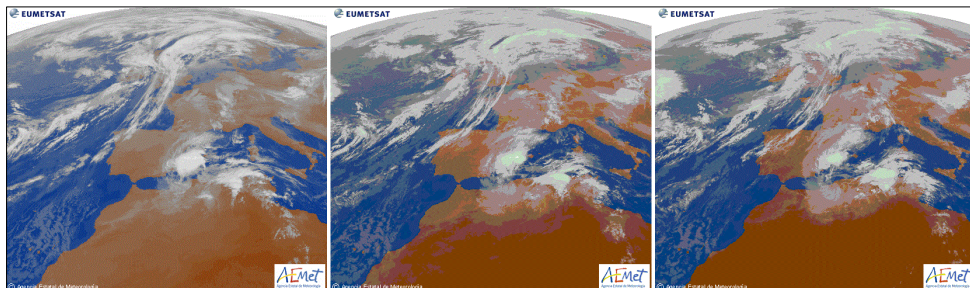


Figura 140. Imágenes del satélite *Meteosat* (29 de octubre de 2011)

De la misma forma, en la siguiente Figura 141, se muestran las imágenes de satélite que AEMET publica de masas de aire correspondientes a ese episodio de lluvia. Se trata de una composición RGB en la que se mezclan varios canales del satélite *Meteosat*, que ofrece una idea de las características de las masas de aire y de la nubosidad. Los colores rojizos se corresponden a aire seco y los verdosos a masas tropicales.

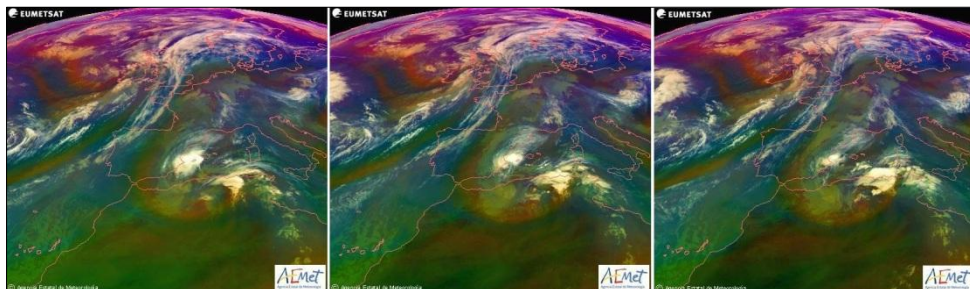


Figura 141. Composición RGB de masas de aire (29 de octubre de 2011)

Los datos de PW-GPS además de ayudar al estudio del desplazamiento de los sistemas frontales, permiten combinar estos datos con la temperatura de brillo de las imágenes de los canales del infrarrojo y vapor de agua de los satélites proporcionando una indicación de su distribución vertical (De Haan et al., 2004).

Por tanto, el patrón de comportamiento que sigue la variable agua precipitable integrada en columna en la dirección cenital obtenida con la tecnología GNSS (PW-GPS), es una herramienta que ayudará a la mejora de la predicción meteorológica, que además de pronosticar su ocurrencia o no, podría estimar la cantidad de agua precipitada.

Capítulo IX

CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

9.1. Conclusiones

Una vez desarrollados con enorme éxito, los objetivos fundamentales de posicionamiento y navegación de los Sistemas de Navegación Global por Satélite, el GNSS se presenta también como una herramienta eficaz de observación atmosférica para la estimación del contenido de vapor de agua, siendo la única tecnología capaz de obtener las variaciones de esa variable atmosférica con la escala espacial y distribución temporal adecuadas.

Hoy en día, el estudio de la evolución del vapor de agua atmosférico es esencial para las investigaciones climáticas, dado que es un componente clave en los ciclos hidrológico y energético del proceso atmosférico, siendo vital para la monitorización del cambio climático. Además, podría ser muy útil el análisis de su comportamiento para aplicaciones meteorológicas, o incluso su determinación en tiempo real para la previsión meteorológica de tiempo severo.

La utilización de esta variable obtenida de forma continua y permanente con técnicas GNSS, ha sido publicada por diferentes investigaciones en aplicaciones climáticas y meteorológicas, pero realmente no ha sido utilizada, a pesar de los excelentes resultados. El desarrollo de este trabajo de investigación esta basado en la explotación del Agua Precipitable (PW) para la predicción de lluvias intensas.

Para ello, se ha calculado la variable PW con un intervalo horario a partir de los datos de observación recogidos y procesados de las estaciones permanentes GNSS ubicadas en la Comunidad Valenciana de todo el periodo disponible (en el mejor de los casos, de once años de datos). De esta forma, se dispone de las variaciones del agua precipitable durante todo el periodo de observación registrado por receptores GNSS.

La principal aportación de este trabajo de investigación consiste en el establecimiento de las relaciones existentes entre el contenido de vapor de agua estimado con la tecnología GNSS, la presión atmosférica y la precipitación. De manera que se puede concluir que la cantidad de PW caracteriza bien la probabilidad de precipitación, y por tanto, el hecho de que se produzcan o no precipitaciones, esta altamente relacionado con el contenido de agua precipitable en la atmosfera y en menor medida con la presión atmosférica, al menos en la zona de estudio.

Este experimento llevado también a cabo en la ciudad de Pamplona (Comunidad Foral de Navarra) con datos de PW-GPS correspondientes a nueve años, demuestra que este estudio también se puede aplicar en otros lugares de diferentes características meteorológicas, como puede ser el clima atlántico. Este análisis ha sido publicado por el autor en el número 49 de la revista científica "*Atmospheric Environment*" (Seco et al., 2012) y presentado en el 5th HYMEX workshop (*Hydrological cycle in Mediterranean Experiment*) celebrado en Menorca (Seco et al., 2011).

Las principales conclusiones específicas que se han extraído son:

- Se verifica la bondad de la estrategia de cálculo en el procesado con el software GAMIT y se confirma la metodología empleada, comparando los resultados obtenidos con otras técnicas (medición con radiosondeo).
- Asimismo, se ha validando que la tecnología GNSS puede utilizarse como sistema de medición del contenido de vapor de agua atmosférico, aportando mayor cantidad de datos que otras técnicas de medida. Por tanto, se puede exponer que la metodología GNSS tiene la capacidad de estimar de forma fiable y precisa, el contenido integrado de Agua Precipitable (PW).
- Además, el sistema GNSS mejora la distribución espacial y temporal para la medida de esta variable, puesto que en la actualidad son muchas las estaciones GNSS que publican sus datos por todo el planeta que ofrecen observaciones con mayor continuidad (por ejemplo, en España, frente a las ocho estaciones de radiosondeo que miden el vapor de agua dos veces al día, existen cerca de 200 estaciones de referencia GNSS distribuidas por todo el territorio español, que registran datos con intervalos mucho más cortos; el intervalo temporal de este estudio ha sido horario).
- En cuanto a la caracterización del contenido de vapor de agua atmosférico, se puede decir que el agua precipitable describe un ciclo anual, donde los valores mínimos se registran a finales del invierno, y los máximos a finales del verano. Los ciclos anuales de las estaciones GNSS próximas a la costa presentan una mayor

separación vertical, respecto a las estaciones del interior. Esto es debido fundamentalmente al aporte continuo de humedad del mar Mediterráneo, y a que el PW disminuye conforme aumenta la altitud de la estación. En relación a ciclos más cortos, como puede ser un ciclo diurno, el PW presenta una alta variabilidad, que no sigue ningún patrón de comportamiento.

- Respecto a la comparación de los datos obtenidos en estaciones GNSS próximas, se confirma la poca variabilidad del PW entre estaciones cercanas, y de esta forma se corrobora que los datos que provienen de estaciones GNSS gestionadas por distintos organismos, así como de receptores y antenas de diferentes marcas comerciales, son bastante fiables, dadas sus pequeñas diferencias y su alta correlación.
- En cuanto al estudio de la distribución espacial apropiada de una red GNSS como sistema de observación y monitorización del PW, las antenas y receptores GNSS no deberían estar separados entre sí más de 100 km, para llevar a cabo estudios y análisis a una escala sinóptica. Para análisis a nivel de mesoescala, con el estudio de las capas más bajas de la atmósfera y donde el PW muestra mayor variabilidad, la distancia entre estaciones GNSS debería ser menor a 57 km.

Las conclusiones generales, en función a las relaciones entre las variables meteorológicas presión atmosférica y precipitación con los datos de PW estimados con la tecnología GNSS, son:

- La representación gráfica de la combinación de las variables PW-Presión ofrece una nube de puntos característica para cada región climática, adoptando una forma particular para la ciudad de Valencia (imagen izquierda de la Figura 142). En cuanto a los gráficos mensuales, muestran las diferencias existentes entre los valores frecuentes de ambas variables en las diferentes estaciones a lo largo del año. En los meses de invierno y verano se forman unos patrones muy definidos, donde los valores están muy concentrados en una zona específica del gráfico (Figura 142); mientras que en los meses de primavera y otoño, los patrones de PW-presión cambian gradualmente de un modelo al otro.

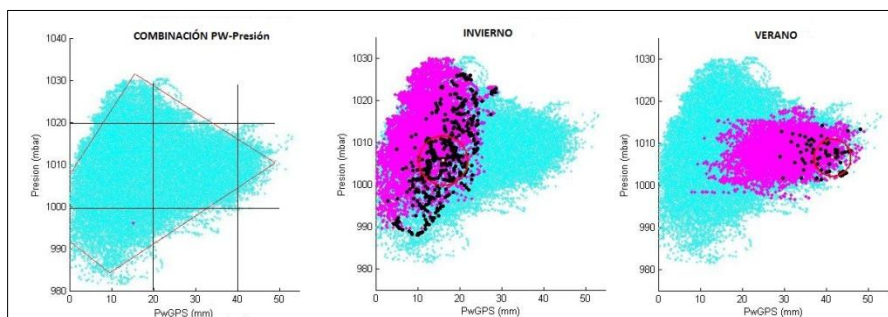


Figura 142. *Combinación PW-Presión*

- Los gráficos obtenidos indican que combinaciones de PW-presión se dan en la zona de estudio para cada uno de los meses, y en que zona del gráfico es frecuente la ocurrencia o no de precipitación. Normalmente, en la Comunidad Valenciana, las lluvias se producen cuando los valores de PW son altos, situándose los puntos (color negro) a la derecha de la nube de puntos.
- El contenido de vapor de agua atmosférico y la precipitación están claramente relacionados, dado que es necesario un valor alto de PW para que se produzca lluvia, y además la cantidad de agua precipitada, depende de la cantidad de PW que en ese momento este disponible en la atmosfera. Existe un claro aumento del PW unas horas antes del comienzo de la precipitación.
- Por ende, el hecho de que se produzcan o no precipitaciones, esta altamente relacionado con el contenido de vapor de agua en la atmosfera y en menor medida con la presión atmosférica, al menos en la zona de estudio. Las lluvias intensas están asociadas a una acumulación continua de vapor de agua.
- En función de la tendencia de comportamiento de las variables PW y presión pueden obtenerse cinco patrones diferentes de lluvia para la Comunidad Valenciana. En el patrón tipo I, habitual a finales de invierno y comienzo de primavera, las precipitaciones se producen con el PW estable y una subida de presión. En el tipo II, lluvias de primavera, la lluvia se produce con el PW estable y una bajada de presión. En el tipo III, las precipitaciones se producen con un aumento del PW y un aumento de la presión, también habituales en primavera. En el tipo IV, lluvias de larga duración de primavera y otoño, la precipitación se produce por una subida de PW y una bajada de presión, siendo estas las condiciones más habituales para que llueva. Y por último, las precipitaciones de tipo V, asociadas a los temporales de levante que tienen lugar a finales del verano y principios del otoño, se producen por una fuerte subida del PW, independientemente de la tendencia que siga la presión atmosférica.
- Por todo ello, el patrón de comportamiento y la tendencia de evolución del Agua Precipitable es un parámetro elemental en la estabilidad vertical atmosférica, que tiene una gran influencia en la aparición de los sistemas tormentosos, y sobre todo en áreas que muestran una variabilidad muy elevada, como lo es la Comunidad Valenciana.
- Se puede por tanto considerar al PW como un nuevo producto GNSS que proporciona mayor información de la heterogeneidad espacial y de la rápida variabilidad temporal de la humedad en la troposfera, especialmente en los eventos de lluvias intensas.

