

CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS  
ESTACIÓN EXPERIMENTAL DEL ZAIDÍN

Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental  
Biogeoquímica de Isótopos Estables

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Departamento de Ingeniería Civil



**TESIS DOCTORAL**

**COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL VAPOR DE AGUA  
ATMOSFÉRICO EN EL SURESTE DE LA PENÍNSULA  
IBÉRICA**

**JORGE RAYA GARRIDO**

**Granada**



CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS  
ESTACIÓN EXPERIMENTAL DEL ZAIDÍN

Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental  
Biogeoquímica de Isótopos Estables

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Departamento de Ingeniería Civil

**COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL VAPOR DE AGUA  
ATMOSFÉRICO EN EL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA**

Memoria de Tesis Doctoral presentada para optar al Grado de Doctor por  
Jorge Raya Garrido, defendida el 11 de diciembre de 2003,  
obteniendo la calificación de:  
*Sobresaliente Cum Laude por Unanimidad.*

Directores:

Dr. D. Emilio Reyes Camacho

Dr. D. Antonio Delgado Huertas

El profesor Dr. D. Emilio Reyes Camacho, Investigador Científico del Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental. Biogeoquímica de Isótopos Estables y el Dr. D. Antonio Delgado Huertas, Científico Titular del Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental. Biogeoquímica de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín (CSIC),

**CERTIFICAN que,**

Los trabajos de investigación que se exponen en la presente Memoria de Tesis Doctoral titulada “COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL VAPOR DE AGUA ATMOSFÉRICO EN EL SURESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA”, fueron realizados en el laboratorio de Biogeoquímica de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín, por el licenciado en Ciencias (Geología) D. Jorge Raya Garrido bajo su dirección y supervisión, durante el periodo de tiempo 1999-2003.

*AGRADECIMIENTOS.*

*Es difícil escribir esta parte sin caer en dos errores importantes. El primero, olvidar a alguien, y en segundo, y no menos importante, aburrir al lector. Espero por tanto, que estos agradecimientos no sean un mero listado de nombres, sino que todos y cada uno de los que he enumerado ha significado algo para mí durante estos cinco años que ha durado la realización de esta tesis doctoral.*

*A mis padres.*

*Mi primer agradecimiento es a mis padres, Jerónimo Raya Arance y Rosario Garrido Cobo, por intentar infundirme a lo largo de mi vida valores férreos como el de la dignidad de la persona, la sinceridad, la rectitud, la bondad y la honradez, de los que ellos siempre han hecho gala, y que han sido para mí de gran ayuda, para tener unos cimientos fuertes en los que apoyar los pilares en los cuales sustentar mi vida.*

*A mis directores*

*A mis directores de tesis, los doctores D. Emilio Reyes Camacho y D. Antonio Delgado Huertas, por haberme dado la oportunidad de introducirme en el mundo de la investigación, y poder realizar esta tesis doctoral. Quiero agradecerles además, su ayuda, apoyo y enseñanzas a lo largo de este periodo de mi vida, sin olvidar la profunda amistad que me ha unido a ellos, no sólo en el plano profesional, sino también en el personal. Emilio y Antonio no han sido únicamente mis directores de Tesis. Han sido y son bastante más. También quiero agradecerles el haber intentado infundirme la comprensión, la sabiduría, el conocimiento y un espíritu de trabajo que daban continuamente, no con palabras, sino como debe de ser, con su ejemplo diario.*

*A Adriana.*

*Agradecer a Adriana Marulanda Aguirre, por ser ante todo, la mejor “compañera de trabajo” que una persona pueda desear. A ella quiero recordarla por ser el bastón en el cual me he ido apoyando en los momentos de debilidad.*

*A mis compañeros de la EEZ.*

*Quiero recordar a mis compañeros del laboratorio: Dr. Rafael Núñez, Alicia y Arsenio. También a los que ya se fueron, pero siguen siendo amigos: Alberto, Guillermo, Jesús, Marta y Conchi.*

*A D. Jose Luis Díaz Molina, por su amistad, simpatía y por ayudarme en el muestreo, además de “mantener vivo” mi viejo coche, el cual ha sido vital en el término de esta tesis..*

*A la Dra. Mercedes Campos y a su equipo, por proporcionarme los datos meteorológicos. Al Dr. José Ramón Francia Martínez (Instituto de Investigaciones Agrarias, Estación Experimental Forestal) por recoger las muestras de agua de lluvia en Las Alpujarras. A D. Jorge Calancha (Patronato de la Alhambra y el Generalife) por hacerlo en el Generalife. Sin olvidar a D. José Ruiz y a D<sup>a</sup> Adela Fernández, por recoger muestras en Guadix y en Alquife, que aunque no se han incluido en esta tesis, me han proporcionado un conocimiento general de la zona. También al Dr. Ronald Smith (Yale University, USA) por la ayuda prestada. Quiero agradecerle a mi tutor, el Dr. Clemente Irigaray Fernández, la ayuda que me ha prestado en esta Tesis Doctoral, y también al departamento de Ingeniería Civil.*

*Y en general a todas las personas de la Estación Experimental del Zaidín, en especial a los doctores José Miguel Barea y Juan Sánchez Raya, por su simpatía cuando me los he encontrado por la Estación a lo largo de estos años, lo que me ha infundido ánimos para seguir adelante.*

*A mi familia.*

*A mis hermanos, Jerónimo y Manolo por haberme soportado toda mi vida. También a mi futura cuñada Maribel Porres y Cristina Hurtado.*

*A mis tíos y padrinos, Francisco Ramos Bossini y Angustias Garrido Cobo, por sus consejos y ánimos, a lo largo de mi vida y durante esta tesis, ya que siempre los he admirado y querido profundamente. También a mi tío Manuel, y a mis primos Federico, Alejandro, Estrella, Cari, Susana, Manolo, Ana, Inma y Luisa.*

*A mis amigos.*

*Una de las cosas en las cuales puedo decir que estoy orgulloso, es de las amistades que he podido conservar a lo largo de mi vida, ya que los amigos de verdad son los que no necesitan ser cultivados día a día, sino que como los buenos vinos, se crean en barricas cerradas sin poder verlos durante un largo periodo de tiempo, y cuando los destapas ha crecido su valor.*

*Quiero agradecer a Manuel Saiz-Pardo Lizaso y Jose Luis Delcerro Grau, por su amistad que me han brindando desde que nos conocemos, que ya va siendo una gran parte de nuestra vida, pero sobre todo, de una forma particular, los consejos que me han dado durante esta tesis. También al resto de mis amigos: Javier Luzón, José Luis Font, Pedro, Mariconchi, Lucía, Toni, Gloria, Melchor, Mercedes, Frank, Alejandro, Marija, Galo, Gracia, Salomé, Cristina, Mayrata, Patricia, Ernestina, M<sup>a</sup> José, Machú, Maite y Celia.*

*A mis padres, Jerónimo y Rosario.*

*“Al mar todos los ríos van, y el mar nunca se llena,  
sin embargo, hacia esa meta caminan todos los ríos”  
(Biblia de Jerusalén, traducción inglesa, 1970)*

## **ABREVIATURAS**



**ABREVIATURAS MÁS UTILIZADAS EN EL TEXTO.**

**$\alpha$** : Fraccionamiento isotópico.

**$\delta$** : Unidad de medida de los isótopos estables. Es la desviación relativa de las razones isotópicas de la muestra y el patrón en tanto por mil.

**‰**: Tanto por mil.

**A.B.L.**: Atmospheric Boundary Layer (C.L.P.).

**C.L.P.**: Capa Límite Planetaria.

**C.P.**: Campaña desde Capileira hasta Sierra Nevada. Vertiente Suroeste de Sierra Nevada.

**$d$** : Exceso en deuterio.

**D**: Deuterio.

**GR-S.N.**: Campaña desde Granada hasta Sierra Nevada. Vertiente Noroeste de Sierra Nevada.

**h**: Humedad relativa.

**$l/m^2$** : litros por metro cuadrado.

**m s.n.m.**: Metros sobre el nivel del mar.

**M-GR**: Campaña desde Motril hasta Granada.

**Máx**: Máximo

**Mín**: Mínimo

**MWL**: (Meteoric Water Line). Línea meteórica de Craig.  $\delta^2H=8\delta^{18}O+10$ . (Craig, 1961).

**N**: Número de muestras.

**$N/\delta^2H$** : Número de muestras en las que se ha medido la composición isotópica del hidrógeno.

**$N/\delta^{18}O$** : Número de muestras en las que se ha medido la composición isotópica del oxígeno.

**$N \delta^2H/\delta^{18}O$** : Número de muestras en las que se ha medido la composición isotópica tanto del hidrógeno como del oxígeno.

**Pp**: Precipitación.

**ppb**: Partes por billón (billón americano: 1.000.000.000).

**Q; q:** Humedad específica.

**R:** Razón isotópica.

**T; t:** Temperatura en ° C.

**V-SMOW:** Vienna-Standard Mean Ocean Water. Patrón isotópico internacional para el agua.

**z:** Altitud (metros sobre el nivel del mar).

## **ÍNDICE**



***Pág.: 12-15***

## ÍNDICE

<b>I.</b>	<b>PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS .....</b>	<b>17</b>
<b>II.</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>22</b>
1.	Ciclo global del agua .....	22
1.1.	Características generales del agua .....	22
1.2.	El origen del agua en la Tierra.....	25
1.3.	El ciclo hidrológico .....	25
1.3.1.	Evaporación .....	27
1.3.2.	Transpiración .....	30
1.3.3.	Evapotranspiración .....	30
1.3.4.	Condensación .....	31
2.	La atmósfera.....	36
3.	Aspectos generales de los isótopos estables del agua y su fraccionamiento isotópico .....	44
3.1.	Efectos isotópicos.....	45
3.2.	Fraccionamiento isotópico .....	48
3.2.1.	Intercambio isotópico .....	48
3.2.2.	Fraccionamiento cinético .....	50
3.2.3.	Factor de fraccionamiento isotópico.....	51
3.2.4.	Evaporación y condensación .....	51
3.3.	Concepto de $\delta$ y patrones isotópicos.....	54
3.4.	Parámetros que influyen en la composición isotópica del agua de precipitación .....	56
3.5.	Exceso en deuterio .....	60
4.	Composición isotópica del vapor de agua atmosférico.....	62
4.1.	A escala superficial.....	62
4.2.	Troposfera: relación con la altitud.....	65
4.3.	En la estratosfera .....	66

<b>III.</b>	<b>MATERIALES Y MÉTODOS</b> .....	<b>69</b>
1.	Mecanismos de obtención del vapor atmosférico.....	69
2.	Análisis isotópicos.....	72
2.1.	Principios básicos de un espectrómetro de masas.....	73
2.2.	Análisis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua.....	77
2.3.	Análisis $^2\text{H}/^1\text{H}$ del agua.....	79
2.4.	Medidas isotópicas en el MAT 251.....	80
2.4.1.	Sistema de preparación y extracción del $\text{CO}_2$ para el análisis del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el Finnigan MAT 251.....	81
2.4.2.	Sistema para la determinación de la composición isotópica del hidrógeno del agua en el espectrómetro Finnigan MAT 251.....	83
2.5.	Medidas isotópicas de $^{18}\text{O}/^{17}\text{O}$ y $^2\text{H}/^1\text{H}$ en el espectrómetro Finnigan DELTA PLUS XL con el sistema GAS BENCH II.....	84
3.	Medidas de las variables meteorológicas y localización en el campo.....	90
<b>IV.</b>	<b>CARACTERIZACIÓN DE LAS ZONAS DE MUESTREO</b> .....	<b>92</b>
1.	Campaña del vapor de agua atmosférico.....	94
1.1.	Estudio sistemático en la ciudad de Granada.....	94
1.2.	Estudio del vapor de agua atmosférico en las distintas vertientes de Sierra Nevada.....	97
1.2.a.	El clima de Sierra Nevada.....	98
1.2.b.	Los pisos bioclimáticos en Sierra Nevada.....	99
1.2.1.	Eje Granada-Sierra Nevada (ladera del Veleta, vertiente Noroeste).....	101
1.2.2.	Eje Marquesado del Zenete-Puerto de la Ragua-Las Alpujarras.....	105
1.2.3.	Eje Capileira-Sierra Nevada.....	108
1.2.4.	Eje costa de Motril-Granada.....	109
2.	Campaña del agua de precipitación.....	112
2.1.	Estación en Granada capital.....	112
2.2.	Estación en el Generalife.....	112
2.3.	Estación en Lanjarón (Alpujarras, Granada).....	113
2.4.	Estación en Arquillas (Alpujarras, Granada).....	113
2.5.	Estación en Posturas (Alpujarras, Granada).....	114