9.2. Líneas futuras de investigación

A partir de aquí, se pueden desarrollar una nueva generación de productos troposféricos GNSS y aplicarlos para la mejora de calidad de la predicción meteorológica, así como para la monitorización del cambio climático. Se podrían proponer futuros trabajos de investigación, tales como:

- Análisis del estado atmosférico en tiempo real a partir de rápidas actualizaciones, lo que requiere una transición en el procesado de las redes GNSS en tiempo casi-real al procesado de PPP en tiempo real.
- Representar gráficamente el estado atmosférico a partir de tomografías troposféricas, puesto que también se pueden calcular los retrasos oblicuos y por tanto el PW en la dirección del satélite-receptor.
- Análisis de los retrasos troposféricos GNSS combinando datos de GPS, GLONASS y del futuro Galileo.
- Monitorización climática a través de la evaluación de la tendencia y variabilidad del PW, fijando unos parámetros de calidad en el reprocesado de los datos GNSS.
- Analizar la tendencia e influencia del PW en eventos de olas de calor.

En la actualidad, el autor de la tesis participa en el grupo de trabajo de la nueva acción COST (*European Cooperation in the field of Scientific and Technical Research*) denominada: "*Advanced Global Navigation Satellite Systems tropospheric products for monitoring severe weather events and climate (GNSS4SWEC)*", cuyos objetivos principales están basados en el desarrollo de nuevos productos troposféricos y la valoración de sus beneficios en modelos numéricos de predicción del tiempo, especialmente en previsiones de tiempo severo y colaborar con las comunidades climáticas y meteorológicas para estandarizar los resultados en los procesos para la estimación del contenido de vapor de agua generando nuevas aplicaciones climáticas a escalas regional y global, a partir del reprocesado de todos los datos disponibles de las estaciones de referencia GNSS, asegurando su calidad.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, D.K., Fernandes, R.M., Kursink, E.R., Maia, J.M., Sapucci, L.F., Machado, L.A., Vitorello, I., Galera, J., Holub, K.L., Gutman, S.I., Filizola, N., Bennett, R.A., (2011) A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon. *Atmospheric Science Letters*, 10.1002/asl.312.
- Alber, C., Ware, R., Rocken, C., Solheim, F., (1997) GPS surveying with 1 mm precision using corrections for atmospheric slant path delay. *Geophysical Research Letters*, 24, 1859-1862.
- Alber, C., Ware, R., Rocken, C., Braun, J., (2000) Obtaining single path phase delays from GPS double differences. *Geophysical Research Letters*, 27, 2661-2664.
- Alexandrov, M., Schmid, B., Turner, D., Cairns, B., Oinas, V., Laci, A., Gutman, S., Westwater, E., Smirnov, A., Eilers, J., (2009) Columnar water vapor retrievals from multifilter rotating shadowband radiometer data. *Journal of Geophysical Research*, 114 (D02306).
- Alcover, V., Riesco, J., (2003) Predicción de precipitaciones intensas de origen marítimo mediterráneo en la Comunidad Valenciana y la Región de Murcia. *Ministerio de Medio Ambiente. INM*.
- Armengot, R., Tamayo, J., Alcover, V., (1992) Centros de acción y flujo sinóptico en las precipitaciones intensas de la Comunidad Valenciana. *III Symposium*. 519-526
- Armengot R., (2000) Caracterización de las precipitaciones intensas a escala diaria en el País Valenciano. Tesis doctoral. Universidad de Valencia.
- Armengot, R., (2002) Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana. *Ministerio de Medio Ambiente. INM*.

-
- Averin, S., Dvrkin, V., Karutin, S., Kurshin, V., Urlichich, Y., Klimov, V., (2006) Russian System for differential correction and monitoring: a concept and results of the first phase of development. *Proceedings of the 19th International Technical meeting of the satellite division of the institute of navigation*, 2103-2110.
- Bastin, S., Champollion, C., Bock, O., Drobinski, P., Masson, F., (2006) Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE IOP2. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 167-182.
- Bauer H., Wulfmeyer, V., Schwitalla, T., (2010) Operational assimilation of GPS slant path delay measurements into the MM5 4DVAR system. *Tellus*
- Bender M., Stosius, R., Zus F., (2011) GNSS water vapour tomography –expected improvements by combining GPS, GLONASS and Galileo observations. *Advances in Space Research*, 47 (5), 886-897.
- Bernabé, J.M., Mateu, J.F., Tratamiento estadístico de precipitaciones aplicado al País Valenciano. *Cuadernos de Geografía*, 18, 1-25.
- Berné, J.L., **Priego, E.**, (2004) Estaciones de referencia permanentes GPS en España. *Mapping*, 94, 16-25.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T.A., Rocken, C., Anthes, R., Ware, R., (1992) GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 97 (D14), 15787-15801.
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T.A., Anthes, R., Rocken, C., Ware, R., (1994) GPS Meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 379-386.
- Boccolari, M., Fazlagic, S., Frontero, P., Lombroso, L., Pugnaghi, S., Santangelo, R., Corradini, S., Teggi, S., (2002) GPS Zenith Total Delay and Precipitable Water in comparison with special meteorological observations in Verona (Italy) during MAP-SOP. *Annals of Geophysics*, 45, 599-608.
- Bock, O., Tarniewicz, J., Thom, C., Pelon, J., (2001) Effect of small-scale atmospheric inhomogeneity on positioning accuracy with GPS. *Geophysical Research Letters*, 28, 2289-2292.
- Bock, O., Tarniewicz, J., Thom, Ch., Pelon, J., (2002) The effect of inhomogeneities in the lower atmosphere on coordinates determined from GPS measurements. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 323-328.
- Bock, O., Doerflinger, E., Masson, F., Walpersdorf, A., Van-Baelen, J., Tarniewicz, J., Troller, M., Somieski, A., Geiger, A., Burki, B., (2004) GPS water vapor project associated to the ESCOMPTE programme: description and first results of the field experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 149-157.

- Bock, O., Bouin, M., Walpersdorf, A., Lafore, J., Janicot, S., Guichard, F., Agustí-Panareda, A., (2007) Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 2011-2027.
- Bock O., Nuret, M., (2009) Verification of NWP model analyses and radiosonde humidity data with GPS precipitable water vapor estimates during AMMA. *Weather Forecast*, 24, 1085-1101.
- Boehm, J., Schuh, H., Weber, R., (2001) Comparison of tropospheric gradients determined by VLBI and GPS. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, 385-388.
- Boehm, J., Schuh, H., (2004) Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters*, 31 (L01603).
- Boehm, J., Cervera, P.J.M., Schuh, H., Tregoning, P., (2005) The impact of tropospheric mapping functions based on numerical weather models on the determination of geodetic parameters. *IAG Proceedings*.
- Boehm, J., Werl, B., Schuh, H., (2006) Troposphere mapping functions for GPS and VLBI from ECMWF operational analysis data. *Journal of Geophysical Research*, 111, (B02406).
- Boehm, J., Niell A., Tregoning, P., Schuh, H., (2006) Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33 (L07304).
- Boehm, J., Medes Cervera, P., Schuh, H., Tregoning, P., (2007) The impact of mapping functions for the neutral atmosphere based on numerical weather models in GPS data analysis. *IAG Symposium Series*, 130, 837-843.
- Boehm, J., Schuh, H., (2007) Troposphere gradients from the ECMWF in VLBI analysis. *Journal of Geodesy*, 81, 409-421.
- Boehm, J., Heinkelmann, R., Schuh, H., (2007) A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy*.
- Boehm, J., Heinkelmann, R., Schuh, H., (2009) Neutral atmosphere delays: empirical models versus discrete time series from Numerical Weather Models. *Geodetic Reference Frames. International Association of Geodesy Symposia 134*.
- Boehm, J., Kouba, J., Schuh, H., (2009) Forecast Vienna Mapping Function 1 for real time analysis of space geodetic observations. *Journal of Geodesy*, 83, 397-401.
- Braun, J., Rocken, C., Ware, R., (2001) Validation of line of sight water vapor measurements with GPS. *Radio Science*, 36, 459-472.

-
- Braun, J., Van Hove, T., Ha, S., Rocken, C., (2002) GPS water vapor projects within the ARM southern great plains región. *Twelfth ARM Science Team Meeting Proceedings*.
- Braun, J., Rocken, C., Liljegren, J., (2003) Comparations of line of sight water vapor observations using the GPS and pointing microwave radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20, 606-612.
- Brenot, H., Ducrocq, V., Walpersdorf, A., Champollion, C., Caumont, O., (2006) GPS Zenith Delay Sensitivity evaluated from high-resolution Numerical Weather Prediction simulations of the 8-9 September 2002 flash flood over southeastern France. *Journal of Geophysical Research*, 111, (D15105).
- Businger, S., Chiswell, S.R., Bevis, M., Duan, J.P., Anthes, R.A., Rocken, C., Ware, R.H., Exner, M., VanHove, T., Solheim, F.S., (1996) The promise of GPS in atmospheric monitoring. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 5-18.
- Cachorro, V.E., Utrillas, P., Vergaz, R., Duran, P., de Frutos, A.M., Martinez-Lozano, J.A., (1998) Analysis of the atmospheric wáter vapor content determination in the 940-nm band using moderate spectral resolution measurements of direct solar irradiance. *Satellite Remote Sensing of clouds an the atmosphere III*, 3495, 292-303.
- Cachorro, V.E., Utrillas, P., Vergaz, R., Duran, P., de Frutos, A.M., Martinez-Lozano, J.A., (1998) Determination of the atmospheric wáter vapor content determination in the 940-nm band by use moderate spectral resolution measurements of direct solar irradiance. *Applied Optics*, 37, 4678-4689.
- Champollion, C., Masson, F., Van Baelen, J., Walpersdorf, A., Chéry, J., (2004) GPS monitoring of the tropospheric water vapour distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cévennes (southern France). *Journal of Geophysical Research*, 109 (D24102).
- Champollion, C., Masson, F., Bouin, M., Walpersdorf, A., Doerflinger, E., Bock, O., Van Baelen, J., (2005) GPS water vapour tomography: preliminary results from the ESCOMPTE field experiment. *Atmospheric Research*, 74, 253-274.
- Chen, G., Herring T.A., (1997) Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research*, 102, (B9), 20.489-20.502.
- Chen, J., Bender, M., Beyerle, G. (2010) Advances in Earth Observation of Global Change, chapter GNSS activities for natural disaster monitoring and climate change detection at GFZ. *Springer*, 159-171.