2.6.	Nieve precipitada en Sierra Nevada (vertiente Noroeste).....	116
<b>V.</b>	<b>RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....</b>	<b>118</b>
<b>V.1.</b>	<b>Composición isotópica del vapor de agua atmosférico: Efecto altitud.....</b>	<b>118</b>
<b>V.1.1.</b>	<b>La estribación Oeste de Sierra Nevada .....</b>	<b>118</b>
1.1.1.	La vertiente Noroeste de Sierra Nevada (Granada-Sierra Nevada) .....	119
1.1.2.	Trayecto Motril-Granada.....	126
1.1.3.	La altitud en la vertiente Noroeste de Sierra Nevada, y al Oeste de sus estribaciones (Motril-Granada y Granada-Sierra Nevada).....	131
1.1.4.	La humedad relativa y la temperatura en la vertiente Noroeste de Sierra Nevada, y al Oeste de sus estribaciones (Motril-Granada y Granada-Sierra Nevada) .....	161
1.1.4.1.	Relación entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico y la humedad relativa .....	161
1.1.4.2.	Relación entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico y la humedad relativa y la temperatura.....	191
<b>V.1.2.</b>	<b>La vertiente Sureste de Sierra Nevada, estribación Oeste de Sierra Nevada (Capileira-Sierra Nevada) .....</b>	<b>196</b>
<b>V.1.3.</b>	<b>Las vertientes del Puerto de la Ragua (estribación Este de Sierra Nevada).....</b>	<b>209</b>
<b>V.1.4.</b>	<b>Discusión .....</b>	<b>218</b>
<b>V.2.</b>	<b>Composición isotópica del vapor de agua atmosférico en Granada.....</b>	<b>245</b>
V.2.1.	$\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ .....	248
V.2.2.	El exceso en deuterio ( <i>d</i> ).....	269
V.2.3.	Influencias de la humedad relativa y la temperatura del aire.....	305
<b>V.2.4.</b>	<b>Discusión .....</b>	<b>325</b>
<b>V.3.</b>	<b>Composición isotópica del agua de precipitación .....</b>	<b>342</b>

V.3.1. Granada.....	342
V.3.2. Generalife .....	345
V.3.3. Lanjarón (Las Alpujarras, Granada) .....	348
V.3.4. Arquillas (Las Alpujarras, Granada).....	351
V.3.5. Posturas (Las Alpujarras, Granada) .....	353
V.3.6. Nieve en Sierra Nevada (vertiente Noroeste) .....	355
<b>V.3.7. Discusión .....</b>	<b>360</b>
<b>VI. CONCLUSIONES.....</b>	<b>372</b>
<b>VII. REFERENCIAS.....</b>	<b>375</b>
<b>VIII. APÉNDICES.....</b>	<b>393</b>
Apéndice I .....	393
Apéndice II .....	399
Apéndice III .....	406

## **I. *PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS***

---

---

***Pág.: 17-20***

## I. PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS.

En lugares como el sur de la Península Ibérica donde el agua es un bien relativamente escaso, resulta básico caracterizar todos aquellos parámetros y factores con los que está relacionada. Frecuentemente se caracterizan a partir de los elementos y partículas que el agua transporta en solución, olvidando, sin embargo, de que sus componentes mayoritarios son oxígeno e hidrógeno, mientras que los elementos disueltos son, en comparación, extraordinariamente minoritarios. La química tradicional indica tan solo tipos de compuestos o elementos, pero mediante estudios isotópicos se puede caracterizar el verdadero quimismo del agua; su contenido en  $^{18}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{16}\text{O}$ , y en  $^2\text{H}$ ,  $^1\text{H}$  que son reflejo directo de su “historia”.

El vapor atmosférico es una parte muy importante del ciclo hidrológico y, evidentemente, su estudio es fundamental para el conocimiento del medio ambiente. En este contexto conocer la “historia” de las masas nubosas y comprender su dinámica resulta de gran interés, siendo las técnicas isotópicas una herramienta muy eficaz para ello, ya que los isótopos del O e H constituyen unos excelentes trazadores naturales que no necesitan ser introducidos en el medio ambiente.

Si bien las señales isotópicas de las aguas superficiales y de precipitación son, relativamente, bien conocidas, existe una laguna importante en lo que respecta al conocimiento de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico. De hecho, aunque en la Península Ibérica son relativamente escasos los estudios isotópicos sobre aguas superficiales, ya sea de precipitación o subterráneas, aun son más insuficientes los relativos a la humedad atmosférica. De hecho, a pesar de su enorme importancia ambiental, a escala europea estos estudios son relativamente escasos. Hasta el momento no se tiene constancia de ningún trabajo en la literatura científica, en el que se haya estudiado la composición isotópica del vapor de agua atmosférico a nivel de superficie, en diferentes altitudes.

Como se ha comentado anteriormente, la distribución de los isótopos de  $H_2$  y  $O_2$  en las aguas de lluvia está, relativamente, bien documentada a nivel mundial, principalmente gracias a la IAEA (International Atomic Energy Agency) y por la WMO (World Meteorological Organization), que han fomentado la creación de una red mundial, con periodicidad mensual desde el inicio de los sesenta, sobre todo a partir de 1964, hasta la actualidad. Históricamente, los primeros estudios isotópicos sobre aguas se concentraron en aguas de lluvia (Riesefeld y Chans, 1936). El primero de ellos se basó en las razones isotópicas del oxígeno ( $^{18}O/^{16}O$ ), y posteriormente en las razones  $^2H/^1H$  de aguas naturales (Friedman, 1953). Dansgaard en 1964 estudió detalladamente la variación del  $^{18}O/^{16}O$  en la precipitación global, incluyendo una razonada explicación del comportamiento meteorológico. Este trabajo fue la semilla de los trabajos globales de los “isótopos en las precipitaciones” formando la malla de las organizaciones WMO y la IAEA.

Algunas de las publicaciones más relevantes de la precipitación en forma de nieve se deben a Dansgaard et al, 1973; Lorius y Merlivat, 1977; Morgan, 1982; Lorius, 1983; Holdsworth et al., 1991, etc. En estudios de la precipitación en áreas locales se pueden citar los de Gat y Dansgaard, 1972 y Siegenthaler y Oeschger, 1980. Entre los trabajos dedicados al estudio de la variación isotópica en precipitaciones individuales se pueden señalar los de Kato, 1978; Gedzelman y Lawrence, 1982 y Yapp, 1985. Schoch-Fisher et al, 1984 estudiaron variaciones diarias. Publicaciones que traten de la composición isotópica de la precipitación y de aguas subterráneas en la Península Ibérica se pueden citar a: López-Vera et al., 1981; Benavente et al., 1990; Cruz-San Julián et al., 1992; López-Vera et al., 1995; Vandenschrick et al., 2002.

En cuanto a publicaciones que traten de la composición isotópica del vapor atmosférico, con medidas en perfiles verticales de la atmósfera se pueden citar las de Ehhalt y Ostlund, 1970; Taylor, 1972, 1984; Ehhalt, 1974; Jouzel, 1979; He, 1998; He y Smith, 1999. Estudios realizados a nivel del suelo

tenemos los de Craig y Gordon, 1965; Schoch-Fisher et al, 1984; White et al, 1984; Saxena y Erikson, 1985; Helmut y Sonntag, 1991; He et al., 2001 y Yepez et al. 2003.

Por lo tanto, el estudio isotópico del agua a nivel mundial está acotado en unas cuantas parcelas, dejando otras vacías o muy poco desarrolladas, como ocurre con el objeto de este trabajo.

Con el fin de aportar datos que rellenen esta laguna, se ha dividido el trabajo en tres bloques de estudio con diferentes objetivos:

✚ Investigar, a través de los isótopos estables del vapor de agua atmosférico a nivel superficial, cómo se comporta la baja troposfera cuando se encuentra una cadena montañosa con un desnivel como el de Sierra Nevada, haciendo hincapié en las posibles interconexiones e intercambios de vapor de agua desde la atmósfera libre a la Capa Límite Planetaria, y en la dinámica que se produce en esta parte de la atmósfera. Además de la relación del vapor con las diferentes situaciones meteorológicas que se producen en cada momento, y con las variables cuantitativas atmosféricas más importantes (humedad relativa y temperatura del aire). Esta parte del trabajo, además de la importancia que tiene en sí misma, adquiere un valor añadido debido a que existen pocos trabajos o ninguno a escala mundial, al menos que se tenga constancia hasta el momento, en el que se estudien estos procesos. Por lo tanto, se presenta como una primicia, que puede abrir nuevos caminos de investigación en esta parte tan importante del ciclo hidrológico y de la dinámica atmosférica.

✚ Estudiar cómo se comportan el vapor de agua atmosférico con diferentes variables meteorológicas que afectan en la superficie del suelo (humedad relativa y temperatura del aire, velocidad y dirección del viento, cantidad de insolación), en un sistema natural donde existen diferentes orígenes de agua conocidos, y poder ver las interacciones que existen en

cada una de ellas. Aunque existen algunos trabajos similares en la literatura, éstos son realmente escasos, y todos se han realizado en zonas climáticas completamente diferentes a la del presente estudio, en la que domina un clima Mediterráneo. Para ello se ha realizado el estudio sistemático, a lo largo del tiempo, en un lugar concreto (Granada)

✚ Por último, estudiar la variabilidad isotópica del agua de precipitación en diferentes lugares de la zona. El propósito principal ha sido el apoyo de los trabajos del vapor de agua, ya que como se realizaba a nivel del suelo, la composición isotópica de la precipitación resultaba de una importancia vital. Pero, además, debido a la escasez de datos isotópicos en la precipitación de la zona en la literatura, es de esperar que también sirvan como base para posibles investigaciones posteriores en la región.

Es importante resaltar que el estudio del vapor atmosférico puede ayudar en el futuro, no sólo a comprender la dinámica actual del clima en relación con el cambio global, sino también en estudios paleoclimáticos y, lo que es más importante, en la variabilidad climática del futuro, ya que para comprender esta última, es necesario comprender en detalle el comportamiento de determinados parámetros actuales.

En definitiva, este trabajo de investigación que se presenta como Tesis Doctoral, ha intentado llenar diferentes lagunas en esta parte tan importante del ciclo hidrológico, que a pesar de su interés, no ha tenido un eco paralelo en su investigación hasta el momento, quizá por la dificultad y laboriosidad en el muestreo. También se ha querido que el presente estudio sea una herramienta eficaz, en futuros trabajos científicos y prácticos en meteorología, medio ambiente e hidrología.

## **II. INTRODUCCIÓN**

---

---

***Pág.: 22-67***

## II. INTRODUCCIÓN.

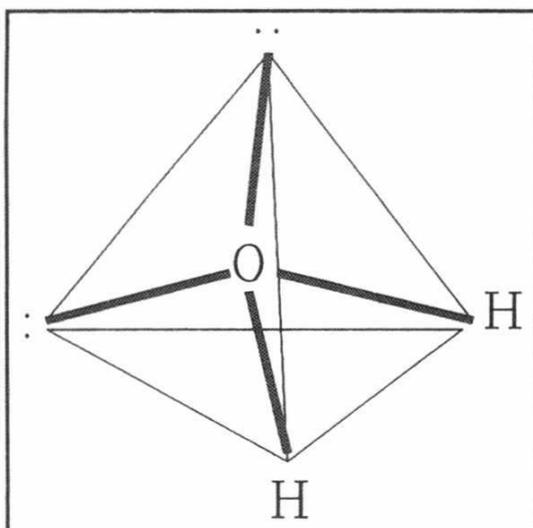
### 1. CICLO GLOBAL DEL AGUA.

#### 1.1. Características generales del agua.

La abundancia y distribución del agua, hace que sea la sustancia más importante para que el planeta Tierra sea único en el sistema Solar, ya que es indispensable para la vida, y es el responsable del régimen climático global. Esto se debe a que tiene unas características moleculares anómalas, y en las condiciones de presión y temperatura que dominan el planeta, puede presentarse en los tres estados: sólido, líquido y gaseoso.

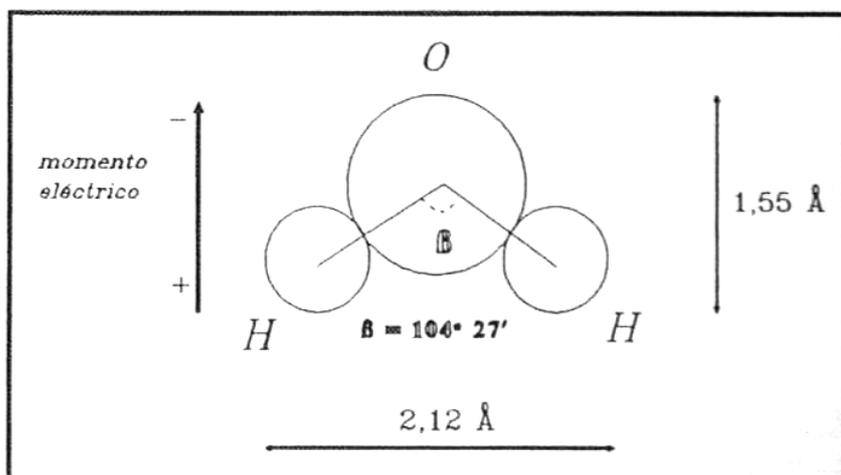
El agua pura es una estructura fluida y heterogénea de moléculas, de grupos moleculares y de iones  $H^+$  y  $OH^-$ , en estructuras fluctuantes con una considerable proporción de puentes de hidrógeno. Cuando dos átomos de hidrógeno se unen con uno de oxígeno para formar la molécula de agua, el hidrógeno aporta su único electrón, combinándose con los seis del oxígeno alcanzan los ocho en la última capa electrónica. Esto le confiere la estabilidad que caracteriza al agua. Gracias al tipo de enlace, la configuración de la molécula adquiere forma tetraédrica (fig. 2.1).

Pero esto no es lo único que proporciona a la molécula de agua las propiedades que lo caracterizan, ya que la electronegatividad del oxígeno condiciona una fuerte atracción del electrón de los átomos de hidrógeno, haciendo que sea un dipolo eléctrico, ya que el oxígeno queda con una cierta carga negativa y los hidrógenos con carga positiva (fig. 2.2).



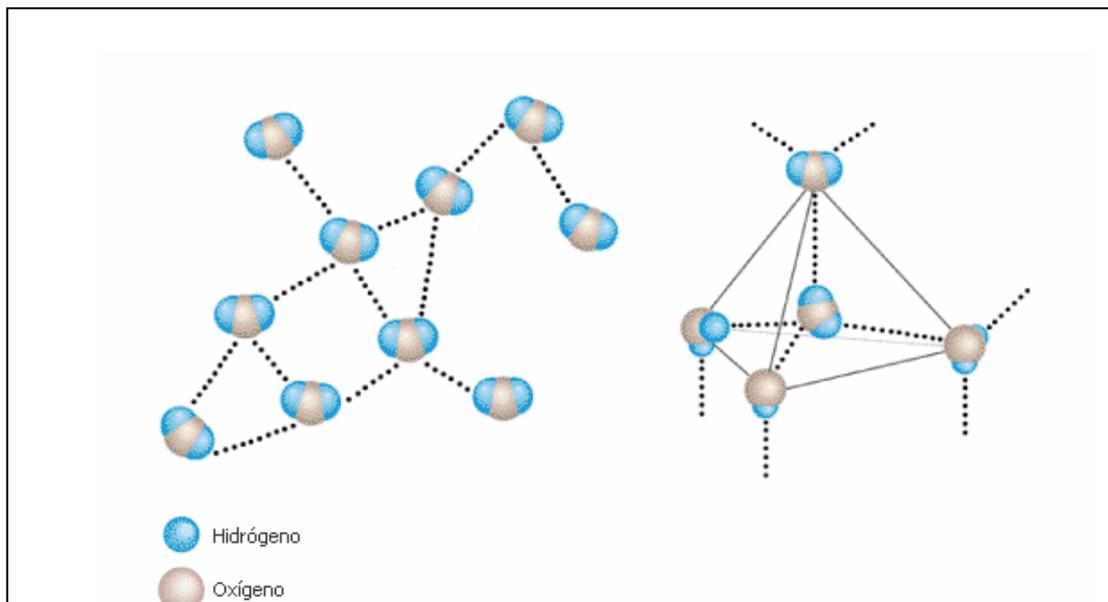
**Fig. 2.1.** Estructura tetraédrica de la molécula de agua (Pérez López, J. A. y Espigares García, M., 1995)

Estos dipolos se atraen entre sí produciendo agrupaciones moleculares aproximadamente de 100 unidades, unidas por enlaces de hidrógeno, tanto en el agua líquida como en el hielo, con fuerzas semejantes en magnitud a las de Van der Waals (fig. 2.3). Se deben aplicar fuerzas mucho mayores de las necesarias para cualquier otro compuesto de la misma naturaleza, para romper estos enlaces. Así, los puntos de fusión y ebullición del agua son mucho mayores de los que teóricamente le corresponderían.



**Fig. 2.2.** Dipolo de la molécula de agua (Pérez López, J. A. y Espigares García, M., 1995).

La ruptura de los puentes le confiere una elevada constante dieléctrica, que condiciona sus propiedades como disolvente de compuestos polares, mientras que la tensión superficial y viscosidad son de extraordinaria importancia para muy diversos organismos.



**Fig. 2.3.** Enlaces de hidrógeno en el agua (Encarta, 2002).

La densidad del agua sólida es menor que la del agua líquida (un 10% menor), lo cual la diferencia de los demás compuestos. La causa de este fenómeno radica en la propiedad de las moléculas de agua de atraerse mutuamente, y esta atracción es máxima a los 4° C, temperatura donde se alcanza la máxima densidad (para H<sub>2</sub><sup>16</sup>O).

Estas propiedades físico-químicas le confieren al agua unas características que no poseen otros fluidos y que son de una enorme trascendencia para el desarrollo de la vida. El efecto termorregulador en los seres vivos es función de su elevada capacidad calorífica y del alto valor del calor de fusión y evaporación, que también tienen una importancia capital en la regulación del clima.

## **1.2. El origen del agua en la Tierra.**

El origen del agua en el sistema solar es probable que se deba a los procesos de fusión termonucleares. La cantidad total de agua en la Tierra es de, aproximadamente, el 0.4% de su volumen total, con un volumen de  $8,2 \cdot 10^9$   $\text{Km}^3$ . La mayoría está química y físicamente contenida en las rocas y minerales de la corteza y en el manto. La cantidad de agua libre formando la hidrosfera se estima en  $1,4 \cdot 10^9$   $\text{Km}^3$ , representando el 17% de la cantidad total del agua en la Tierra, donde el 96% está almacenada en los océanos.

Globalmente se acepta que la mayoría del agua en la hidrosfera tiene su origen en la desgasificación del Manto gracias a las erupciones volcánicas producidas a lo largo de los 4.500 m.a. de historia de la Tierra. La producción por este proceso es de alrededor de  $1 \text{ Km}^3/\text{año}$ . No obstante no puede descartarse que parte del agua de la Tierra le deba su origen a las colisiones de material cósmico, hay que tener en cuenta que la cantidad total de agua en nuestro sistema solar es de unas 100.000 veces la masa del agua en nuestros océanos (Kotwicki, 1991).

## **1.3. El ciclo hidrológico.**

El ciclo hidrológico se puede definir como la circulación global del agua entre la superficie terrestre, los océanos y la atmósfera. Los procesos más importantes que se producen en ella son la evaporación, transpiración, condensación, precipitación, acumulación, infiltración y escorrentía.

Gracias al ciclo hidrológico la temperatura permanece moderada y favorable en la Tierra; éste, junto con la radiación solar, forma la fuente principal de la producción biológica primaria.

Desde las masas de aguas oceánicas y continentales se desprende constantemente vapor debido al calentamiento solar, incorporándose a la atmósfera donde es desplazado por los cinturones de viento que dominan el planeta. Al enfriarse, el vapor de agua se condensa en minúsculas gotas formando las nieblas y las nubes, que posteriormente darán lugar a precipitaciones de lluvia, nieve o granizo. Durante su caída parte de la precipitación puede ser de nuevo evaporada y mantenerse en el aire, dependiendo de la temperatura y de la cantidad de vapor de agua que esté contenida en la atmósfera en ese momento, el resto regresa a los océanos y continentes.

La parte del agua que finalmente alcanza el suelo de los continentes va a seguir diferentes caminos:

a) Se almacena en la superficie, en forma de charcas y lagunas. En este caso, el agua volverá pronto a la atmósfera en forma de vapor. Pero cuando se almacena en forma sólida, como en los casquetes polares, glaciares, etc. el periodo de residencia será mucho mayor.

b) Escorrentía superficial, que va a formar los ríos que llevan el agua a los lagos o finalmente al mar.

c) Infiltración, existe una parte del agua que va a penetrar dentro del suelo, y que permanecerá periodos de tiempo diferentes según las condiciones del subsuelo, pero que volverá al ciclo hidrológico por movimiento ascendente de capilaridad o por alcanzar ríos y océanos.

En resumen, el ciclo hidrológico es un sistema abierto, con entradas y salidas, con un “motor” principal que es la energía solar que evapora y eleva el agua, y que gracias a la gravedad hace que, una vez condensado el vapor, precipite y circule hacia los lugares más bajos.

### 1.3.1 Evaporación.

En este proceso se produce el cambio de estado del agua de líquido a vapor. Esto se consigue siempre que se aporte la energía necesaria para vencer la atracción intermolecular de las partículas del agua. En estado sólido las moléculas de agua se encuentran atraídas por la fuerza de cohesión interna y mantienen distancias más o menos constantes, sin olvidar los movimientos vibratoriales correspondientes. Al añadir calor el movimiento aumenta y las moléculas se desplazan unas sobre otras o colisionan entre sí, con lo cual no existen posiciones fijas, en este estado el agua se presenta como líquido. Si se sigue aumentando la energía calorífica, la agitación de las moléculas es mayor y algunas de ellas adquieren velocidades superiores a las que en promedio tienen las restantes, en este caso, si están próximas a la superficie libre, pueden vencer la fuerte barrera que representa la tensión superficial y pasan al aire convertidas en partículas de vapor.

La medida de la tendencia a la evaporación del agua la proporciona la llamada tensión de vapor del agua líquida ( $e_v$ ), es decir, la presión sobre el aire de las moléculas que se escapan del líquido. En sentido inverso actúa el vapor de agua sobre la superficie líquida, a esto se le denomina presión parcial del vapor de agua ( $e_p$ ), esto da una medida de la cantidad de moléculas de vapor que pasan de nuevo al agua. En el momento en que los valores de ambas medidas se igualan el aire alcanza la saturación. La  $e_v$  depende de la temperatura del agua líquida, por tanto, a mayor temperatura de esta, mayor es la energía de agitación de las moléculas y con más facilidad se evaporan. En cambio  $e_p$  es función de la temperatura del gas, del volumen del mismo y del número de moléculas de vapor de agua. Aplicados estos principios a las condiciones naturales de la atmósfera, el volumen no tiene influencia y es escasa la influencia debida al número de moléculas, por lo cual la temperatura del aire es la variable fundamental.

El proceso de vaporización requiere el aporte de gran cantidad de energía. Por ejemplo, a la temperatura de 0° C, para evaporar 1 g de agua se precisan  $2,48 \cdot 10^6$  J, aproximadamente 600 calorías/gramo. Cuando el cambio de estado es de sólido a líquido la energía necesaria es de  $3,33 \cdot 10^5$  J/Kg., esta cantidad es a la que se denomina calor latente de fusión. Si el agua está en fusión se necesitan  $2,25 \cdot 10^6$  J/Kg. (Cuadrat, J. M., 1997).

Esta energía calorífica que se ha utilizado se va a transmitir a la atmósfera, y está almacenada en el vapor de agua en forma de calor latente de vaporización. Así la superficie del líquido no evaporado se enfría en una cantidad proporcional al calor perdido, por lo cual, para que la evaporación se mantenga será necesario un aporte de energía cada vez mayor. En cambio, en la condensación, el mismo calor absorbido se va a liberar y volverá como calor latente de condensación, ya sea a la superficie o a la atmósfera, y por ello la temperatura del suelo o del aire aumentará.

Gracias a todos estos cambios de calor se consigue regular la temperatura de la Tierra sobre todo a lo que se refiere a cambios diarios. Durante las horas diurnas se produce la evaporación y en la noche la condensación, de manera que si no existiera la humedad atmosférica las diferencias de temperatura entre el día y la noche serían de un centenar de grados centígrados. Por lo tanto, la absorción del calor latente juega un papel trascendental en el calentamiento de la atmósfera.

Los factores más importantes en la velocidad de la evaporación son: la temperatura, el grado de saturación, el viento, la superficie de evaporación, composición del agua y la composición isotópica.

- a) La temperatura. Es el factor más importante, la cantidad de agua evaporada será mayor cuanto más elevada sea la evaporación.

- b) Grado de saturación. Debido a que la capacidad del aire para almacenar vapor es limitada, el cambio de estado del agua dependerá del grado de saturación de la atmósfera. Es por lo que la evaporación será rápida cuando se produzca en ambiente seco y progresivamente más lenta cuanto mayor es la humedad ambiental, puesto que en este caso el número de moléculas que vuelven al agua es cada vez mayor. Si se expresa en términos de presión de las moléculas de agua la evaporación será mayor cuanto mayor sea la diferencia entre la tensión de vapor de la superficie evaporante y la presión parcial de vapor de agua en el aire, y disminuye proporcionalmente con aquella.
  
- c) Viento. El aire, al desplazarse arrastra el agua evaporada y mantiene el grado de saturación en niveles bajos, con lo que se favorece la continuidad de la evaporación.
  
- d) Superficie de evaporación. Cuanto mayor es la superficie del agua que está sufriendo la evaporación, mayor será la cantidad de agua que se evapora.
  
- e) Composición del agua. Cuanto mayor es la concentración de sales disueltas en ella la evaporación será menor, ya que se disminuye la tensión superficial. En los océanos se evapora el agua alrededor de un 5% menos que el agua normal.
  
- f) Composición isotópica del agua. Tanto el protio como el  $^{16}\text{O}$  tienden a evaporar antes que los más pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ ).

### **1.3.2 Transpiración.**

Se puede definir como la emisión o pérdida de agua de las plantas en forma de vapor en el desarrollo de sus funciones vitales. En este proceso se produce una extracción de agua del suelo por las raíces, pasando a través de ellas para ser transferidas al exterior por las membranas de las células superficiales, principalmente por los estomas de las hojas.

La transpiración va a depender de las características de la propia planta y las condiciones de humedad del suelo y de la atmósfera. En principio la intensidad está ligada a la especie vegetal y a su superficie foliar. Los árboles de hoja caduca dejan de transpirar casi por completo durante el invierno, algunas plantas de las regiones áridas pierden sus hojas en la estación seca para protegerse de las pérdidas de agua, y en general, todas cierran más sus estomas (Sharkey y Raschke, 1981; Biggins, 1987; Zeiger et al., 1987; Gotow et al., 1988). En este proceso es muy importante la temperatura, pues la transpiración se debilita con el frío y aumenta cuando los valores de aquélla se elevan, aunque está subordinada a ciertos umbrales críticos: sobre los 30° C la pérdida de agua disminuye, pero cuando se superan los 45° C se recupera de nuevo, debido principalmente a que los mecanismos de defensa de la planta dejan de actuar correctamente y la planta comienza a marchitarse.