- Chiswell, S.R., Businger, S., Bevis, M., Solheim, F., Rocken, C., Ware, R., (1994) Improved retrieval of integrated water vapor from water vapor radiometer measurements using NWP models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11, 1253-1261.
- Coster, A., Skone, S., (2009) Monitoring storm-enhanced density using IGS reference station data. *Journal of Geodesy*, 83, 345-351.
- Cros, B., Durand, P., (2001) ESCOMPTE: Field experiments to constrain models of atmospheric pollution and transport of emissions. *Transport and Chemical transformation in the troposphere*, 230-231.
- Cros, B., Durand, P., Cachier, H., Drobinski, P., Frejafon, E., Kottmeier, C., Perros, P.E., Peuch, V.H., Ponche, J.L., Robin, D., Said, F., Toupance, G., Wortham, H., (2004) The ESCOMPTE program: an overview. *Atmospheric Research*, 69, 241-279.
- Cros, B., Durand, P., (2005) Special Issue: ESCOMPTE preface. *Atmospheric Research*, 74, 1-3.
- Cucurull, L., Vila, J., Rius, A., (2002) Zenith total delay study of a mesoscale convective system: GPS observations and fine-scale modeling. *Tellus*, 54A, 138-147.
- Cucurull, L., Vanderberghe, F., Barker, D., Vilaclara, E., Rius, A., (2004) Three-dimensional variational data assimilation of ground-based GPS ZTD and meteorological observations during the 14 december 2001 storm event over the western Mediterranean Sea. *Monthly Weather Review*, 132, 749-763.
- Dai, A., Deser, C., (1999), Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields. *Journal of Geophysical Research*, 104, 109-125.
- Davies, K., Heron, M.L., (1984) The height of electron content changes in the ionosphere from ATS6 beacon data. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 46, 47-53.
- Davies, K., (1986) The propagation of radio-waves, the theory of radio-waves of low-power in the ionosphere and magnetosphere – Budden, KG. *Science*, 232, 1448-1448.
- Davies, K., (1991) Remote-sensing of the ionosphere using satellite radio beacons. *Indian Journal of Radio and Space Physics*, 20, 356-367.
- Davis, J.L., Elgered, G., Niell, A.E., (1993), Ground-based measurement of gradients in the wet radio refractivity of air. *Radio Science*, 28, 1003-1018.
- Deblonde, G., Macpherson, S., Mireault, Y., Heroux, P., (2005) Evaluation of GPS precipitable water over Canada and the IGS network. *Journal of Applied Meteorology*, 44, 153-156.

-
- De Haan, S., Van der Marel, H., Barlag, S., (2002) Comparison of GPS slant delay measurements to a numerical model: case study of a cold front passage. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 317-322.
- De Haan, S., Van der Marel, H., (2004) The influence on GPS estimates of NWP-derived mapping functions. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 159-166.
- De Vries, J. (2003) Signal analysis system which is used to compensate for errors in GPS, caused by atmospheric conditions. *Patente, n° NL 1017621-C6, Datawell NV (DATW-C)*
- De Vries, J., (2005) Validation and error modeling of GPS tropospheric slant delays.
- Doerflinger, E., Bayer, R., Chéry, J., Bürki, B., (1998) The Global Positioning System in mountainous areas: effect of the troposphere on the vertical GPS accuracy. *Académie des sciences*, 326, 319-325.
- Dousa, J., (2010) Precise near real time GNSS analyses at Geodetic observatory Pecny – precise orbit determination and water vapour monitoring. *Acta Geodynamica Geomater.*, vol. 7, n° 1, 1-11.
- Dousa, J., (2012) Developments of the GLONASS ultra-rapid orbit determination at Geodetic Observatory Pecny. *International Association of Geodesy Symposia*, 136, 1029-1036.
- Duan, J.P., Bevis, M., Fang, P., Bock, Y., Chiswell, S., Businger, S., Rocken, C., Solheim, F., VanHove, T., Ware, R., McClusky, S., Herring, T.A., King, R.W., (1996) GPS meteorology: Direct estimation of the absolute value of precipitable water. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 830-838.
- Elgered, G., Davis, J.L., Herring, T.A (1991) Geodesy by radio interferometry water vapor radiometry for estimation of the wet delay. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth and Planets*, 96, 6541-6555.
- Eresmaa, R., Jarvinen, H., (2004) A line of sight observation operator for ground based GPS slant delays. *TOUGH Deliverable*, D38.
- Eresmaa, R., Jarvinen, H., (2004) A method for estimating spatial GPS zenith delay observation error covariance. *TOUGH Deliverable*, D18.
- Eresmaa, R., Jarvinen, H., (2006) An observation operator for ground-based GPS slant delays. *Tellus*, (58A) 131-140.
- Estefan, J.A., Sovers, O.J., (1994) A comparative survey of current and proposed tropospheric refraction delay models for DSN radio metric data calibration. *Jet Propulsion Laboratory Publication*.

- Essen, L., Froome, K.D., (1951) The refractive indices and dielectric constants of air and its principal constituents at 24 GHz. *Proceedings of the Physical Society*, 64, 862-875
- Estelles, V., Bassani, C., Utrillas, M., Martínez-Lozano, J., Gómez-Amo, J., Pignatti, S., Cavalli, R., (2005) Determinación del vapor de agua atmosférico mediante técnica de split-window y medidas fotométricas durante la campaña SPARC 2004. *XI Congreso Nacional de Teledetección*.
- Feairheller, S., Clark R., (2006) Other Satellite Navigation Systems, understanding GPS principles and applications. *Ed. Kaplan*.
- Fernández, L., Meza, A., Natali, M., (2009) Determinación del contenido de vapor de agua precipitable a partir de mediciones GPS: primeros resultados en Argentina. *Geoacta - Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, 34, 35-57.
- Flores, A., Escudero, A., Sedó, M., Rius, A., (2000) A near real time system for tropospheric monitoring using IGS hourly data. *Earth Planets Space*, 52, 681-684.
- Gaffard, C., Nash, J., Blades, E., Hewison, T., Jones, J., Grace, E., (2008) High time resolution boundary layer description using combined remote sensing instruments, *Ann. Geophysics*, 26, 2597-2612.
- García Miralles, V., Carrasco, A., (1958) Lluvias de intensidad extraordinarias causantes de las inundaciones de los días 13 y 14 de octubre de 1957 en las provincias de Valencia, Castellón y Alicante. *Servicio Meteorológico Nacional*.
- Guerova, G., (2003) Derivation of integrated water vapour (IWV) from the ground based GPS estimates of ZTD. *Research Report Institute of Applied Physics*, 2003-08.
- Guerova, G., Morland, J., Simeonov, T., (2011) GNSS and heat waves: case studies for 2003 and 2007. *Proceedings 3rd International Colloquium - Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme*
- Gradinarsky, L., Johansson, J., Bouma, H., Scherneck, H., Elgered, G., (2002) Climate monitoring using GPS. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 335-340.
- Gundlich, B., (2003) WP6100 slant delay retrievals. *DUT Internal Report*.
- Gustafsson, N., Berre, L., Hornquist, S., Huang, X.Y., Lindskog, M., Navascues, B., Mogensen, K.S., Thorsteinsson, S., (2001) Three-dimensional variational data assimilation for a limited area model Part I: General formulation and the background error constraint. *Tellus series a dynamic meteorology an oceanography*, 53, 425-446.

-
- Ha, S.Y., Kuo, Y.H., Guo, Y.R., Rocken, C., Van Hove, T., (2002) Comparison of GPS slant wet delay measurements with model simulations during the passage of a squall line. *Geophysical Research Letters*, 29, 2113.
- Haase, J., Ge, M., Vedel, H., Calais, E., (2003) Accuracy and variability of GPS tropospheric delay measurements of water vapour in the western Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 1547-1568.
- Hall, A., Manabe, S., (1999) The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming. *Journal of Climate*, 12, 2327-2346.
- Halthore, R.N., Eck, T.F., Holben, B.N., Markham, B.L., (1997) Sun photometric measurements of atmospheric water vapour column abundance in the 940-nm band. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 102, 4343-4352.
- Hartmann, G.K., Leitinger, R., (1984) Range errors due to ionospheric and tropospheric effects for signal frequencies above 100 MHz. *Bulletin G od esique*, 58, 109-136.
- Herring, T., King, R., McClusky, S., (2006) GAMIT Reference Manual. *Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences*.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtnerger, H., Collins, J., (2001), GPS, Theory and Practice. Ed. Springer. ISBN 3-211-83534-2.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtnerger, H., Wasle, E., (2008), GNSS, Global Navigation Satellite Systems. Ed. Springer. ISBN 978-3-211-73012-6.
- Iwabuchi, T., Rocken, C., Lukes, Z., Mervart, L., Johnson, J., Kanzaki, M., (2006) PPP and network true real-time 30 sec estimation of ZTD in dense and giant regional GPS network and the application of ZTD for nowcasting of heavy rainfall. *Proceedings of the 19th international technical meeting of the satellite division of the institute of navigation*, 1902-1909.
- Iwabuchi, T., Rocken, C., Wada, A., Kanzaki, M., (2011) True real-time slant tropospheric delay monitoring system with site dependent multipath filtering. *Proceedings of the 24th international technical meeting of the satellite division of the institute of navigation*, 579-587
- Jade, S. Vijayan, M.S.M., Gaur, V.K., Prabhu, T.P., Sahu, S.C., (2005) Estimates of precipitable water vapour from GPS data over the Indian subcontinent. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67, 623-635.
- Jakobson E., Ohvriil H., Elgered G., (2009) Diurnal variability of precipitable water in the Baltic region, impact on transmittance of the direct solar radiation. *Boreal Environment Research*, 14, 45-55.

- Janes, H.W., Langley, R.B., Newby, S.P., (1991) Analysis of tropospheric delay prediction models: comparisons with ray-tracing and implications for GPS relative positioning. *Bulletin Géodésique*, 65, 151-161.
- Jarvinen, H., Eresmaa, R., Vedel, H., Salonen, K., Niemela, S., De Vries, J., (2007) A variational data assimilation system for ground-based GPS slant delays. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 969-980.
- Jin, S., Park, J., Cho, J., Park, P., (2007) Seasonal variability of GPS-derived zenith tropospheric delay (1994-2006) and climate implications. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- Johansson, J.M., Elgered, G., Ronnang, B.O., (1990) Microwave radiometry for correction of radio propagation effects in the wet atmosphere. *Proceedings of URS/IAU Symposium on radio astronomical seeing*, 81-86.
- Johny C.J., Sarkar, S.K., Punyasesudu, D., (2009) Atmospheric phenomena deduced from radiosonde and GPS occultation measurements for various application related studies. *Journal of Earth System Science*, 118, 49-59.
- Jones, J. (2010) An Assessment of the Quality of GPS Water Vapour Estimates and their use in Operational Meteorology and Climate Monitoring. *University of Nottingham*.
- Kaplan, E.D., Hegarty, C.F., (2006), GPS, Principles and applications. Ed. Artech House, Inc. ISBN 978-1-58053-894-7.
- Khandu, J.L., Awange, J., Wickert, T., Schmidt, M.A., Sharifi, B., Heck, K., Fleming, K. (2011) GNSS remote sensing of the Australian tropopause. *Climatic Change*, 105, 597-618.
- Kiehl, J.T., Trenberth, K.E., (1997) Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197-208.
- King, B., Bock, O., (2000) Documentation for the GAMIT GPS - Analysis software. *Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences-Massachusetts Institute of Technology, Scripps Institution of Oceanography-University of California at San Diego*.
- Kleijer, F., (2001) Mapping Function induced bias in tropospheric delay estimation using GPS. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, 467-470.
- Klimov, V., Revniviykh, S., Kossenko, V., Dvorkin, V., Tyulyakov, A., Eltsova, O., (2005) Status and development of GLONASS. *GNSS-2005 The European Navigation Conference*.
- Kouba, J., (2008) Testing of global pressure/temperature (GPT) model and global mapping function (GMF) in GPS analyses. *Journal of Geodesy*, 83, 199-208.

-
- Leick, A., (2004), GPS, Satellite Surveying. Ed. John Wiley & Sons. ISBN 0-471-05930-7.
- Li, Z., Ding, X., Liu, G., (2004) Modeling atmospheric effects on InSAR with meteorological and continuous GPS observations: algorithms and some test results. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66, 907-917.
- 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. *Theoretical Applied Climatology*, 92, 15-29.
- Lindskog, M., Gustafsson, N., Navascues, B., Mogensen K.S., Huang, X.Y., Yang, X., Andrae, U., Berre, L., Thorsteunsson, S., Rantakokko, J., (2001) Three-dimensional variational data assimilation for a limited area model Part II: Observation handling and assimilation experiments. *Tellus series a dynamic meteorology an oceanography*, 53, 447-468.
- Llasat, M.C., (1991) Gota fría. Ed. Boixareu Universitaria.
- Lowry, A.R., Rocken, C., Sokolovskiy, S.V., Anderson, K.D., (2002) Vertical profiling of atmospheric refractivity from ground-based GPS. *Radio Science*, 37, 1041.
- Marco, J., (1991) La defensa contra las crecidas. *III recurs i planificació hidràulica*.
- Martín Leon, F., (2003) Las gotas frías-DANAs. Ideas y conceptos básicos. *Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción, INM*.
- Martin Vide, J., (1989) Precipitaciones torrenciales en España. *Revista de Geografía - Universidad de Extremadura*, 63-72.
- Martín Vide, J., (1991) Fundamentos de climatología analítica. Ed. Síntesis, S.A. ISBN 84-7738-113-5.
- Martín Vide, J. (2000) The pluviometric diversity of Spain. *IGU Spanish Committee Living with diversity*, 415-424.
- Martin Vide, J., Olcina Cantos, J., (2001) Climas y tiempos de España. *Alizanza Editorial* ISBN 9788420657776
- Martin Vide, J. (2005) Los mapas del tiempo. Ed. *Davinci*. ISBN 9788493373569.
- Maurellis, A., Tennyson, J., (2003) The climatic effects of water vapour. *Physics World*, 16, 29-33.
- Mendes, V.B., Collins, J.P., Langley, R.B., (1995) The effect of tropospheric propagation delay errors in airborne GPS precise positioning. *Proceedings of ION GPS-95, The 8th International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation*, 1681-1689.

- Mendes, V.B., Langley, R.B., (2000) An analysis of high-accuracy tropospheric delay mapping functions. *Physics and Chemistry of the Earth Part a solid Earth and Geodesy*, 25, 809-812.
- Meyrick, C.W., Feen, M.M., Strauch, R.L., (1988) Correcting for the effects of the ionosphere on RF transmissions as used in the Satrack system. *Johns Hopkins applied technical*, 9, 82-88
- Moller, U., Schumann, G., (1970) Mechanism of transport from atmosphere to Earth's surface. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3013-.
- Moller, F. (1971) Radiation in atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 52, 1208-.
- Nash, J., Orliac, E.J., Dodson, A.H., Bingley, R.M., Jones, J., Teferle, F.N. (2006) On the use of near real-time GPS inferred humidity Fields for monitoring thunderstorm activity. *Eos Transaction*, 87 (52).
- Niell, A.E., (1996) Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 101, 3227-3246.
- Niell, A.E., Coster, A.J., Solheim, F.S., Mendes, V.B., Toor, P.C., Langley, R.B., Upham, C.A., (2001) Comparison of measurements of atmospheric wet delay by radiosonde, water vapor radiometer, GPS and VLBI. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 830-850.
- Niell, A.E., (2001) Preliminary evaluation of atmospheric Mapping Functions based on Numerical Weather Models. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, 475-478.
- Nilsson, T., Gradinarsky, L. (2006) Water vapor tomography using GPS phase observations: simulation results. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44.
- Nilsson, T., Elgered, G., (2008) Long-term trends in the atmospheric water vapor content estimated from ground-based GPS data, *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Ning T., Haas, R., Elgered, G., Willen U., (2012) Multi-technique comparisons of ten years of wet delay estimates on the west coast of Sweden, *Journal of Geodesy*, (in press).
- Nordman, M., Eresmaa, R., Poutanen, M., Järvinen, H., Koivula, H., Luntama, J., (2007) Using Numerical Weather Prediction model derived tropospheric slant delays in GPS processing: a case study. *Geophysica*, 43, 49-57.
- Núñez, A., Valbuena, J.L., Velasco, J., (1992), GPS, la nueva era de la Topografía. Ed. Ciencias Sociales. ISBN 84-87510-31-0.

-
- Nuñez, J.A., Riesco, J., (2007) Climatología de la ciudad de Valencia. *Ministerio de Medio Ambiente. INM.*
- Ortiz de Galisteo, J.P., Cachorro, V., Toledano, C., Torres, B., Laulaine, N., Bennouna, Y., De Frutos, A., (2011) Diurnal cycle of precipitable water vapor over Spain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*
- Pacione, R., Sciarretta, C., Vespe, F., Faccani, C., Ferretti, R., Fionda, E., Ferraro, C., Nardi, A., (2001) GPS Meteorology: Validation and comparisons with ground-based microwave radiometer and mesoscale model for the Italian GPS Permanent Stations. *Physics and Chemistry of the Earth, 26*, 139-145.
- Pacione, R., Fionda, E., Ferrara, R., Lanotte, R., Sciarretta, C., Vespe, F., (2002) Comparison of atmospheric parameters derived from GPS, VLBI and a ground-based microwave radiometer in Italy. *Physics and Chemistry of the Earth, 27*, 309-316.
- Pacione, R., Pace, B., de Haan, S., Vedel, H., Lanotte, R., Vespe, F. (2011) Combination Methods of Tropospheric Time Series, *Advanced Space Research, 47* (2), 323-335.
- Palm, M., Melsheimer, C., Noel, S. (2010) Integrated water vapor above Ny Alesund, Spitsbergen: a multi-sensor intercomparison, *Atmospheric Chemistry and Physics, 10* (3), 1515-1226.
- Park, S.K., Droegeleier, K.K., (2000) Sensitivity analysis of a 3D convective storm: Implications for variational data assimilation and forecast error. *Monthly Weather Review, 128*, 140-159.
- Patrap, M., Enge, P., (2001), Global Positioning System. Signals, Measurements and Performance. Ed. Ganga-Jamuna Press. ISBN 0-9709544-0-9.
- Pérez Cueva, A.J. (1994), Atlas Climàtic de la Comunitat Valenciana. Ed. Generalitat Valenciana – Conselleria de Obres Públiques, Urbanisme i Transport. ISBN 84-482-0309-7.
- Polischuk, G.M., Kozlov, V.I., (2002) The GNSS GLONASS: Development and usage in the 21st century. *34th Annual Precise Time and Time Interval (PTTI) Meeting*
- Pottiaux, E., Brockmann, E., Bruyninx, C., Söhne, W., (2008) The EUREF-EUMETNET Collaboration: First Experience and Potential Benefits, *Bulletin of Geodesy and Geomatics, 3*, 269-288.
- Pottiaux, E., (2010), Sounding the Earth's Atmospheric Water Vapour using signals emitted by GNSS, Ed. CIACO, vol. 200.
- Priego, E.,** González Matesanz, J., (2004) Catalogación de las Estaciones de Referencia GPS en España. *Topografía y Cartografía, 123*, 33-40.

- Rivera, A., (1990) Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana: Generalidades y causas. *Riada en Valencia octubre 1957*.
- Riesco, J., Alcover, V. (2001) Algunas consideraciones sobre lluvias intensas en el Mediterráneo occidental: Revisión de un episodio en la Comunidad Valenciana. *GPV- CMT – Instituto Nacional de Meteorología*
- Rocken, C., Ware, R., Vanhove, T., (1993) Sensing atmospheric water vapor with the GPS, *Geophysical Research Letters*, 20, 2631-2634.
- Rocken, C., Van Hove, T., Ware, R., (1997) Near real-time GPS sensing of atmospheric water vapor, *Geophysical Research Letters*, 24, 3221-3224.
- Rocken, C., Anthes, R., Exner, M., Hunt, D., Sokolovskiy, S., Ware, R., Gorbunov, M., Schreiner, W., Feng, D., Herman, B., Kuo, Y.H., Zou, X., (1997) Analysis and validation of GPS/MET data in the neutral atmosphere, *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 102, 29849-29866.
- Rocken, C., Sokolovskiy, Johnson, J.M., S., Hunt, D., (2001) Improved mapping of tropospheric delays, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 1205-1213.
- Rocken, C., Johnson, J.M., Van Hove, T., Iwabuchi, T., (2005) Atmospheric water vapor and geoid measurements in the open ocean with GPS, *Geophysical Research Letters*, 32, L12813.
- Saastamoinen, J., (1972) Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radioring of satellites, in the use of artificial satellites for Geodesy, *Geophysical Monogr. Ser., Am. Geophys. Un., Washington.D.C.*, 15, 245-251.
- Saha, K., Parameswaran, K., Raju, C., (2007) Tropospheric delay in microwave propagation for tropical atmosphere based on data from the Indian subcontinent. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69, 875-905.
- Sapucci, L.F., Machado, L., da Silveria, R.B., Fisch, G., Monico, J. (2005) Analysis of relative humidity sensors at the WMO Radiosonde intercomparison experiment in Brazil. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 664-678.
- Schroedter-Homscheidt, M., Drews, A., Heise, S., (2008) Total water column retrieval from MSG-SEVIRI split window measurements exploiting the daily cycle of land surface temperatures. *Remote Sensing of Environment*, 112, 249-258.
- Schmid, B., Wehrli, C., (1995) Comparison of sun photometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp. *Applied Optics*, 34, 4500-4512.

-
- Seco, A., Ramírez, F., Serna, E., Prieto, E., García, R., Moreno, A., Cantera, J.C., Miqueleiz, L., **Priego, J.E.**, (2012) Rain pattern analysis and forecast model based on GPS estimated atmospheric water vapour content. *Atmospheric Environment*, 49, 85-93.
- Seeber, G., (1993), Satellite Geodesy. Ed Walter de Gruyter. ISBN 3-11-012653-9.
- Shuanggen, J., Luo, F., (2009) Variability and Climatology of PWV from global 13 year GPS observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47.
- Skone, S., Coster, A., (2009) Studies of storm-enhanced density impact on DGPS using IGS reference station data. *Journal of Geodesy*, 83, 235-240.
- Sokolovskiy, S.V., Rocken, C., Lowry, A.R., (2001) Use of GPS for estimation of bending angles of radio waves at low elevations, *Radio Science*, 36, 473-482.
- Steigenberger, P., Boehm, J., Tesmer, V., (2009) Comparasion of GMT/GPT with VMF1/ECMWF and implications for atmospheric loading. *Journal of Geodesy*, 83, 943-951.
- Strang, G., Borre, K., (1997), Linear Algebra, Geodesy and GPS. Ed. Wellesley-Cambridge Press. ISBN 0-9614088-6-3.
- Suparta, W., Rashid, Z., Ali, M., Yatim, B., Fraser, G., (2008) Observations of Antarctic precipitable water vapor and its response to the solar activity based on GPS sensing. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70, 1419-1447.
- Suparta, W., Ali, M., Yatim, B., Frase, G., (2009) Analysis of GPS-sensed atmospheric wáter vapour variability and its response to the terrestrial winds over Antarctica. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34, 72-87.
- Sun, J.Z., Crook, N.A., (1998) Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *Journal of the Atmospheric Sciencies*, 55, 835-852.
- Tarniewicz, J., Bock, O., Pelon, J., Flamant, C., (2003) Study of the water vapour field heterogeneity by lidar, GPS and NWP: Preliminary results from the 29 may IHOP-2002 BLH case. *6th International Symposium on tropospheric profiling: needs and technologies*, 447-449.
- Teke, K., Böhm, J., Nilsson, T., Schuh, H., Steigenberger, P., Dach, R., Heinkelmann, P., Willis, P., Haas, R., García-Espada, S., Hobiger, T., Ichikawa, R., Shimizu, S., (2011) Multi-technique comparasions of troposphere zenith delays and gradients during CONT08, *Journal of Geodesy*, 85 (7), 395-413.
- Teunissen, P.J.G., Kleusber, A., (1998), GPS for Geodesy. Ed. Springer. ISBN 3-540-63661-7.