### **1.3.3 Evapotranspiración.**

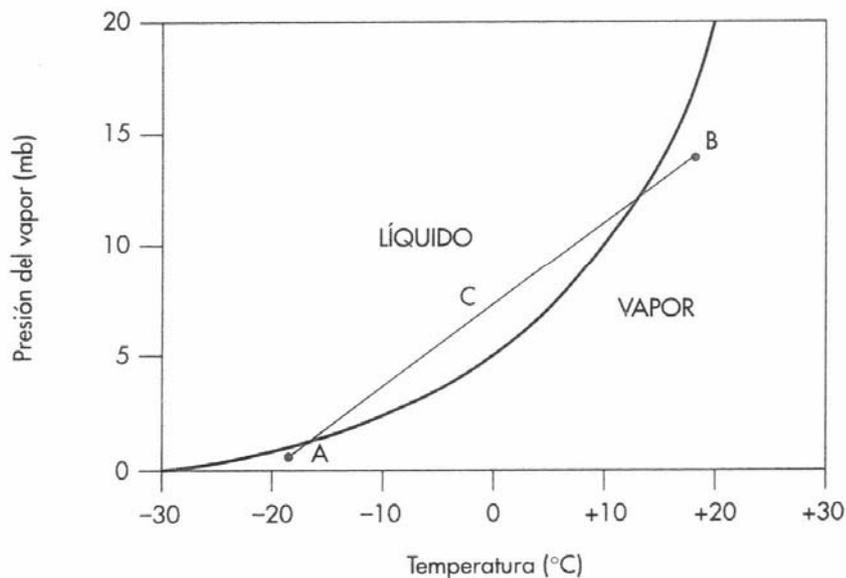
Se puede definir como la pérdida de humedad del suelo por la evaporación directa y la transpiración de las plantas. La evapotranspiración está limitada por el agua disponible, lo que obliga a diferenciar dos conceptos básicos, la evapotranspiración real (ETR) y la evapotranspiración potencial (ETP). La primera hace referencia a la cantidad de agua que se pierde realmente y la ETP es la cantidad máxima de agua que se puede perder con el clima y condiciones que existen en ese momento.

#### **1.3.4 Condensación.**

La condensación es la causa directa del rocío, la escarcha, la niebla, las nubes y todas las formas de precipitación. El cambio de estado del agua depende del equilibrio entre el volumen del aire, presión, humedad y temperatura. El parámetro físico más importante para que suceda es el descenso de la temperatura: cuando la masa de aire se enfría por debajo de su punto de rocío se satura, y el vapor que contiene se transforma en líquido. Aunque como se ha comentado antes se puede dar la condensación por procesos muy variados, como por ejemplo: un aumento del contenido de humedad en la atmósfera, por un cambio conjunto de temperatura y volumen del aire, etc.

Los mecanismos para que se dé el enfriamiento en la atmósfera y así se pueda producir la condensación son principalmente tres: Por mezcla de dos masas de aire a diferente temperatura, por radiación o contacto con una superficie fría y por enfriamiento adiabático.

1. La mezcla de dos masas de aire húmedo con temperaturas diferentes puede dar lugar a una capa de aire que esté saturada a la nueva temperatura, produciendo nubes o niebla en ella. En este proceso se supone que se unen dos masas de aire con temperaturas muy diferentes y que además tengan un gran contenido en humedad, con lo cual esto es bastante difícil que ocurra en la naturaleza, por lo que no es un mecanismo eficaz. Además de todo esto, el enfriamiento suele limitarse a la zona de contacto de las dos masas de aire, como ocurre a veces en las regiones costeras (fig. 2.4).



**Fig. 2.4.** Condensación del vapor por mezcla horizontal de dos masas de aire no saturadas, una fría (A) y otra cálida (B). La unión de ambas (C) cae dentro de la región húmeda, lo que explica la condensación (Cuadrat, J. M, 1997).

2. El enfriamiento por contacto se va a producir cuando el aire húmedo descanse sobre una superficie fría. La pérdida de calor del suelo por radiación va a enfriar el aire adyacente, y si se alcanza la saturación el vapor se va a condensar en forma de rocío, escarcha o niebla.

3. La expansión adiabática es el mecanismo más eficaz para que se produzca la condensación, ya que afecta de modo uniforme a grandes masas de aire. Este es el mecanismo responsable de la mayor parte de las condensaciones de la atmósfera y de las precipitaciones más abundantes.

El proceso adiabático se fundamenta en que todo gas tiene una cierta energía interna que depende de la presión y que domina su estado térmico. Si el gas en cuestión se expande, disminuye su temperatura; si se comprime, ésta aumenta. Los cambios térmicos adiabáticos son aquellos que se producen exclusivamente a la variación de la presión que actúa sobre un gas, y se realizan sin intercambio o mezcla de calor con el gas que le circunda.

Según la primera ley de la termodinámica el calor suministrado a un gas se invierte en producir un trabajo e incrementar su energía interna.

Suministro de calor = Incremento energía interna + realización de trabajo.

En un proceso adiabático, un aumento de volumen del gas supone un trabajo de expansión, y que esta se produce a expensas de la energía interna, lo que origina la disminución de la temperatura; ya que un proceso adiabático por definición no existe ningún tipo de aporte de calor.

La interpretación de los procesos adiabáticos se explica mediante las leyes mecánicas que gobiernan los cambios de presión de los gases atmosféricos, la de Boyle y la de Charles. La primera dice que, a una temperatura constante, el volumen de una masa de gas varía en proporción inversa a su presión:

$$P = \frac{k}{V}$$

P = presión del gas; V= volumen; k = constante.

Como la presión atmosférica disminuye con la altitud, cuando una masa de aire asciende, su volumen aumenta.

La ley de Charles dice que a una presión constante, el volumen de una masa de gas es directamente proporcional a la temperatura absoluta.

$$V = KT$$

V = volumen del gas; T = temperatura absoluta (° K); K = constante.

Si las dos leyes se combinan, las tres variables se relacionarán mediante la siguiente ecuación:

$$R = \frac{PV}{T}$$

R = constante de los gases para el aire seco.

Gracias a esta ecuación donde se combinan las variables temperatura, volumen y presión, toda porción de aire sometida a un movimiento ascendente, al sufrir una presión cada vez menor con la altura, aumenta su volumen por lo que la temperatura descenderá. Al contrario sucederá si el aire desciende y se comprime.

Los cambios de temperatura de las masas de aire que se mueven en la vertical son independientes de la temperatura de la atmósfera circundante, ya que en la atmósfera los ascensos y descensos de aire generalmente son adiabáticos, y también porque el aire es un mal conductor del calor y cuando se desplaza rápidamente actúa como un sistema cerrado que tiende a conservar su identidad térmica. Aunque se ha de comentar que esto es en teoría, ya que en realidad ningún proceso en la naturaleza es completamente adiabático.

La proporción con que varía la temperatura de una masa de aire que asciende del suelo o que desciende hacia él se conoce como gradiente adiabático de temperatura. Se pueden diferenciar dos tipos, uno seco y otro húmedo (Cuadrat, J. M., 1997).

- Gradiente adiabático del aire seco ( $\gamma$ ). Cuando el aire no está saturado, la masa de aire se enfría o calienta a razón de, aproximadamente, 0.98° C por cada 100 m de elevación o descenso.

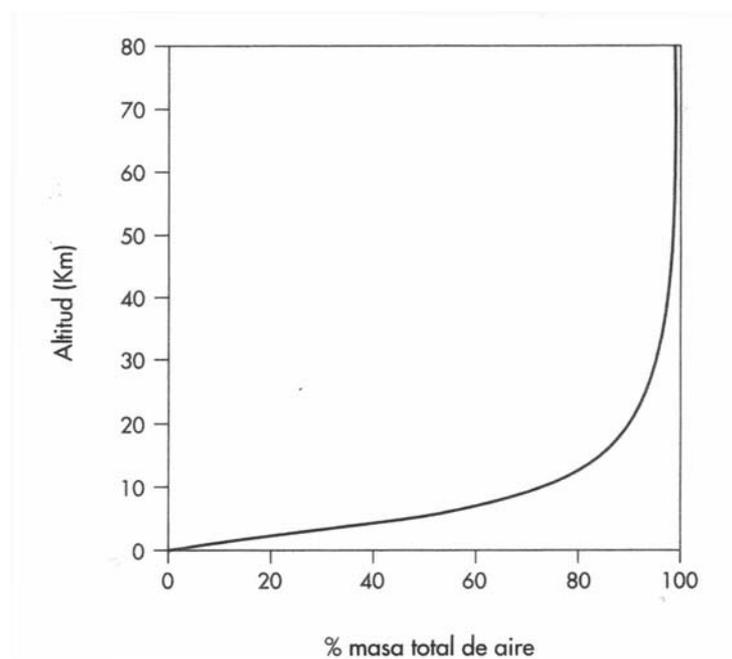
● Gradiente adiabático del aire saturado ( $\gamma'$ ). Si el aire está saturado los cambios de temperatura se producen a un ritmo menor, ya que si el aire asciende y se enfría, se produce una condensación del vapor de agua. Al producirse esta condensación se libera calor latente que contrarresta en parte el descenso térmico. El gradiente cerca del suelo es, aproximadamente, de 0.5 °C/100 m de altura, pero éste varía dependiendo de diferentes factores, como son la temperatura, la presión y la humedad.

Cuando una proporción de aire se mueve a lo largo de la vertical el tipo de gradiente normalmente se va a modificar en altura. El aire seco conforme asciende se enfría en virtud del gradiente adiabático seco, pero en el momento en el que alcanza la saturación el enfriamiento sigue según el gradiente adiabático húmedo o saturado. El nivel de condensación marca la base de las nubes, ya que a partir de esta el vapor de agua pasa al estado líquido y se desarrollan las masas nubosas.

## 2. LA ATMÓSFERA.

La atmósfera es el medio donde se manifiestan el clima y los fenómenos meteorológicos. Es el medio más inestable de la Tierra, debido a su baja densidad y fácil movilidad. Es fundamental en el equilibrio energético del planeta, ya que controla la cantidad de radiación que llega al suelo y la radiación terrestre liberada al espacio. También es el principal medio de transferencia de calor en el planeta.

Casi toda la masa se concentra en los primeros kilómetros de la superficie, aunque su presencia llega hasta aproximadamente los 10.000 Km. de altitud (fig. 2.5).



**Fig. 2.5.** Porcentaje de la masa total de la atmósfera que se encuentra por debajo de los 80 Km (Cuadrat, J. M., 1997).

La composición gaseosa de la atmósfera ha ido cambiando a través de la historia geológica del planeta. En la actualidad, existen tres gases principales, el nitrógeno, oxígeno y el argón. Estos tres constituye el 99.95% del volumen atmosférico. De ellos, el nitrógeno y el argón son geoquímicamente inertes, pero el oxígeno es muy activo y su cantidad viene determinada por la velocidad de las reacciones que ligan el depósito atmosférico de oxígeno libre con el reservorio reductor que existe en las rocas sedimentarias.

Los gases restantes de la atmósfera se encuentran en cantidades mucho más pequeñas, por lo que sus concentraciones se expresan, en partes por millón en volumen. La relación de porcentajes respecto al aire puro y seco se expone en la Tabla 2.1.

**Tabla 2.1.** Composición media de la atmósfera seca por debajo de los 80 Km (ppmv=partes por millón en volumen). Se dan respecto al aire puro y seco, entendiendo por puro el aire que no contiene partículas sólidas ni líquidas, y seco el que excluye el vapor de agua (Cuadrat, J.M., 1997).

COMPONENTES	VOLUMEN % (aire seco)
Nitrógeno (N <sub>2</sub> )	78.08
Oxígeno (O <sub>2</sub> )	20.95
Argón (Ar)	0.93
Dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> )	350 ppmv
Neón (Ne)	18.20 ppmv
Helio (He)	5.24 ppmv
Metano (CH <sub>4</sub> )	2 ppmv
Criptón (Kr)	1.1 ppmv
Hidrógeno (H <sub>2</sub> )	0.5 ppmv
Óxido nitroso (N <sub>2</sub> O)	0.3 ppmv
Xenón (Xe)	0.08 ppmv
Monóxido de carbono (CO)	0.05-0.2 ppmv
Ozono (O <sub>3</sub> )	0.02-0.03 ppmv

A estos gases se les denomina “permanentes”, debido a que aparecen en proporciones sensiblemente constantes hasta altitudes cercanas a los 80 km. Pero hay que tener en cuenta el papel esencial que representan en los fenómenos del tiempo los gases variables, como los indicados a continuación:

1. **Vapor de agua.** Es el objeto que nos ocupa en nuestro trabajo, es el compuesto primordial de la mayor parte de los procesos meteorológicos. Como agente eficaz en el transporte de calor y como regulador térmico.

Este procede de la evaporación de las aguas superficiales (tanto marinas como continentales) y de la transpiración de las plantas. El vapor de agua se difunde a la atmósfera por turbulencia, donde su concentración varía desde un 5% en volumen de aire cerca del suelo en las regiones ecuatoriales, hasta casi desaparecer por encima de los 10 ó 12 Km. de altitud.

2. **Dióxido de Carbono.** Originariamente era muy abundante en la Tierra (al igual que el resto de planetas terrestres: Marte y Venus), pero los diferentes sumideros de CO<sub>2</sub>: carbonatos, carbón, petróleo, etc., lo han reducido hasta las concentraciones actuales.