- Tomassini, M., Gendt, G., Dick, G., Ramatschi, M., Schraff, C. (2002) Monitoring of integrated water vapour from ground-based GPS observations and their assimilation in a limited-area NWP model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 341-346.
- Tregoning, P., Boers, R., O'Brien, D., (1998) Accuracy of absolute precipitable water vapour estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 103, (D22), 28.701-28.710.
- Vallée, J.L. (2004), Guía técnica de meteorología. Ed. Nathan. ISBN 84-282-1274-0
- Van Baelen, J., Aubagnac, J., Dabas, A., (2005) Comparison of near-real time estimates of integrated water vapor derived with GPS, radiosondes and microwave radiometer. *American Meteorological Society*.
- Van der Marel, H., (2004) COST-716 demonstration project for the near real-time estimation of integrated water vapour from GPS. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 187-199.
- Vedel, H., (2000) Conversion of WGS84 geometric heights to NWP model HIRLAM geopotential heights. *Scientific Report*.
- Vedel, H., Huang, X.-Y., Haase, J., Ge, M., Calais, E., (2004) Impact of GPS zenith tropospheric delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain. *Geophysical Research Letters*, 31 (L02102).
- Vedel, H., Sattler, K., Huang, X.Y., Navascues, B., Sánchez Arriola, J., García Moya, J.A., Faccani, C., Ferretti, R., Jupp, A., Offiler, D., Ridal, M., Gustafsson, N., de Vries, J., Eresmaa, R., Järvinen H., (2006) GPS data recommendations for European Numerical Weather Prediction *EU-FP5 Tough project deliverable*, D73.
- Vey, S., Dietrich, R., Fritsche, M., Rülke, A., (2006), Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparasions between NMF and IMF. *Geophysical Research Letters*, 33 (L01814).
- Walpersdorf, A., Calais, E., Haase, J., Eymard, L., Desbois, M., Vedel, H., (2001) Atmospheric gradients estimated by GPS compared to a high resolution Numerical Weather Prediction (NWP) model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, 147-152.
- Walpersdorf, A., Bock, O., Doerflinger, E., Masson, F., van Baelen, J., Somieski, A., Bürki, B., (2004) Data analysis of a dense GPS network operated during the ESCOMPTE campaign: first results. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 201-211.

-
- Walpersdorf, A., Bouin, M., Bock, O., Doerflinger, E., (2007) Assessment of GPS data for meteorological applications over Africa: study of error sources and analysis of positioning accuracy. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69, 1312-1330.
- Ware, R., Rocken, C., Solheim, C., (1993) Pointed water vapor radiometer corrections for accurate GPS surveying. *Geophysical Research Letters*, 20, 2635-2638.
- Ware, R., Exner, M., Feng, D., Gorbunov, M., Hardy, K., Herman, B., Kuo, Y., Meehan, T., Melbourne, W., Rocken, C., Schreiner, W., Sokolovskiy, S., Solheim, F., Zou, X., Anthes, R., Businger, S., Trenberth, K., (1996) GPS sounding of the atmosphere from low earth orbit: preliminary results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 19-40.
- Ware, R., Alber, C., Rocken, C., Solheim, F., (1997) Sensing integrated water vapor along GPS ray paths. *Geophysical Research Letters*, 24, 417-420.
- Wei, H.H., Jin, S.G., He, X.F., (2012) Effects and disturbances on GPS-derived zenith tropospheric delay during the CONT08 campaign. *Advances in Space Research*, 50, 632-641.
- Wei-jing, Q., Wen-yao, Z., Shu-li, S., Jin-song, P., (2008) Evaluation of the precision of three tropospheric delay correction models. *Chinese Astronomy and Astrophysics*, 32, 429-438.
- Wolfe, D., Gutman, S., (1999) Developing an operational, surface-based, GPS, water vapour observing system for NOAA: Network design and results. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 17, 426-435.
- Xie, Y.F., Braun, J., MacDonald, A.E., Ware, R., (2005) GPS slant water vapor tomography. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 627-628.
- Xu, G. (2003), *GPS, Theory, Algorithms and Applications*. Ed. Springer. ISBN 3-540-67812-3
- Yan, X., Ducrocq, V., Poli, P., Hakam, M., Jaubert, G., Walpersdorf, A., (2009) Impact of GPS zenith delay assimilation on convective-scale prediction of Mediterranean heavy rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 114, (D03104)
- Yuan, J.L., Anthes, R.A., Ware, R.H., (1993) Sensing climate change using the GPS. *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 98, 14925-14937.

Anejo

Anejo I

PUBLICACIONES RELACIONADAS CON ESTE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

En este Anejo se referencian las publicaciones científicas derivadas total o parcialmente de los trabajos realizados por el autor durante el desarrollo de este trabajo de investigación. Se trata de una comunicación - poster en el 5th HyMeX (Hydrological cycle in Mediterranean Experiment) workshop y de un artículo en la revista "*Atmospheric Environment*", incluida en el SCI.

Seco, A., Ramírez, F., Serna, E., García, R., Moreno, A., Cantera, J.C., Miqueleiz, L., **Priego, J.E.**, 2011. Rain pattern analysis and forecast model based on GPS estimated atmospheric water vapor content, *HYMEX* 2011.

Seco, A., Ramírez, F., Serna, E., Prieto, E., García, R., Moreno, A., Cantera, J.C., Miqueleiz, L., **Priego, J.E.**, 2012. Rain pattern analysis and forecast model based on GPS estimated atmospheric water vapor content, *Atmospheric Environment* 49, 85-93.

AI.1. Comunicación congreso científico: HYMEX




RAIN PATTERN ANALYSIS AND FORECAST MODEL BASED ON GPS ESTIMATED ATMOSPHERIC WATER VAPOR CONTENT

A. Seco(1)*, F. Ramirez(1), E. Serna(1), R. Garcia(1), A. Moreno(2), J.C. Cantera(2), L. Miqueleiz(1), E. Priego(3)

(1) Dept. of Projects and Rural Engineering, Public University of Navarra. 31006 Pamplona, Spain.
 (2) Sistemas Inteligentes de Control y Gestión, Instituto Ibermática de Innovación (I3B), Spain
 (3) Universidad Politécnica de Valencia, Camino de Vera, s/n - 46022 Valencia, Spain

* andres.seco@unavarra.es




ABSTRACT

Rain is one of the fundamental processes of the hydrologic cycle as it can be the source of wealth or natural hazards. This experiment focuses in the relationship between rain occurrence and atmospheric pressure (Patm) and atmospheric water vapor content (PW), GPS estimated. The available nine years time series of each variable were analyzed. It allowed to state the existence of three rain patterns and monthly differences in the Patm-PW combinations. In spite of rain episodes take place only for some of the Patm-PW combinations, only these variables are unable to explain the rain occurrences because of not always they take place. This because a forecast sliding windows model with neural network was developed, to capture nonlinear relations that can not be fully reflected by the lineal probabilistic ones based on the observed rains, Patm and PW series. This model stated a good correlation between the observed rains and the forecast, with a positive impact of the PW but negative of Patm. This model was able to predict the rain precipitation with a reasonable precision and reliable accuracy up to a 56 hours horizon.

1. INTRODUCTION

Rain is the water source of the natural vegetation and crops. It is also the origin of the majority of the domestic consumption water as well as in the industry, services, etc. Finally, it is possible to mention to rain like origin of natural hazards, both by the large periods of water absence and by the occurrence of torrential phenomena. In the Mediterranean climate zones this situation is especially evident: these zones are usually water needy, with little and irregular precipitations and with more or less frequent torrential episodes. These phenomena cause damages in environment and provoke great economic and human losses. Several studies have established the existence of large water vapor contents in the atmosphere previous to the intense precipitation occurrence in the Mediterranean area (Champion et al., 2004; Cucunil et al., 2004; Brenot et al., 2006). Nevertheless aspects as the time between the atmospheric water vapor peak and the occurrence of rain or its intensity, they are not already satisfactorily stated, partly due to the complexity of the process and partly to the difficulty to determine the atmospheric water vapor content. GPS during this last decade became an instrument of great interest in meteorology. This is due to its proved effectiveness for the estimation of the water vapor content of the atmosphere (Haese et al., 2003; Champion et al., 2004; Vedel et al., 2004; Jade et al., 2005; Jin et al., 2007). This work shows an experimental analysis that establishes the relation between the variations of the water vapor content and the atmospheric pressure, with rains observed during the period 2002-2010 in the city of Pamplona, located in the north of Spain. Three patterns of precipitation occurrence have been observed and a model of rain forecasting, based on the time analysis of the atmospheric GPS water vapor content, has been developed.

2. STUDY AREA

The selected location for this experiment is the city of Pamplona, in the north part of Spain (see figure 1), located at 440 meter above sea level. This city is located in a transition zone between the Atlantic climate and the Mediterranean one. During the winter period, several Atlantic disturbances from polar front, coinciding when the Azores anticyclone moves away, cause precipitation in a water or snow way. The appearance of winter anticyclones cause dry and cold days. During summer time temperature has a strong rise caused by the daytime warming and the weakly and the moving away of the draught stream due to the Azores anticyclone situated in a northern position. The high temperatures and the lack of rain during summer are only modified for the appearance of cold air at high altitude causing isolated storms which are the only precipitations of this period. The transition between winter and summer takes place gradually, with alternation of raining days caused by the Atlantic influence and with dry days caused by dorsal anticyclones.



FIGURE 1. Study area

3. METEOROLOGICAL DATA

For the development of this experiment the following sets of data were available: (I) RS PW data for the period 2001-2010 at Santander, (II) 2006-2010 RS PW values at Zaragoza and (III) Hourly precipitation and atmospheric pressure data for the period 2001-2010 at Pamplona.

4. RAIN, PW AND Patm RELATIONSHIP

Atmospherically speaking, unstable periods in Pamplona are associated to low pressures which make easy the coming in of the cool fronts from the north, causing precipitations. For this reason a study during the rains phenomena of the Patm and the water vapor content was carried out with the available data series. Three different patterns of these variables were established in this study during the rains phenomena. Figure 2 shows some examples of each type of the precipitation observed patterns.



FIGURE 2. Observed rain patterns



FIGURE 3. Monthly Patm-Pw and rain distribution

5. TIME SERIES BASED RAIN FORECAST MODEL

In spite of the three Patm-PW rain patterns observed and the monthly Patm-PW patterns, Patm and PW combinations were unable to explain by themselves the rain episodes occurrence because of, although rains only take place on determined Patm-PW combinations, not always at those combinations rains take place. Thus a time series forecast model based on the observed rains, Patm and PW series was developed. The choosed method was sliding windows with neural network to capture nonlinear relations that can not be fully reflected by the lineal probabilistic ones. It was also studied the direct correlation between the real and predict series, and the non-lineal impact of the Patm, and PW values with the rain precipitation, showing a positive impact of the PW but negative of Patm. This unexpected result could have its origin in the yearly variability of the Patm-PW combinations' values when rains take place. This model based on the PW values, the temporal behaviour of the rain occurrences, and the temporal information (year, month, day), was able to predict the rain precipitation with a reasonable precision and reliable accuracy up to a 56 hours horizon.

REFERENCES

- *Champion, C., Masson, F., Van Baelen, J., Walpersdorf, A., Chéry, J. GPS monitoring of the tropospheric water vapour distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cevennes (southern France). *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, 2004.
- Cucunil, L., Vanderberghes, F., Barker, D., Vialdara, E., Rius, A. Three-Dimensional Variational Data Assimilation of Ground-Based GPS ZTD and Meteorological Observations during the 14 December 2001 Storm Event over the Western Mediterranean Sea. *Monthly weather review*. Vol 132, pp: 749-763, 2004.
- Brenot, H., Ducrocq, V., Walpersdorf, A., Champion, C., Caumont, O. GPS zenith delay sensitivity evaluated from high-resolution numerical weather prediction simulations of the 8-9 September 2002 flash flood over southeastern France. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, 2006.
- Jade, S., Vijayan, M.S.M., Gau, V.K., Prabhu, T.P., Satish, S.C. Estimates of precipitable water vapour from GPS data over the Indian subcontinent. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, vol. 67, pp:623-635, 2005.
- Jin, S., Park, J.-U., Cho, J.-H., Park, P.-H. Seasonal variability of GPS-derived zenith tropospheric delay (1994-2006) and climate implications. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, 2007.
- Vedel, H., Huang, X.-Y., Haese, J., Ge, M., Calais, E. Impact of GPS Zenith Tropospheric Delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, 2004.

AI.2. Artículo en revista indexada: Atmospheric Environment

Atmospheric Environment 49 (2012) 85–93



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Atmospheric Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/atmosenv



Rain pattern analysis and forecast model based on GPS estimated atmospheric water vapor content

Andres Seco^{a,*}, Francisco Ramirez^a, Eduardo Serna^a, Eduardo Prieto^a, Rafael Garcia^a, Aitor Moreno^{b,1}, Juan Carlos Cantera^b, Luis Miqueleiz^a, Jose Enrique Priego^{c,2}

^a Department of Projects and Rural Engineering, Public University of Navarre, Campus Arrosadia S/N 31006 Pamplona, Spain

^b Sistemas Inteligentes de Control y Gestión, Instituto Iberoamericano de Innovación (I3I), Spain

^c Universidad Politécnica de Valencia, Camino de Vera S/N 46102 Valencia, Spain

ARTICLE INFO

Article history:
Received 30 August 2011
Received in revised form
5 December 2011
Accepted 8 December 2011

Keywords:
GPS
Water vapor
Rain
Forecast model
Meteorology

ABSTRACT

Rain is one of the fundamental processes of the hydrologic cycle as it can be the source of wealth or natural hazards. This experiment focuses in the relationship between rain occurrence and atmospheric pressure (P_{atm}) and atmospheric water vapor content (PW), GPS estimated. The available nine years time series of each variable were analyzed. It allowed to state the existence of three rain patterns and monthly differences in the P_{atm}-PW combinations. In spite of rain episodes take place only for some of the P_{atm}-PW combinations, only these variables are unable to explain the rain occurrences because of not always they take place. This because a forecast sliding windows model with neural network was developed, to capture nonlinear relations that can not be fully reflected by the linear probabilistic ones based on the observed rains, P_{atm} and PW series. This model stated a good correlation between the observed rains and the forecast, with a positive impact of the PW but negative of P_{atm}. This model was able to predict the rain precipitation with a reasonable precision and reliable accuracy up to a 56 h horizon.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

From an environmental and a human point of view, rain is one of the fundamental processes of the hydrologic cycle. Rain is the water source of the natural vegetation and crops. It is also the origin of the majority of the domestic consumption water as well as in the industry, services, etc. Finally, it is possible to mention to rain like origin of natural hazards, both by the large periods of water absence and by the occurrence of torrential phenomena. In the Mediterranean climate zones this situation is especially evident: these zones are usually water needy, with little and irregular precipitations and with more or less frequent torrential episodes. These phenomena cause damages in environment and provoke great economic and human losses. For this reason, it is fundamental to advance in the knowledge of rain as a natural process, key for the management of this valuable resource and for the forecast of risks associated to extreme events. One of the key variables in the precipitation

occurrence is the atmospheric water vapor content. Several studies have established the existence of large water vapor contents in the atmosphere previous to the intense precipitation occurrence in the Mediterranean area (Champollion et al., 2004; Cucurull et al., 2004; Brenot et al., 2006). Nevertheless aspects as the time between the atmospheric water vapor peak and the occurrence of rain or its intensity, they are not already satisfactorily stated, partly had to the complexity of the process and partly to the difficulty to determine the atmospheric water vapor content. GPS during this last decade became an instrument of great interest in meteorology. This is due to its proved effectiveness for the estimation of the water vapor content of the atmosphere, comparable in exactitude to the classic instruments in meteorology as radiosondes (RS) and the water vapor radiometers, without their limitations (Haase et al., 2003; Champollion et al., 2004; Vedel et al., 2004; Jade et al., 2005; Jin et al., 2007). Nowadays there are a great amount of GPS reference stations, which allows collecting atmospheric water vapor data, in all those zones in which this infrastructure exists. Where the series available are sufficiently long it is possible in addition the analysis of temporary patterns, long term trends, etc. (Gradinarsky et al., 2002; Jade et al., 2005; Jin et al., 2007).

This article shows an experimental analysis that establishes the relation between the variations of the water vapor content and the

* Corresponding author. Tel.: +34 94818682; fax: +34 948189148.
E-mail addresses: andres.seco@unavarra.es (A. Seco), a.moreno@ibermatica.com (A. Moreno), epriego@cg.upv.es (J.E. Priego).
¹ Tel.: +34 94818682; fax: +34 948189148.
² Tel.: +34 963877007x75595.



Fig. 1. Location of the city of Pamplona, Santander and Zaragoza.

atmospheric pressure, with rains observed during the period 2002–2010 in the city of Pamplona, located in the north of Spain, in a transition Atlantic-Mediterranean area. Three patterns of precipitation occurrence have been observed and a model of rain forecasting, based on the time analysis of the atmospheric GPS water vapor content, has been developed.

2. Materials and methods

2.1. Location and local climatology

The selected location for this experiment is the city of Pamplona, in the north part of Spain (see Fig. 1), located at 440 m above sea level.

From the climatic point of view, this city is located in a transition zone between the Atlantic climate and the Mediterranean one. During the winter period, several Atlantic disturbances from polar front, coinciding when the Azores anticyclone moves away, cause precipitation in a water or snow way. The appearance of winter anticyclones cause dry and cold days. During summer time temperature has a strong rise caused by the daytime warming and the weakly and the moving away of the draught stream due to the Azores anticyclone situated in a northern position. The high temperatures and the lack of rain during summer are only modified

Table 1
Pamplona climatic station location and climatic parameters used in this study (Gobierno de Navarra, 2001).

Latitude (UTM)	4736,171
Longitude (UTM)	611,323
Sea level	440
Annual Average Precipitation (mm)	701.3
Average Temperature (degrees)	12.6
Maximum Continental Index (Gornitsky)	18.9
W index Index	Clb
Cassini Index	5b
Potential evapotranspiration (PET)	707.0
Thermohaline Index	
Approximate classification by Pappalardo	Wet Mediterranean (ME)

Table 2
Defining parameters of the computation strategy.

GPS observable	LC
ZTD interval	1 h
Gauss–Markov process	Constraints: 0.5 m Power density: $2 \text{ cm}^2 \text{ h}^{-10}$ Correlation time: 100 h
Ephemeris	IGS Final
Earth Orientation Parameters	USNO
Reference Frame	ITRF2000
Cutoff angle	10°
Sampling rate	30 s
Mapping functions	Cable Mapping Functions
Coordinate system	WGS
Vanicek's Model of the antenna	Abies antenna phase centers phase centers

for the appearance of cold air at high altitude causing isolated storms which are the only precipitations of this period. The transition between winter and summer takes place gradually with alternation of raining days caused by the Atlantic influence and with dry days caused by dorsal anticyclones (Gobierno de Navarra, 2001). Table 1 shows the more significant climatic parameters of Pamplona.

2.2. Meteorological data

As it has been stated in 2.1, the precipitation occurrences in Pamplona are related to changes in the Atmospheric Pressure

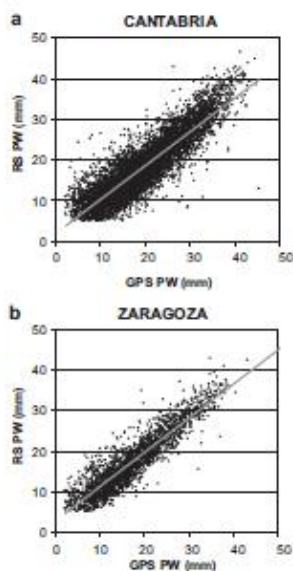


Fig. 2. Comparison of Rainfall and GPS PW values during the available period: a) Santander 2001–2010 and b) Zaragoza 2006–2010.

(Patm), so both atmospheric variables were considered. RS atmospheric water vapor content data, expressed as Precipitable Water (PW), were considered as reference values. The nearest RS sites are Santander and Zaragoza cities, placed at 190 and 143 km respectively from Pamplona. All the meteorological data were supplied for the Spanish Meteorology Agency (AEMET). Precipitation and Patm were available with an hourly frequency meanwhile RS PW data are registered with an 12 h interval (0000 UTC, 1200 UTC).

For the development of this experiment the following sets of data were available: (I) RS PW data for the period 2001–2010 at Santander; (II) 2006–2010 RS PW values at Zaragoza and (III) Hourly precipitation and atmospheric pressure data for the period 2001–2010 at Pamplona.

2.3. GPS atmospheric water vapor content determination

The effect of the troposphere causes a delay in the propagation of GPS signals that, in mid latitudes, results in a displacement in the zenith direction of about 2.4 m (Boehm et al., 2005). Total tropospheric delay is the sum of two components: first one is the hydrostatic component caused by the atmosphere dry gases, named Zenith Hydrostatic Delay (ZHD). This component is very steady and contributes with more than 90% of the total tropospheric effect. It is directly proportional to the ground atmospheric pressure and it can be determined with accuracy better than 1% using the Saastamoinen model (Saastamoinen, 1972). The second component is the wet one known as Zenith Wet Delay (ZWD). It is caused mainly by the atmospheric water vapor content and to a lesser extent to the liquid water in the atmosphere. It is responsible for most of the variations on the ZTD values and because of the heterogeneity of the water vapor content in the atmosphere it isn't possible its modulation with the required accuracy (Haase et al., 2003).

The relation between Precipitable Water (PW) and ZWD is given by the formula

$$ZTD = ZHD + ZWD \quad (1)$$

The relation between Precipitable Water (PW) and ZWD is given by the formula

$$PW = \Pi \cdot ZWD \quad (2)$$

where PW is the atmospheric water vapor content expressed as Precipitable Water in millimeters of water column and Π is an empirical term that is dependent on the average temperature of the atmospheric cross section (Haase et al., 2003; Champollion et al., 2004).

The GPS data used to monitor the PW content were 24-hour rinx files with a sampling rate of 30 s from the GPS reference stations available in Pamplona, and Santander and Zaragoza GPS cities.