3. **Ozono.** Se origina en la atmósfera superior por la disociación de las moléculas de oxígeno por la radiación ultravioleta y su recombinación en ozono. Su presencia es relativamente pequeña, y está determinada por el balance entre las reacciones que lo producen y las que lo destruyen. Se localiza principalmente entre los 15 y 35 Km. con una franja de máxima densidad entre los 20 y 25 Km. de altura. Es el único gas atmosférico que es capaz de absorber casi todas las radiaciones ultravioleta solares, con lo que proporciona una envuelta de protección en el planeta para la vida. La cantidad de ozono varía según la latitud, siendo bajo en el Ecuador y alto por encima de los 50° de latitud. También experimenta unos cambios estacionales, con un máximo en primavera y un mínimo en otoño.

4. **Aerosoles.** La atmósfera también contiene cantidades apreciables de aerosoles. Son partículas suspendidas de polvo, humo, cenizas, sales y materia orgánica, procedentes tanto de fuentes naturales como de actividades humanas. Influyen en la transparencia del aire y desempeñan funciones que son decisivas para el clima, ya que actúan como núcleos de condensación a partir de los cuales se forman las nubes y las nieblas.

La atmósfera está estructurada en diferentes capas, según las diferentes variables, como presión, temperatura, densidad, composición química, estado molecular eléctrico y magnético.

En la figura 2.6 se muestra la estructura de la atmósfera, ascendiendo en la vertical desde el suelo:

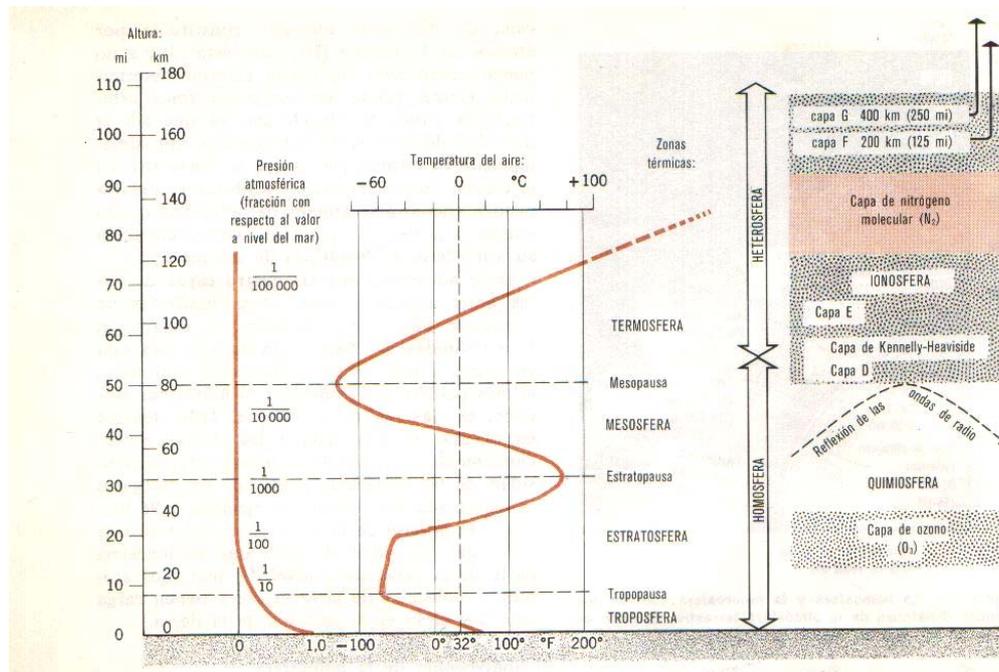


Fig. 2.6. Estructura térmica vertical media de la atmósfera (Strahler, A. N., 1963).

1. **Homosfera.** Esta capa está comprendida desde el suelo hasta aproximadamente 80 Km de altitud, donde la composición química es uniforme, y existe un reparto altitudinal de las densidades, las presiones y las temperaturas.

2. **Heterosfera.** A diferencia de la Homosfera, las regiones atmosféricas situadas por encima pierden la uniformidad en su composición química, las leyes generales de la hidrostática ya no se cumplen y la disposición en capas se identifica por su composición mejor que por sus características físicas. Así se tiene, la capa de nitrógeno molecular, hasta los 200 Km.; de oxígeno atómico, entre los 200 y 1000 Km., de helio, entre 1.000 y 3.500 Km.

No existe la mezcla turbulenta de la masa gaseosa, por tanto se produce la separación por difusión y los gases más pesados se acumulan abajo, mientras que los más ligeros tienden a concentrarse en niveles superiores, donde pueden llegar a escapar del campo gravitatorio terrestre.

La atmósfera puede ser dividida en diferentes capas horizontales también, atendiendo a la temperatura y sus variaciones con la altitud. La estratificación térmica vertical de la Homosfera es fundamental en la meteorología y sus cambios. Ésta es consecuencia del efecto combinado de los distintos focos de calor directo en la atmósfera y permite diferenciar los siguientes niveles: Troposfera, Estratosfera y Mesosfera.

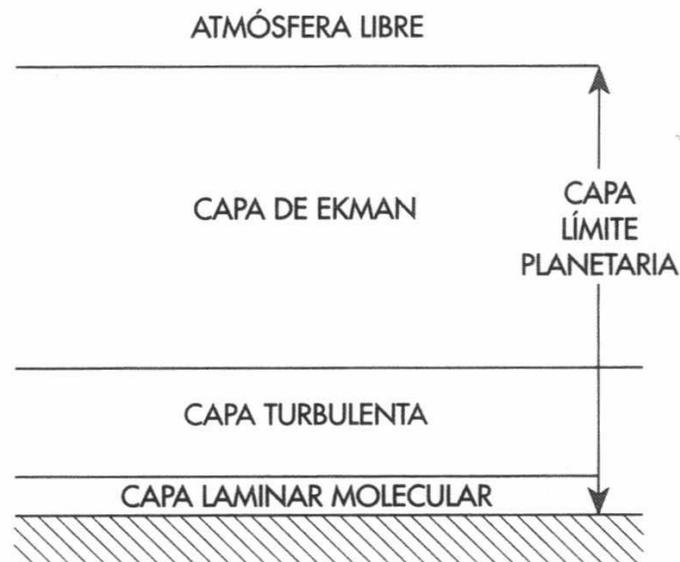
1. **Troposfera.** Es la capa atmosférica más baja, y más importante tanto en lo que respecta a este trabajo como en general al medio ambiente. En ella se producen la mayor parte de los fenómenos meteorológicos, contiene el 75% de la masa molecular, la mayor parte del vapor de agua, CO<sub>2</sub> y aerosoles.

En la troposfera encontramos un primer nivel, definido por la influencia de la propia geografía del planeta, se denomina Capa Límite Planetaria (C.L.P.)

En ella predomina la mezcla turbulenta del aire, generada por el roce permanente con la superficie rugosa del suelo y por la elevación convectiva de burbujas de aire al calentarse. La capa tiene un grosor variable, desde decenas de metros a uno o dos kilómetros, dependiendo de diferentes factores como la rugosidad de la superficie, la topografía, naturaleza de la cubierta vegetal, intensidad del viento, grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, advección de calor, humedad, etc.

Durante las horas del día donde existe una insolación importante, el aporte de calor y la consiguiente mezcla vertical del aire incrementan el grosor de la capa límite, la capa consigue su máxima altura en las primeras horas de la tarde, durante la noche el enfriamiento del suelo impide la turbulencia y el espesor de ésta se reduce.

También se la puede encontrar dividida en diferentes estratos como muestra la figura 2.7.



**Fig. 2.7.** Estratificación de la Capa Límite Planetaria (Cuadrat, J. M., 1997).

La capa más cercana al suelo es la Capa Laminar Molecular, su espesor es de apenas unos pocos milímetros, que está dominada por los efectos de la viscosidad superficial. A continuación, se encuentra la Capa Turbulenta, cuyo espesor es de varias decenas de metros de altura caracterizada por la intensa turbulencia del aire, que es donde se ha recogido el vapor de agua del trabajo que nos ocupa. Por encima de estos dos se sitúa la Capa de Ekman, donde se manifiesta cada vez con mayor energía la fuerza de Coriolis sobre el viento.

Por encima de las capas anteriores se encuentra la troposfera libre, con el aire más limpio y menos denso, donde la temperatura desciende a un ritmo de aproximadamente  $6.5^{\circ}$  C/km. La Tropopausa es el límite superior a partir del cual la temperatura deja de disminuir. Este es un estrato que actúa como una especie de “tapadera” de los movimientos de convección, cuya altitud es variable y va a depender de la temperatura y de la presión. No es una capa continua, ya que presenta fracturas que facilitan importantes intercambios entre la troposfera y las capas superiores, donde los vientos son acelerados y forman las denominadas corrientes en chorro o “jet stream”.

2. **Estratosfera.** Es la capa que comprende desde la Tropopausa hasta aproximadamente, 50 km de altitud. Hasta los 30-35 km sus valores térmicos son relativamente constantes, sin una variación importante. Por encima, la absorción de la radiación ultravioleta solar por parte del ozono y parte de la radiación visible e infrarroja crea una capa caliente, con temperaturas que varían desde  $0^{\circ}$  a  $10^{\circ}$  C, que terminan en la capa superior de la estratosfera denominada Estratopausa.

3. **Atmósfera superior.** Es la parte de la atmósfera conocida como Mesosfera, la temperatura media vuelve a descender rápidamente, alcanzando temperaturas de  $-80^{\circ}$  y  $-90^{\circ}$ , cerca de los 80 Km., donde se encuentra la discontinuidad denominada Mesopausa. Por encima de ésta empieza la Termosfera o la Ionosfera, que contiene diferentes capas ionizadas. En ella predomina el oxígeno atómico que absorbe las radiaciones ultravioletas y

calienta la atmósfera hasta valores de 200° y 300°. Entre los 500 y 750 km se localiza la base de la Exosfera, y por último se encuentra la Magnetosfera, siendo su frontera externa, la Magnetopausa. Está compuesta por electrones y protones atrapados por el campo magnético terrestre, con presencia en su interior de dos regiones de fuerte radiación y forma casi toroidal (a una distancia de 3.000 y 15.000 Km., aproximadamente), las cuales se conocen como los cinturones de Van Hallen.

### 3. ASPECTOS GENERALES DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES DEL AGUA Y SU FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO.

Etimológicamente, la palabra isótopo proviene del griego, y significa “iso” mismo, “topos” lugar, (que ocupan el mismo lugar en la tabla periódica), así los isótopos se definen como átomos cuyos núcleos contienen el mismo número de protones, pero diferente número de neutrones.

Los isótopos pueden ser estables e inestables (radiactivos). Frente a los aproximadamente 300 isótopos estables que existen en la naturaleza, hay más de 1200 inestables. Pero el término de estable es relativo porque depende del límite de detección para el tiempo de desintegración. En el rango de los números atómicos de 1 (H) a 83 (Bi), existen nucleidos estables para todas las masas excepto para la 5 y la 8. Sólo 21 elementos son puros (monoisotópicos).

La estabilidad de los nucleidos se caracteriza por reglas básicas, en concreto dos. La primera es la llamada “Regla de la simetría” y la segunda regla es la denominada de “Oddo-Harkins”. La regla de la simetría para la estabilidad de los nucleidos con bajo número atómico, el número de protones y de neutrones debe ser aproximadamente igual ( $N/Z=1$ ). En los nucleidos estables con más de 20 protones o neutrones, la relación  $N/Z$  debe ser siempre mayor que la unidad, con un valor máximo de 1.5 para los nucleidos más pesados. La regla de Oddo-Harkins, indica que la estabilidad de los nucleidos con número atómico par es mayor que la de aquellos de número atómico impar.

El hidrógeno tiene dos isótopos estables con una abundancia de 99,9844 % para el  $^1\text{H}$  (protio) y 0,0156 % para el  $^2\text{H}$  (deuterio) (Way et al., 1950).

El oxígeno tiene tres isótopos estables con unas abundancias de 99,7630 % para el  $^{16}\text{O}$ , 0,0375 % para el  $^{17}\text{O}$  y 0,1995 para el  $^{18}\text{O}$  (Garlick, 1969). Debido a su diferencia de masas se suele estudiar la razón  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ .

### 3.1. Efectos isotópicos.

Entre los trabajos más interesantes con respecto a los efectos isotópicos y relacionados con los mecanismos de fraccionamiento isotópico se pueden citar los de Bigeleisen y Mayer (1947), Urey (1947), Tudge y Thole (1950), Melander (1960), Brodsky (1961), Roginsky (1962), Bigeleisen (1965), Broecker y Oversby (1970), Javoy (1977), Richet et al. (1977), Hulston (1978), etc.

Las diferencias en las propiedades físicas y químicas de los componentes isotópicos son debidas a las diferencias en las masas del núcleo atómico. Las consecuencias de esas diferencias en las masas son principalmente dos.

1. Las moléculas con los isótopos más pesados tienen una baja movilidad. La energía cinética de una molécula está determinada por la temperatura:

$$kT = \frac{1}{2}mv^2$$

Donde: k= constante de Boltzman; T= temperatura absoluta; m= masa molecular; v= velocidad media molecular.

Así, las moléculas tienen el mismo  $\frac{1}{2}mv^2$ , y dependerá de su contenido isotópico. Esto significa que las moléculas con m mayor necesitan tener una v más pequeña. Las consecuencias prácticas son:

a) Las moléculas más pesadas tienen una velocidad de difusión menor.

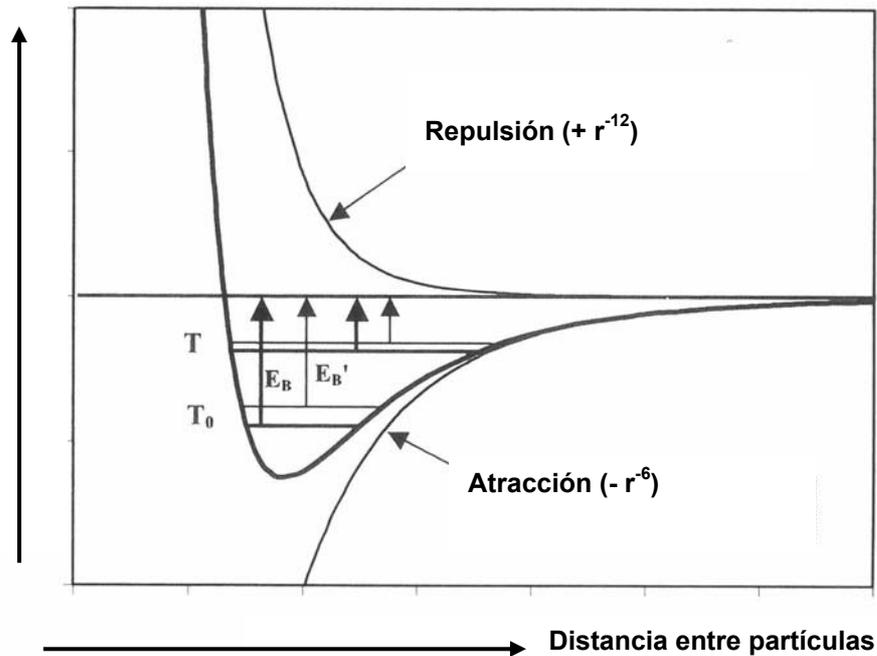
- b) Para las moléculas más pesadas la frecuencia de colisión con otras moléculas es menor. Esta es una de las razones por la cual las moléculas más ligeras reaccionan más rápidamente.

2. Las moléculas más pesadas tienen normalmente una mayor energía de enlace. El enlace químico entre dos moléculas se puede representar siguiendo el siguiente modelo. Dos moléculas dadas tienden a ejercer fuerzas una sobre la otra. Por una parte existe una fuerza de repulsión, que incrementa cuando la distancia entre ellas es menor ( $\approx 1/r^{13}$ ). La otra fuerza es en sentido contrario, es decir, de atracción y aumenta rápidamente conforme la distancia decrece, para los cristales con enlace iónico  $\approx 1/r^2$ , y entre las partículas sin carga  $\approx 1/r^7$ .

Como resultado de esas fuerzas las dos partículas estarán localizadas a una cierta distancia una de otra. En la fig. 4.1. se representan las energías potenciales correspondientes y el valor de las fuerzas resultantes. Si una partícula está localizada en el origen del sistema de coordenadas, la otra estará dentro de la depresión de energía. Sólo se puede escapar de esta depresión si se tiene la suficiente energía cinética para superar la fuerza de atracción. A esta energía se le denomina energía de enlace de una partícula. Un ejemplo de todo esto es el calor de evaporación del agua.

Aunque la partícula está en la zona de depresión de energía, nunca se llega al fondo, incluso ni siquiera en el cero absoluto (-273,15° C).

## Energía Potencial



**Fig. 2.8.** Representación esquemática de la distribución de la energía potencial causada por las fuerzas de atracción y repulsión entre dos partículas, en este caso con diferente carga. El potencial resultante está en forma de depresión (línea marcada en negrita). La primera partícula está situada en el origen ( $r=0$ ). La segunda partícula está situada en la depresión. Las líneas horizontales dentro de la depresión son los niveles de energía del sistema, las líneas delgadas y las gruesas se refieren a las partículas ligeras y pesadas respectivamente. Las flechas indican las respectivas energías de enlace en el cero absoluto ( $T_0$ ) y a una mayor temperatura ( $T$ ). En las temperaturas más altas la diferencia entre las energías de enlace para las partículas es más pequeña, teniendo el menor efecto isotópico (Mook, W. G., 2001).

### 3.2. Fraccionamiento isotópico.

El fraccionamiento isotópico del agua se debe a procesos de intercambio isotópico en el equilibrio, procesos cinéticos, evaporación-condensación y procesos relacionados con determinadas actividades biológicas. La composición isotópica del agua de precipitación estará condicionada por los procesos siguientes:

#### 3.2.1. Intercambio isotópico en el equilibrio.

En el fraccionamiento por intercambio isotópico no tiene lugar cambios químicos, pero sí en la distribución de la composición isotópica entre las diferentes sustancias químicas. La reacción de intercambio isotópico es un caso especial de equilibrio químico donde:



Donde A y B son los compuestos que contienen la molécula ligera y pesada (1 y 2). Para esta reacción la constante será igual a:

$$K = \frac{\left(\frac{A_2}{A_1}\right)^a}{\left(\frac{B_2}{B_1}\right)^b}$$

Donde los términos que están en paréntesis son razones molares de cualquier compuesto. Si se utiliza la mecánica estadística, la constante de equilibrio (K) debe estar representado en términos de la función de partición (Q).

$$K = \frac{Q_{A_2}}{Q_{A_1}} / \frac{Q_{B_2}}{Q_{B_1}}$$

La constante de equilibrio entonces es simplemente el producto o cociente de dos razones de función de partición.

$$Q = \sum_i g_i e^{-E_i/Kt}$$

Donde la sumatoria representa los diferentes niveles de energía  $E_i$  de las moléculas y  $g_i$  es el término del diferente peso estadístico de los niveles  $i$  de  $E_i$ ,  $t$  es la temperatura (Urey, 1947).

Las funciones de partición de una molécula pueden individualizarse en los factores que corresponden a cada tipo de energía: translación, rotación y vibración.

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \left( \frac{Q_2}{Q_1} \right)_{TRAN.} \times \left( \frac{Q_2}{Q_1} \right)_{ROT.} \times \left( \frac{Q_2}{Q_1} \right)_{VIB.}$$

La diferencia de la translación y la rotación es más o menos la misma cantidad en los compuestos que aparecen tanto en el lado derecho como en el izquierdo de la reacción de intercambio isotópico, excepto para el hidrógeno, donde debe tenerse en cuenta la energía de rotación. Esto deja suficientes diferencias en la energía de vibración para que sea fuente de los diferentes efectos isotópicos.

El término “energía vibracional” puede separarse en dos factores, el primero está relacionado con las diferencias de energía del punto cero (° K). El segundo término representa la contribución de los otros estados de enlace, pero estos no son demasiados diferentes a la unidad. Pero la oscilación entre los átomos no es perfectamente armónica, luego se deberá hacer una corrección para tener esto en cuenta.

### 3.2.2. Fraccionamiento cinético.

El fraccionamiento isotópico que tiene lugar durante las reacciones químicas unidireccionales siempre tienen un enriquecimiento de los isótopos más ligeros en los productos de reacción.



La razón de proporción son constantes para la reacción de las especies  $K_1/K_2$  como en el caso de la constante de equilibrio está expresado en términos de dos razones de la función de partición, una para las dos especies isotópicas reactantes, y otra para las dos especies isotópicas del complejo activado o del estado de transición  $A^*$ :

$$\frac{k_1}{k_2} = \left[ \frac{Q^*(A_2)}{Q^*(A_1)} / \frac{Q^*(A_2^*)}{Q^*(A_1^*)} \right] \frac{v_1}{v_2}$$

El factor  $V_1/V_2$  en la última expresión es una razón de masa para las dos especies isotópicas. La determinación de la razón de proporción constante es principalmente la misma que para la determinación de un equilibrio constante, aunque los cálculos no pueden ser tan precisos porque se necesita saber con detalle el estado de transición (Bigeleisen y Wolfsberg, 1958; Melander, 1960).

### 3.2.3. Factor de fraccionamiento isotópico.

A efectos prácticos es más interesante conocer el factor de fraccionamiento que la constante de equilibrio.

Se puede definir el factor de fraccionamiento  $\alpha$  como la razón de las cantidades de dos isótopos en un compuesto químico A partido por la razón correspondiente del otro compuesto químico B.

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

Donde R es la razón isotópica.

$$R = \frac{\text{Isótopo Pesado}}{\text{Isótopo Ligero}}$$

### 3.2.4. Evaporación y condensación.

La razón fundamental del fraccionamiento isotópico en masas de agua que sufren evaporación-condensación es la diferencia entre la presión de vapor de saturación de las moléculas de agua pesadas y ligeras. Por ejemplo la P[H<sub>2</sub><sup>16</sup>O] (760 Torriceli a 100° C) es más alta que la P[<sup>2</sup>H<sub>2</sub><sup>16</sup>O] (721 Torriceli a 100° C). Esto producirá una salida preferente de las moléculas ligeras de la fase líquida con lo que ésta se incrementa en moléculas pesadas, es decir, se enriquece en isótopos pesados. En la tabla 2.2. se muestran algunas de las diferencias en las propiedades físico-químicas de los diferentes isótopos del agua.

**Tabla 2.2.** Características de las constantes de H<sup>2</sup>O, <sup>2</sup>H<sub>2</sub>O y H<sub>2</sub><sup>18</sup>O (Hoefs, J., 1980).

CONSTANTES	H <sub>2</sub> <sup>16</sup> O	<sup>2</sup> H <sup>16</sup> O	H <sub>2</sub> <sup>18</sup> O
Densidad (20 ° C, en g cm <sup>-3</sup> )	0.9979	1.1051	1.1106
Temperatura de mayor densidad (° C)	3.98	11.24	4.30
Punto de congelación (760 Torr., en ° C)	0.00	3.81	0.28
Punto de ebullición (760 Torr., en ° C)	100.00	101.42	100.14
Presión de vapor (a 100 ° C, en Torr.)	760.00	721.60	
Viscosidad (a 20° C, en centipoises)	1.002	1.247	1.056

Como la diferencia en la presión de vapor entre H<sub>2</sub><sup>16</sup>O y H<sup>2</sup>H<sup>16</sup>O por una parte y, H<sub>2</sub><sup>16</sup>O y H<sub>2</sub><sup>18</sup>O por otra son similares; el fraccionamiento entre el hidrógeno y el oxígeno es proporcional (Craig, 1961; Dansgaard, 1964; IAEA, 1981, Yurtserver y Gat, 1981), y en general siguen la ecuación de una recta llamada línea meteórica de Craig.

$$\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} * 8 + 10 \quad (\text{Craig, 1961})$$

El exceso de deuterio de 10 es el resultado del fraccionamiento cinético ocurrido durante la evaporación del agua en la superficie del Océano. (Dansgaard, 1964; Merlivat y Jouzel, 1979).

Así en la naturaleza, el exceso de deuterio en la precipitación durante condiciones muy secas es muy reducido, debido a la fuerte influencia de los efectos durante la evaporación rápida, (Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Stewart, 1975; Jouzel, 1986). De hecho, excesos negativos de deuterio se han relacionado con épocas secas y fuerte evaporación, principalmente en climas

tropicales y regiones ecuatoriales, particularmente en África (IAEA, 1981; Yurtserver and Gat, 1981).

Estos procesos de evaporación-condensación pueden considerarse bajo condiciones de equilibrio y de no equilibrio. Mientras que la evaporación del agua en condiciones de equilibrio no se suele dar en la naturaleza, la condensación procedente de las nubes se considera como un proceso en equilibrio o cercano a él (Dansgaard, 1961).

La composición isotópica del agua de precipitación de cada lugar está determinada por la "historia" de las masas nubosas que producen la precipitación y por tanto de las condiciones medioambientales que les rodean. La condensación del agua y su salida de la nube sigue un proceso de destilación Rayleigh (1896).

$$\frac{R}{R_0} = f^{(\alpha-1)}$$

Donde  $R/R_0$  es la razón entre  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  del vapor residual y del vapor original,  $f$  es la fracción de vapor que queda en la nube y  $\alpha$  es el factor de fraccionamiento a una determinada temperatura. Traducido a valores  $\delta$  queda como sigue:

$$\frac{R}{R_0} = \frac{\delta^{18}\text{O} + 1000}{(\delta^{18}\text{O})_0 + 1000} = f^{(\alpha-1)}$$

De la anterior ecuación se deduce fácilmente la composición isotópica del vapor de la nube y su condensación en forma de lluvia para un estadio, (cantidad de vapor con respecto a la cantidad inicial) y a una temperatura determinada

### 3.3. Concepto de $\delta$ y patrones isotópicos.

Los espectrómetros de masas de razones isotópicas son los únicos aparatos capaces de medir cuantitativamente las diferentes razones isotópicas de las masas de un elemento, nos referimos con “razón” a la cantidad de átomos pesados ( $^{18}\text{O}$ ) respecto a los ligeros ( $^{16}\text{O}$ ), aunque no se utiliza nunca la razón en términos absolutos ya que son números extremadamente largos y difíciles de manejar y, además, la repetitividad es menor que si lo comparamos con respecto a un patrón, es por lo que se utiliza el  $\delta$  ‰ que se define como:

$$\delta = \frac{R_{(muestra)} - R_{(patrón)}}{R_{(patrón)}} \times 1000$$

Donde  $\delta$  es la desviación relativa de las razones isotópicas, en nuestro caso ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) o ( $^2\text{H}/^1\text{H}$ ), de la muestra y patrón en tanto por mil.

El  $\delta$  ‰ debe referirse a un patrón internacional. La Agencia Internacional de Energía Atómica (I.A.E.A.), en Viena (Austria), es la responsable de la preparación, calibración y distribución de los patrones internacionales.