Data were processed using the Gamit v-10.40 program (Herting et al., 2006). Gamit parameterizes the ZTD as a stochastic variation

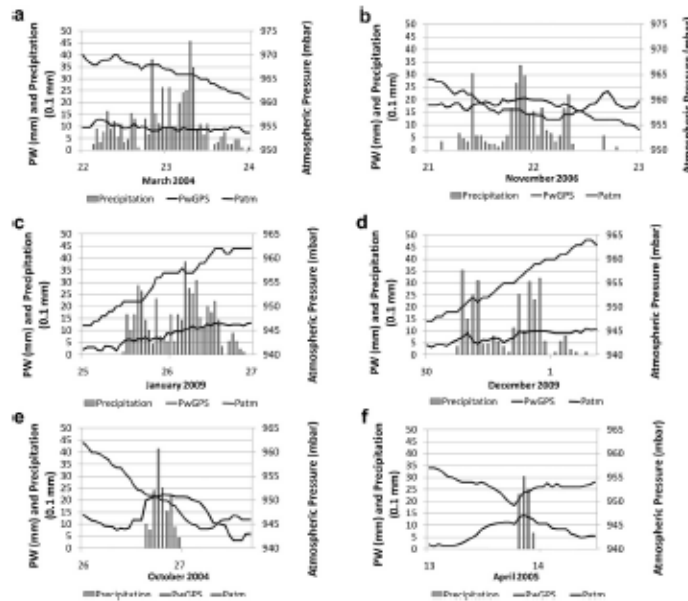


Fig. 3. Different behavior of Patm-PW-Rain in Pamplona City a) and b) Type I, c) and d) Type II, e) and f) Type III.

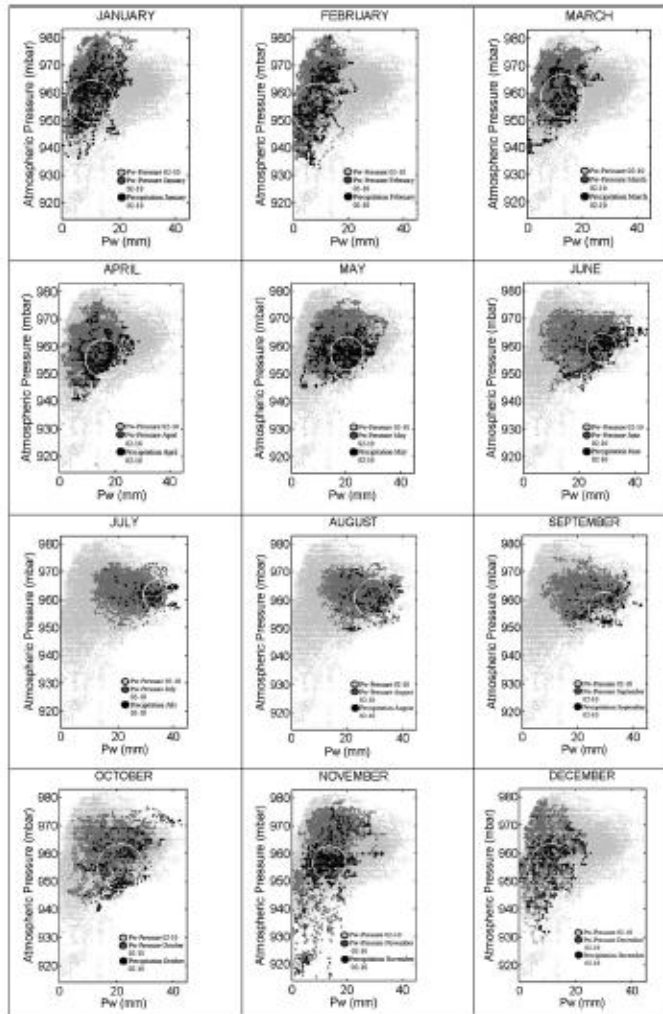


Fig. 4. Hourly 700-mb PW volume distribution for the available years (2001–2010). Over the whole set of data the value of each month and the observed data are shown. Circles represent the maximum area including the 50% of the monthly observed data.

of the Saastmolen model with piecewise linear interpolation in between the solution epochs. The variation is constrained to a Gauss-Markov process with an a priori power density. We used three 12-hour sliding window in each day to get hourly PW values, removing the first and the last values from each sliding window to avoid the edge effect of the Gauss-Markov process (Jin et al., 2007). The computation parameters were the usual in this kind of calculations, and they are shown in Table 2 (Champollion et al., 2004; Cucurull et al., 2004; Brenot et al., 2006; Jin et al., 2007).

3. Results

3.1. GPS and radiosounding PW analysis

To verify the calculation's strategy goodness, RS PW registered series and the GPS PW estimated values were analyzed. In the case of Santander, the available series was 2001–2010 instead for Zaragoza it was 2006–2010.

Fig. 2 shows the correlation between the GPS and the RS PW values, where $R^2 = 0.83$ for Santander and $R^2 = 0.81$ for Zaragoza were obtained.

These results evidence the goodness of the GPS used calculation strategy and the capacity of the GPS as atmospheric water vapor content estimator.

3.2. Rain, PW and atmospheric pressure relationship

As previously shown in 2.1, atmospherically speaking, unstable periods in Pamplona are associated to low pressures which make easy the coming in of the cool fronts from the north, causing precipitations. For this reason a study during the rains phenomena of the Patm and the water vapor content was carried out with the available data series. Three different patterns of these variables were established in this study during the rains phenomena. Fig. 3 shows some examples of each type of the precipitation observed patterns.

3.2.1. Type I

This type of rains takes place mainly in autumn and spring during Patm decreasing phases associated to the coming in of fronts. The rains begin when Patm values are under 970 Mbar. The mean rain intensities take values around 1.5 mm h^{-1} . The end of this type of rains coincides with a Patm relative minimum of around 960 Mbar. The usual duration of these kinds of rains is around 20–40 h. During this period the atmospheric water vapor content remains stable with light variations mainly caused by the coming in of wet air from the Atlantic Ocean.

3.2.2. Type II

The second type of rains takes place mainly during the winter months. PW values are lower than in the case of type I rains because of winter period is cooler than type I months. In this case rains coinciding with a Patm increasing, beginning the rain around 950 Mbar, maintaining this situation until more or less 965 Mbar. The mean rain intensities also reach values around 1.5 mm h^{-1} and the duration of this kind of rains is also around 20–40 h. During this time PW increases from values lower than 5 mm up to 10–15 mm because of the coming in of wet air from the sea, as in the case of type I.

3.2.3. Type III

The third type of rains appears coinciding with a minimum relative value of Patm and a maximum relative of PW. This type of rains occurs in any time and provokes rains with duration up to 10 h and with larger intensities than in the types I and II, with

values between 1.7 and 3.4 mm h^{-1} . Whereas in rains type I PW did not vary more than 5 mm and in type II showed an increase between 5–10 mm, in type III the precipitation had associated a PW decrease below 15 mm because the loss of humidity in the atmosphere during the rain it is not compensated with an entrance of humidity from the sea associated to the entrance of a new front.

The representativity of these types of precipitation patterns was analyzed with a joint representation of Patm, PW and hourly rain data series as it is showed in Fig. 4.

Fig. 4 shows the characteristic triangular shape of the yearly PW-Patm data. Low PW values can be observed for all range of Patm, but maximum PW values are only observed with Patm around 965 Mbar. Between the whole set of data it can be observed that the PW-Patm records of the each month are distributed predominately in specific zones of the graph, being only some of these combinations which register rain. That way, the corresponding data from December and January are concentrated in the left zone of the graph. February, March, April and May show more dispersion in their register with a gradual movement to mean Patm and largest PW values zone, which are clearly observed during the month of July, August and September. Since October the dispersion of the data is going up and they start to move to the left zone of the graph as winter is arriving. At the same time, the precipitation data are concentrated in specific zones of PW and Patm combinations for each month. This situation is especially clear for the months of June, July and August where rain episodes, over all the more intense, are located in determinate zones. In this time of the year precipitations correspond to type III. Types II and III, take place mainly during spring and autumn months, have smaller intensities and show a strong dispersion across the Patm-PW combinations. The concentration of the rains in the Patm-PW graph has been characterized by the circles that, with a minimum section, include 50% of the total amount of rain for each month. Graphical representation of these circles is showed in Fig. 4 and numerical data are showed in Table 3.

This table shows the Patm-PW coordinates of the circles' centers, their radius and the observed probability of rain for the circles' area. The changes of the position of the circles' centers along the year agree with the observed rain pattern. The smaller radius of the circles takes place in the summer months, demonstrating a bigger concentration of the summer rains in specific Patm-PW combinations. The biggest radius are those corresponding to spring and autumn months, that also agree with the rains' dispersion observed for these epochs. Finally, the rain probability of the occurrence of rain in the circles takes values from 3.3% for September to 33.2% for December. These values are small, demonstrating that, although rains show a relationship with Patm and PW and their occurrence is few probable except for their

Table 3
Numerical parameters of the circles containing 50% of the monthly rains.

Month	Center		Radius	Rain probability
	X (PW)	Y (Patm)		
January	10.0	95.69	7.959	23.8
February	8.9	95.42	9.250	21.2
March	12.7	95.90	7.897	19.9
April	15.8	95.56	6.960	11.1
May	20.3	95.75	6.021	13.1
June	28.2	95.63	5.395	12.1
July	34.8	96.18	5.719	7.9
August	29.4	96.03	6.834	4.8
September	28.7	95.69	5.909	3.3
October	21.1	95.53	8.192	13.1
November	13.6	95.65	6.140	11.2
December	11.7	95.49	8.605	27.1

specific values, these variables are not able to explain by themselves the occurrence of rain episodes.

4. Time series based rain forecast model

As it was stated in the previous section, Parm and PW combinations were not able to explain completely the occurrence or not of rain events. This because, and having nine data years, rain time series and its relationship with the considered variables were

analyzed. The choosed method was sliding windows with neural network to capture nonlinear relations that can not to be fully reflected by the linear probabilistic ones (Johnson and Padilla, 2004; Daza, 2008; Mellit et al., 2008; Parisi, 2008; Roldao, 2008).

In this study, a 24 h sliding window was analyzed. For each window, a neural net classifier runs in order to predict the next window. This neural net operator learned a model by means of a feed-forward neural network trained by a backpropagation algorithm (multi-layer perceptron). The used activation function

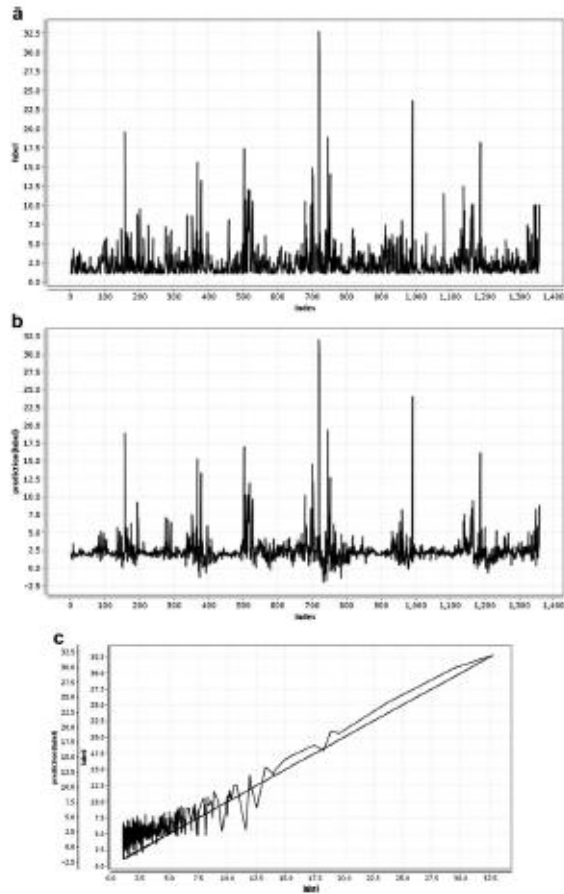


Fig. 5. Temporal trends and correlation between them.

was the usual sigmoid function. The values ranges of the attributes were scaled to -1 and $+1$ by this operator in order to normalize the neural inputs. With this classifier series method, as shown in Fig. 5, it is possible to follow the object series (precipitation), and its prediction based in Patm and PW series.

Visually, it is clear a correlation between the trends of the observed rain and the prediction model, but not in the absolute amount of the picks. So, it was studied the direct correlation between the real and predict series, and the non-linear impact of the Patm, and PW values with the rain precipitation. For a 10h horizon window, the correlation model between observed rain and its prediction showed the following results: with both Patm and PW $R^2 = 0.686$, without Patm and with PW $R^2 = 0.764$ and with Patm and without PW $R^2 = 0.568$ (see Fig. 6).

This shows, from a mathematical point of view, a negative impact of Patm in the prediction developed model. The model is a time series of a linear component (temporal sequence) and other non linear more or less pronounced (relation between PW and the precipitation), and it makes sense the use of neural network

techniques in order to capture nonlinear relations that have not been fully reflected by order methods.

Checking different scenarios of accuracy, the best fits correlation trends without the Patm attribute were studied for different horizon windows. Horizon window is the data series that we want to predict, so, in a larger window, there will be more data to discover, and the accuracy will be worst.

With this premise, there are takings trends correlations with different horizons, specifically, 10 h, 24, 48 and 56, and on the whole case, with all attributes (year, moth, hour, PW and rain precipitations), except Patm.

Results of the correlation between the target series and the prediction ones are in Fig. 7. In the worst cases, with the biggest horizon window (56 h), the correlation R^2 between the forecast rain precipitation and the real precipitation is greater than 0.563, and than the regression coefficient, $B_0 = 0.9$, which is statistically significant. It means that the rain trend can be estimated from its corresponding temporal behavior and the non-linear relationship between the others attributes, PW, principally. So we can predict

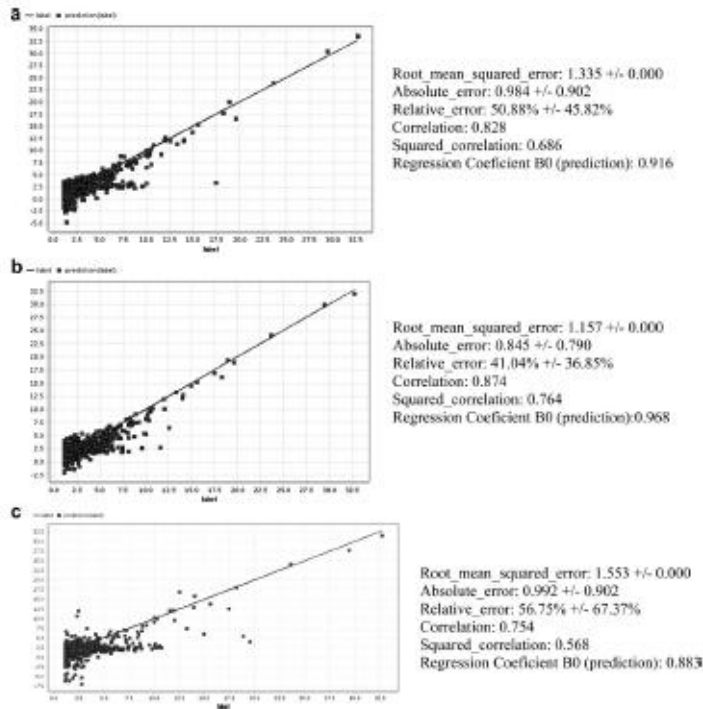


Fig. 6. Trend series correlation for a 10h horizon window, a) with both Patm and PW, b) without Patm and with PW and c) with Patm and without PW.

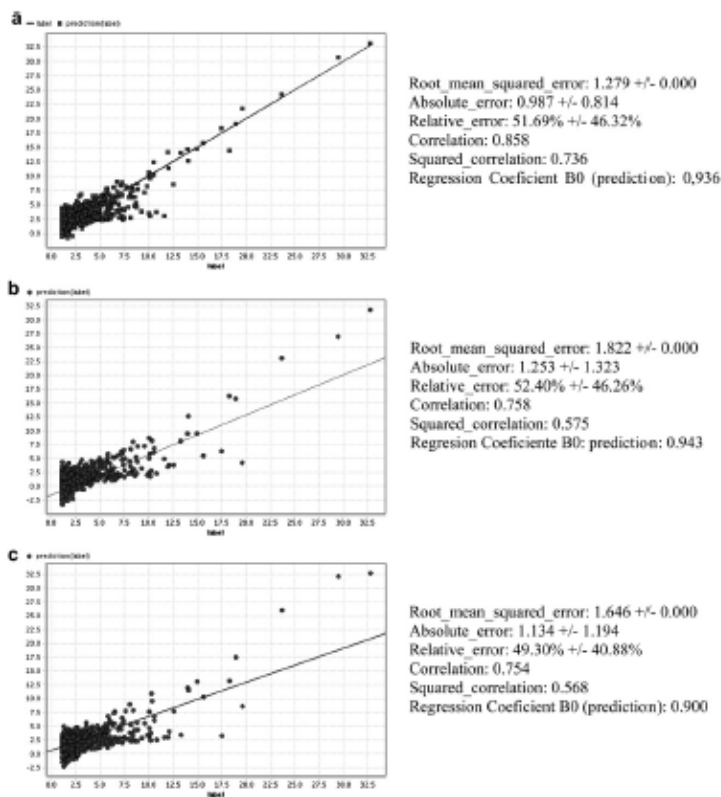


Fig. 7. Correlation coefficients in different predict horizons. a) 24h, b) 48h and c) 56 h.

when it will be a strong variation in the temporal series and take account when will be a peak in the time series, in order to predict the strength of that variation, not in absolute terms, but the pulse power.

5. Conclusions

Across this experiment, the relationship between rain and GPS estimated water vapor content has been analyzed for the nine years available data series in Pamplona (North of Spain). The analysis of the Pamplona's Patm-PW-Rain series agreed with the fact that from a meteorological point of view, the occurrence of rain events in the study area is usually tied to atmospheric low pressures and water vapor entries, caused by Atlantic disturbances. Thus, three precipitation occurrence patterns were stated, associated to the different

Patm-PW behavior across the year's epochs. The plot of the Patm-PW and rains combinations for each month showed differences between the different seasons across the year. Winter and summer months demonstrated to have quite clear characteristic Patm-PW patterns, meanwhile during the spring and autumn months, Patm-PW patterns are gradually changing from winter to summer or vice versa. Not in all the possible Patm-PW combinations, rains take place. Mainly on winter and summer months rains appear at specific Patm-PW combinations. During spring and autumn months Patm-PW and rain patterns evidence the winter-summer transitions with not so clear Patm-PW-rain pattern. In spite of the three Patm-PW rain patterns observed and the monthly Patm-PW patterns, Patm and PW combinations were unable to explain by themselves the rain episodes occurrence because of, although rains only take place on determined Patm-PW combinations, not always

at those combinations rains take place. To analyze the Patm-PW-rains relationship, a time series forecast model based on the observed rains, Patm and PW series was developed. This model stated a good correlation between the observed rains and the forecast, with a positive impact of the PW but negative of Patm. This unexpected result could have its origin in the yearly variability of the Patm-PW combinations' values when rains take place. The model based on the PW values, the temporal behavior of the rain occurrences, and the temporal information (year, month, day) was able to predict the rain precipitation with a reasonable precision and reliable accuracy up to a 56 h horizon.

References

- Brenot, H., Darmocq, V., Walperdorf, A., Champollin, C., Gaumont, O., 2006. GPS zenith delay sensitivity evaluated from high-resolution numerical weather prediction simulations of the 8–9 September 2002 flash flood over south-western France. *Journal of Geophysical Research* 111.
- Buchan, J., Corveira, S.J.M., Schuh, H., Tregoning, P., 2008. The impact of tropospheric mapping functions based on numerical weather models on the determination of geodetic parameters. In: IAG Proceedings.
- Champollin, C., Maxon, E., Van Baalen, J., Walperdorf, A., Chley, J., 2004. GPS monitoring of the tropospheric water vapour distribution and variation during the 9 September 2002 summertime precipitation episode in the Givernon (southern France). *Journal of Geophysical Research* 109.
- Castaldi, L., Vandenberghhe, F., Becker, D., Viladon, E., Rius, A., 2004. Three-dimensional variational data assimilation of ground-based GPS ZTD and meteorological observations during the 14 December 2001 Storm Event over the Western Mediterranean Sea. *Monthly Weather Review* 132, 749–763.
- Daza, F., 2008. Demanda De Agua En Zonas Urbanas En Andalucía. Departamento De Estadística, Econometría, I.O Y Organización De Empresas (Área De Organización De Empresas). Servicio De Publicaciones De La Universidad De Córdoba, ISBN 978-84-7801-428-1.
- Gobierno de Navarra, Estado Agrometeorológico de Navarra, Gobierno de Navarra, 2007.
- Gradinarov, L.P., Johanson, J.M., Souza, H.R., Scherneck, H.G., Elgered, G., 2002. Climate monitoring using GPS. *Physica and Chemistry of the Earth* 27, 335–340.
- Haus, J., Ge, M., Virdé, H., Calais, E., 2003. Accuracy and variability of GPS tropospheric delay measurements of water vapour in the Western Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology* 42, 1547–1558.
- Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C., 2006. GAMIT Reference Manual. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, 182 pp.
- Jade, S., Vijayan, M.S.M., Gani, V.K., Prabhakar, T.P., Saha, S.C., 2005. Estimates of precipitable water vapour from GPS data over the Indian subcontinent. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 67, 623–635.
- Jin, S., Park, J.I., Cho, J.H., Park, J.H., 2007. Seasonal variability of GPS-derived zenith tropospheric delay (1994–2006) and climate implications. *Journal of Geophysical Research* 112.
- Johansen, C.A., Padilla, M.A., 2004. Regresión lineal no lineal en índices actuariales: una aproximación con reglas neuronales. Escuela de Negocios, Universidad Adolfo Ibáñez, Santiago, Chile. Instituto de Ciencias Humanísticas y Económicas de la Escuela Superior Politécnica del Litoral (ESPOL), Guayaquil, Ecuador.
- Mellit, S.A., Kalogirou, S., Shauer, H., Saha, A., Hadj Anah, 2008. Methodology for predicting sequences of mean monthly diurnal index and daily solar radiation data in remote areas. *Renewable Energy* 33, 1570–1580.
- Parra, A., 2008. Estabilidad De Modelos De Redes Neuronales Artificiales Como Herramienta De Predicción Del Sigmo De La Variación Del Nivel del Agua. Escuela de Postgrado Economía y Negocios.
- Roldán, A.M., 2008. Comparative study of artificial neural network and Rec-Jelinko Alms for Stock Price Indices. Instituto Superior de Ciencias do Trabalho e da Formação.
- 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., Am. Geophys. Un., Washington, DC, vol. 15, pp. 245–251.
- Virdé, H., Huang, X.Y., Haus, J., Ge, M., Calais, E., 2004. Impact of GPS Zenith Tropospheric Delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain. *Geophysical Research Letters* 31.