Para el agua, tanto para el oxígeno como para el hidrógeno, el patrón internacionalmente aceptado es el V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) (Gonfiantini, 1978), el cual es prácticamente el mismo que dio Craig, el SMOW (Craig, 1961b), en el cual la proporción entre las dos especies isotópicas en p.p.m. son las siguientes:

$$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} = (2005.2 \pm 0.45) \times 10^{-6} \text{ (Baertchi, 1976).}$$

$$(^2\text{H}/^1\text{H})_{\text{SMOW}} = (155.76 \pm 0.05) \times 10^{-6} \text{ (Hageman et al., 1970).}$$

Todos los datos en este trabajo se han referido al patrón V-SMOW.

Para la realización de este trabajo se han utilizado tanto patrones internos del propio laboratorio como patrones internacionales (ver tabla 2.3.).

**Tabla 2.3.** Valores frente a V-SMOW de los patrones que se han utilizado en los diferentes análisis isotópicos del agua en este trabajo.

PATRÓN	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}(\text{V-SMOW})$	$\delta^2\text{H}\text{‰}(\text{V-SMOW})$	PROCEDENCIA
V-SMOW	0.00	0.0	Internacional (I.A.E.A.).
SLAP	-55.50	-428.0	Internacional (I.A.E.A.).
GISP	-24.80	-189.7	Internacional (I.A.E.A.).
I-OH-1	-0.05	-3.9	Internacional (I.A.E.A.).
I-OH-2	-3.28	-30.8	Internacional (I.A.E.A.).
I-OH-3	-8.65	-61.3	Internacional (I.A.E.A.).
I-OH-4	-15.28	-109.4	Internacional (I.A.E.A.).
EEZ-3	-9.23	-62.4	Interno.
EEZ-4	-7.00	-46.4	Interno.
BAS-LO	-31.40	-248.0	Interno.

La importancia de utilizar todos estos patrones radica en que para una correcta analítica los valores del patrón y de la muestra deben ser lo más cercanos posibles.

### 3.4. Parámetros que influyen en la composición isotópica del agua de precipitación.

Los parámetros más importantes para la variación de la composición isotópica del agua de precipitación, en los que también se haya estrechamente relacionados los del vapor de agua, son principalmente los siguientes:

- ⊕ Efecto estacional.
- ⊕ Efecto continental.
- ⊕ Efecto altitud.
- ⊕ Efecto latitud.
- ⊕ Efecto cantidad.
- ⊕ Efecto temperatura.

⊕ **Efecto estacional:** las fluctuaciones estacionales se observaron por primera vez por Riesenfeld y Chang, 1936, estos autores encontraron que la precipitación del invierno está más empobrecida en isótopos pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) en comparación con los acaecidos en los meses estivales.

Posteriormente existen numerosos trabajos que ponen de manifiesto el efecto estacional, entre otros se pueden citar a Sonntag et al., 1983; Yurtsever et al., 1975; Fricke y O'Neil, 1999. Además gracias al estudio de glaciares, donde se podían obtener datos de largos períodos de tiempo, también se observó que la nieve de invierno tenía menor contenido en  $^{18}\text{O}$  que la de verano, Epstein y Sharp, 1959. Similares observaciones fueron publicadas también por Belatini, 1959; Picciotto et al., 1960; Sharp y Epstein, 1962; Gonfiantini et al., 1963 y Dansgaard et al., 1973.

También las fluctuaciones estacionales son más acusadas en los lugares más alejados de la costa, ya que en las zonas cercanas a la costa las gotas de

lluvia intercambian isotópicamente con el aire, que tiende a estar en equilibrio isotópico con el agua del mar, aunque el vapor no llega a estar nunca en equilibrio (Craig y Gordon, 1965).

⊕ **Efecto continental:** en el interior del continente los contenidos isotópicos medios de precipitación son normalmente más bajos que en las localidades próximas a la costa, considerando una misma latitud, (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993). La explicación a este proceso es que las nubes van descargando los isótopos pesados en las primeras precipitaciones, y conforme se introducen en el interior del continente quedan empobrecidas en isótopos pesados.

Hay que señalar que este fenómeno se hace más marcado en invierno ya que en verano la reevaporación del agua de lluvia es mayor (Eichler, R., 1964).

⊕ **Efecto altitud:** los contenidos en  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  en la precipitación disminuyen con la altitud. Diferentes autores han estudiado este efecto, Dansgaard, 1953; Epstein y Sharp, 1959; Moser y Stichler, 1970; Siegenthaler y Oeschger, 1980; Niewodniezanski et al., 1981; Holdsworth et al., 1991; Gonfiantini et al., 2001. La variación de las razones de  $^{18}\text{O}$  en función de la altitud oscilan entre -0,16 y -0,4 ‰/100m (Saxena, R.K., 1987). Normalmente, la altitud y temperatura tienen una buena correlación entre ellas en un área concreta, y el empobrecimiento observado con la altura es en realidad un efecto de condensación múltiple.

En cada una de las diferentes condensaciones que experimentan las masas de aire durante la ascensión sobre las montañas, el vapor residual se empobrece en valores  $\delta$ . Consecuentemente la próxima descarga del vapor, en forma de precipitación, ya empobrecido, estará también empobrecida con relación a las condensaciones acaecidas anteriormente.

⊕ **Efecto latitud:** las concentraciones de isótopos estables ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) en el agua de precipitación son menores a altas latitudes (Dansgaard, W., 1964; Yurtsever, Y., 1975). Este proceso se debe a las sucesivas descargas de las nubes. Cada una de las descargas que se producen en la nube produce un empobrecimiento en isótopos pesados en el vapor residual que queda en la nube; como esto se repite durante el transporte de las masas de humedad desde los trópicos a los polos, conforme aumenta la latitud disminuirá la concentración de isótopos pesados ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) en la precipitación.

A todo esto se le añade la disminución de temperatura desde el ecuador hacia los polos, aunque esta variación no es regular y las isothermas no siguen la dirección de los paralelos debido a la inclinación del eje de la eclíptica, a la irregular distribución de los continentes, a las corrientes oceánicas, etc.

⊕ **Efecto cantidad:** existen diferentes razones que explican este "efecto cantidad", por una lado el enriquecimiento isotópico producido por la evaporación de las gotas de lluvia desde su desprendimiento de la nube hasta su caída en el suelo, y por otra esta el intercambio isotópico entre las gotas que caen y el vapor atmosférico.

Diferentes trabajos han puesto de manifiesto el enriquecimiento por evaporación en la caída de las gotas de lluvia, se pueden citar a: Dansgaard, 1953,1961; Ehhalt et al., 1963; Gedzelman et al., 1987, entre otros.

En las regiones donde existe una menor temperatura (en latitudes altas) el efecto cantidad es menos pronunciado debido a la menor evaporación de las gotas de lluvia. En las regiones polares, la altitud de la nube es baja y las bajas temperaturas que dominan el área, permiten muy pequeñas evaporaciones e intercambios moleculares, resultando fraccionamientos despreciables en la precipitación.

La importancia de este factor quedó puesto de manifiesto en el trabajo de Friedman et al. 1962, al demostrar que las gotas de agua expuestas a una corriente de aire pronto alcanzaban la composición isotópica del medio ambiente, el tiempo de equilibrio variaba según la temperatura y tamaño de las gotas.

Por lo tanto, dependiendo de la temperatura y del tamaño de las gotas puede obtenerse una composición del agua de lluvia independiente de la composición de la nube cuando la cantidad de lluvia sea pequeña o en los primeros momentos de la tormenta. Por el contrario cuando la cantidad de lluvia es grande, será la composición isotópica local del aire atmosférico la que cambie. Siempre se deberá tener en cuenta que en las proximidades a la costa la composición isotópica del aire tenderá a un equilibrio con la del mar.

Dansgaard en 1964, propone 3 mecanismos para el “efecto cantidad”:

1º Grado de desarrollo en las tormentas, en un modelo simple de Rayleigh, de un alto grado de enfriamiento resulta un alto grado de vapor atmosférico que precipita, y un valor bajo de  $\delta^{18}\text{O}$  en la precipitación.

2º El intercambio isotópico dentro de la nube es más pronunciado en lluvias ligeras, causando unos relativos valores altos de  $\delta^{18}\text{O}$  en la lluvia.

3º Finalmente, la evaporación bajo la base de la nube es más importante cuando la humedad relativa es baja, y así, cuando la cantidad de precipitación es baja.

Resumiendo, si la precipitación es escasa y la humedad en el ambiente es también baja, en la precipitación existirá una evaporación, y así un fraccionamiento en la gota, por lo tanto, cuando llegue la gota al suelo se habrá enriquecido en los isótopos pesados, pues los ligeros se habrán evaporado, pudiendo incluso llegar a valores positivos de  $\delta^{18}\text{O}$ .

En Granada en concreto se han alcanzado varias veces estos valores positivos de  $\delta^{18}\text{O}$ , debido al efecto cantidad, ya que se ha estudiado la composición isotópica del agua de lluvia desde 1988 (Delgado et al. 1991), y desde 1996, por el autor de este trabajo.

⊕ **Efecto temperatura:** si se consideran los procesos de condensación que ocurren en la naturaleza como casos de condensación del tipo Rayleigh, es posible correlacionar la composición isotópica de la precipitación con la temperatura de condensación. Sin embargo se tiene que tener en cuenta que cada precipitación es un suceso individual que depende de otros parámetros como es la composición isotópica inicial de la nube, transporte de las masas de humedad, condiciones termodinámicas durante los procesos de enfriamiento, reevaporaciones, etc. Por lo tanto, todos estos procesos van a complicar cualquier relación entre contenido isotópico del vapor y temperatura. Existen numerosos autores que han estudiado este efecto, entre otros se pueden citar a: Dansgaard, 1953, 1961, 1964; Picciotto et al., 1960; Kato, 1978; Gat, 1981, Rose et al., 1996, etc.

### 3.5. Exceso en deuterio.

El exceso en deuterio se define como  $d \text{‰} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964), donde  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  es la composición isotópica del agua frente al patrón internacional V-SMOW. El exceso en deuterio es una medida de las proporciones relativas del contenido en el agua de  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$ , y puede ser representado como un índice de desviación de la línea de agua meteórica global (MWL,  $d = 10$ ) en  $\delta^{18}\text{O}$  sobre  $\delta^2\text{H}$  en el espacio. Mientras el  $\delta^{18}\text{O}$  y el  $\delta^2\text{H}$  en áreas continentales medias y altas latitudes está bien correlacionado en la precipitación con la T superficial del aire en el lugar de la precipitación, el exceso en deuterio está correlacionado con las condiciones físicas (humedad, temperatura del aire y la temperatura de la superficie del mar) del área fuente del océano de la precipitación (Merlivat y Jouzel, 1979). Además, el exceso en deuterio refleja las condiciones que prevalecen durante la evolución y la

interacción o mezcla de las masas de aire en el trayecto al lugar de la precipitación.

También, el exceso en deuterio ha demostrado que es una herramienta muy importante, un parámetro climático independiente para calibrar los modelos de circulación general atmosférica (Ciais et al, 1985; Jouzel et al., 1991; 1994) y también en la caracterización en las regiones polares (Petit et al, 1991).

A pesar de estas ventajas demostradas, la utilización del exceso en deuterio tiene algunas desventajas. Si la comparamos con la aplicación de cada uno de los isótopos por separado ( $\delta^{18}\text{O}$  ó  $\delta^2\text{H}$ ), las variaciones del exceso en deuterio se pueden complicar y el conocimiento teórico del exceso en deuterio aun no se ha comprendido del todo. (Froehlich et al, 2002). Otra de las desventajas es que los cambios en el exceso en deuterio dependen de los cambios tanto en  $\delta^{18}\text{O}$  como en  $\delta^2\text{H}$ , así la incertidumbre analítica de este parámetro puede ser relativamente alta en comparación con su variabilidad natural. Un requisito para la aplicación general del exceso en deuterio en climatología es la mejora de la precisión analítica rutinaria, sobre todo en las medidas referentes al deuterio. Otro requisito es el desarrollo del conocimiento general de las variaciones espaciales y temporales en el exceso en deuterio y el control en el ciclo hidrológico total.

#### **4. Composición isotópica del vapor de agua atmosférico.**

La composición isotópica del vapor de agua atmosférico puede dar una gran cantidad de información acerca de los mecanismos que se producen en la superficie de la Tierra, de su posterior transporte, de los cambios de fase en la atmósfera y de su propia dinámica. Todo ello debido a que la composición isotópica del vapor atmosférico está íntimamente relacionada con su propio origen, los diferentes fraccionamientos que ha sufrido la nube, los procesos físicos acaecidos en la precipitación: difusión y mezclado en la atmósfera (Gat y Matsui, 1991).

Gedzelman, S.D., en 1988, realizó estudios de modelización para interpretar la composición isotópica en el agua atmosférica, utilizando para ello datos experimentales. La física isotópica se ha incorporado para predecir las razones isotópicas en el vapor de agua atmosférico y en la precipitación, en las modelizaciones de las nubes (Federer et al., 1982; Gedzelman y Arnold, 1994) y en los modelos de circulación general en la atmósfera (Joussaume et al., 1984; Koster et al., 1986).

##### **4.1. A escala superficial.**

El vapor de agua atmosférico a nivel de superficie está influenciado por el agua de la superficie, ya sea marina o continental (Craig y Gordon, 1965; Steward, 1975, entre otros). Por lo tanto, el agua de precipitación de la zona, en un primer momento va a ser de gran importancia en la composición isotópica. Las variables atmosféricas también tienen una influencia determinante, como la humedad y la temperatura de la atmósfera en el momento de la evaporación.

El trabajo de Craig y Gordon en 1965 consistió en medir las razones isotópicas del vapor de agua atmosférico a la altura del mástil de un barco, sobre la superficie del océano y demostraron que la composición isotópica del

vapor superficial estaba determinado por la composición isotópica del agua marina, y por los procesos físicos que ocurrían en el momento de la evaporación, como el fraccionamiento en equilibrio entre el agua marina y el vapor, y la cantidad de humedad relativa del aire.

Steward en 1975, en un trabajo experimental de laboratorio, encontró que existen dos procesos que explican la composición isotópica del vapor de agua: en primer lugar el fraccionamiento isotópico existente entre el vapor de agua y el agua líquida en la interfase vapor-líquido y, en segundo lugar, el fraccionamiento cinético que aparece durante el transporte difusivo desde la superficie a la atmósfera.

White y Gedzelman en 1988, recogen vapor de agua atmosférico a nivel del suelo. Estos autores ponen de manifiesto la relación que existe entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico frente a la humedad específica y la humedad relativa del aire. Cuando existe una mayor cantidad de agua almacenada en la atmósfera, el vapor está más enriquecido en isótopos pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ). Esta relación es ligeramente mayor con la humedad específica que con la relativa. También de la relación existente entre la composición isotópica de ésta y las condiciones atmosféricas concurrentes.

La evapotranspiración de la masa vegetal juega un papel fundamental en la cantidad de vapor que se encuentra a nivel superficial, llegando en el caso de zonas como el Amazonas, a ser la fuente principal del vapor que se encuentra dentro de la selva (Moreira et al., 1997). La composición isotópica del vapor que evapotranspiran las plantas es prácticamente la misma que presenta el agua recogida del suelo, por la absorción de las raíces. Aunque el agua foliar está enriquecida en isótopos pesados ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ), la cantidad de agua que pasa a través de ellas es muchísimo mayor, del orden de 10-50 veces la cantidad retenida dentro de estas (Zimmerman et al, 1967; Förstel, 1979; White, 1983; Moreira et al., 1997; Yakir y Sternberg, 2000), por lo tanto es despreciable el fraccionamiento isotópico que ocurre dentro de las plantas, en

comparación con el volumen de vapor de agua que expulsa la masa vegetal (Ehleringer y Dawson, 1992).

La evaporación directa del agua del suelo, al revés de lo que ocurre con la evapotranspiración de la masa vegetal, favorece que el vapor se empobrezca en isótopos pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ), debido principalmente a los procesos producidos por el fraccionamiento cinético y de equilibrio (Craig y Gordon, 1965; Gat, 1996; He et al., 2001).

Existen algunos trabajos que han intentado discriminar qué parte del vapor de agua atmosférico superficial pertenece a la evaporación directa del suelo, y qué parte del flujo total pertenece a la evapotranspiración de las plantas (Brunel et al., 1992; Yakir y Wang, 1996; Moreira et al., 1997; Harwood et al., 1999; Wang y Yakir, 2000; Yepez et al., 2003). Estos autores han realizado sus estudios en diferentes climas, en lugares húmedos (Wang y Yakir, 2000), en bosques de robles (Harwood et al., 1999), en ecosistemas forestales de lluvias tropicales, como el Amazonas, en Brasil (Moreira et al., 1997), y en zonas semiáridas de sabana en el Sureste de Arizona, en Estados Unidos (Yepez et al., 2003). El método que se está utilizando, principalmente, es el denominado “gráficas del tipo Keeling” (Keeling, 1961), en la cual se comparan las composiciones isotópicas del vapor de agua atmosférico frente a la inversa de la concentración de la cantidad de agua contenida en la atmósfera. El vapor que tiene su origen en la evapotranspiración de la masa vegetal tendrá una pendiente en la cual, cuanto menor sea la inversa de la concentración de agua contenida en la atmósfera, mayor será el enriquecimiento en isótopos pesados del vapor.

#### 4.2. Troposfera: relación con la altitud.

El vapor de agua atmosférico va empobreciéndose en isótopos pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) conforme va ascendiendo en altitud, (Ehhalt, 1974; Taylor, 1972; He y Smith, 1999). Estos autores utilizaron aviones para realizar sondeos verticales en sus estudios en la troposfera. Este proceso, al igual que en la precipitación, se produce por la diferencia que existe en la velocidad de condensación de las diferentes masas isotópicas, ya que los isótopos pesados, por su menor presión de vapor, condensan antes que los ligeros. Por lo tanto, la cantidad de deuterio y de  $^{18}\text{O}$  en el vapor remanente va a ir decreciendo paulatinamente con la altura (Dansgaard, 1953).

Existe una buena correlación entre la humedad específica y la composición isotópica del vapor de agua en la baja y media troposfera, lo que indica que existe un continuo empobrecimiento de los isótopos pesados del vapor ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) que siguen un proceso de fraccionamiento isotópico del tipo Rayleigh (Ehhalt, 1974; Taylor, 1974; 1984; White y Gedzelman, 1984; He y Smith, 1999; He et al., 2001).

Ehhalt en 1974, realizó diferentes sondeos verticales de HTO, HDO, y  $\text{H}_2\text{O}$ , en la zona de California y del Pacífico, comparándolos con la altitud, la cantidad de agua (razón de mezcla) y la temperatura. Este trabajo fue principalmente experimental. Taylor, C.B., en 1972, también realizó estos perfiles en la zona del Continente Europeo. Comprobó que el vapor de agua atmosférico se iba empobreciendo en isótopos pesados progresivamente conforme se ascendía en troposfera media y baja. Además puntualizó la alta correlación entre las razones isotópicas y la humedad específica del aire.

He y Smith, 1999, realizan sondeos verticales de vapor de agua atmosférico dentro de la troposfera, en Nueva Inglaterra, Estados Unidos. Comprueban la diferencia de composición isotópica del vapor de agua atmosférico entre la Capa Límite Planetaria (C.L.P.) y la Atmósfera Libre (A.L.).

Dentro de la C.L.P. la composición isotópica del vapor es homogénea, y en la A.L. existe una gradación isotópica con la altitud. También se ve como existe una relación entre la composición isotópica del vapor para cada altitud con la inversa de la razón de mezcla (Q), donde:  $Q = \frac{g_{deagua}}{Kg_{deaire}}$ .

Más recientemente, He et al., 2001 analizan el vapor de agua atmosférico a nivel superficial cerca de una marisma costera, en Conécticut, Estados Unidos. En este estudio ratifican la relación existente entre la composición isotópica del vapor de agua y la razón de mezcla (Q) de la atmósfera. También encuentran que existe una relación entre la composición isotópica del vapor de agua que se evapora a partir de la marisma y la salinidad de ésta. La relación entre la composición isotópica y la salinidad del agua ya fue establecida por Craig y Gordon en 1965.

Smith, R.D. en 1992 realizó un estudio de las razones isotópicas del vapor de agua y el agua/hielo de las nubes en la troposfera sobre el océano. Demostrando que el vapor fraccionado de la nube es la fuente principal del vapor de agua atmosférico en la troposfera media.

#### **4.3. En la estratosfera.**

Existen relativamente pocos trabajos acerca de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico en la estratosfera. En la mayoría de los casos se han utilizado para comprender mejor la circulación de la atmósfera en esta zona. En general la composición isotópica del vapor de agua estratosférico es más ligera que la de la troposfera, aunque no está tan empobrecida en isótopos pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) como se pudiera pensar en un principio (Dessler et al., 1995; Moyer et al., 1996; Zahn et al., 1998; Keith, 2000; Jonson et al., 2001; Ridal et al., 2001).

Zahn et al., 1998, realizan un estudio de la composición isotópica del vapor de agua ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  y T) en la tropopausa y en la baja estratosfera. En este trabajo encuentran una composición isotópica relativamente enriquecida en isótopos pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) dentro de la baja estratosfera. La hipótesis que dan es que como en la alta troposfera de bajas latitudes existe una composición isotópica en el vapor similar, concluyendo que en las latitudes medias cantidades importantes de vapor de agua troposférico se debe de introducir a la baja estratosfera. Más tarde, Ridal et al., en su trabajo en el año 2001, realizan un modelo en el cual achacan esta composición isotópica del vapor relativamente más enriquecido en isótopos pesados a la disociación del metano, en lo que se refiere a la cantidad de deuterio presente en el vapor.

### **III. MATERIALES Y MÉTODOS**

---

---

***Pág.: 69-90***

### III. MATERIALES Y MÉTODOS.

#### 1. MECANISMO DE OBTENCIÓN DEL VAPOR ATMOSFÉRICO.

Para la obtención de las muestras se ha utilizado una bomba de vacío, unida a una pequeña trampa refrigerada de vidrio. Para conseguir congelar todo el vapor atmosférico se ha utilizado una mezcla frigorífica con una temperatura de  $-90^{\circ}\text{C}$ , compuesta por alcohol etílico y nitrógeno líquido. La temperatura es lo suficientemente baja ya que el cambio de fase de vapor de agua a sólido se produce a temperaturas inferiores a  $-15^{\circ}\text{C}$ , a presiones iguales o inferiores a la atmosférica.

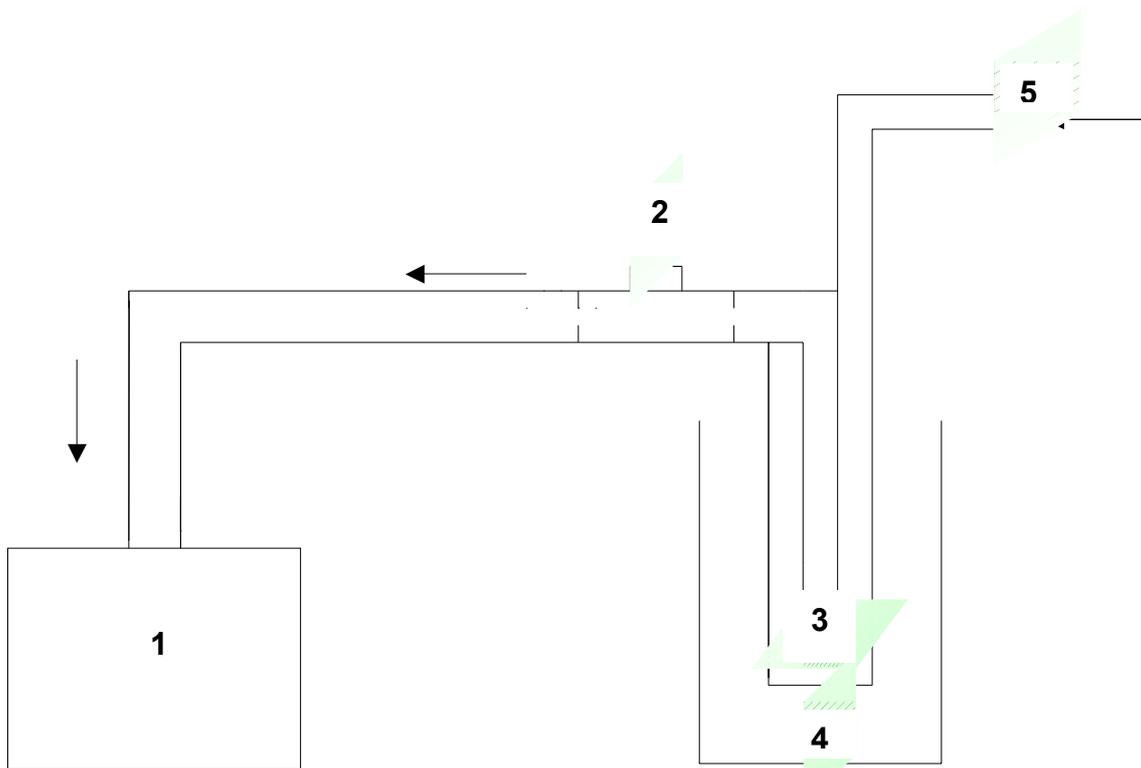
Al principio se utilizó directamente nitrógeno líquido para la extracción del vapor atmosférico, pero se comprobó que se condensaba el nitrógeno atmosférico, y esto producía perturbaciones con el riesgo de fraccionar isotópicamente el agua. Consecuentemente, se optó por utilizar una mezcla frigorífica que, por su temperatura, no pudiese licuar el nitrógeno.

Finalmente, para comprobar la eficacia del método empleado se han unido dos trampas de vidrio, comprobando que la segunda trampa no contenía agua. Por tanto, el resto de los experimentos se han realizado con una sola trampa.

Después de experimentar con diferentes flujos de aire se ha llegado a la conclusión de usar uno de aproximadamente  $0,2\text{ l/s}$ . Un flujo mayor podría ocasionar una congelación parcial del vapor de agua lo cual conllevaría a fraccionamientos isotópicos indeseables, debido a que los isótopos pesados condensan antes que los ligeros, por su menor presión de vapor (Dansgaard, 1953; Ehhalt, 1971). Con flujos de aire menores no se obtiene suficiente agua para realizar el análisis isotópico, o al menos en un tiempo razonable.

En general, el tiempo empleado para la obtención de las muestras fue de 30 minutos, pero en algunos casos, principalmente a elevadas altitudes donde la capacidad de la atmósfera para almacenar vapor de agua es reducida, no se obtuvo la cantidad de agua suficiente para la realización de los análisis con la precisión requerida, por lo que se optó por ampliarla a 45 minutos. Normalmente se han obtenido cantidades de agua comprendidas entre 0,5 y 4 ml.

En la figura 3.1 se muestra esquemáticamente el proceso utilizado para la condensación el vapor atmosférico.



**Fig. 3.1.** Funcionamiento del sistema de obtención del vapor de agua: 1 Bomba de vacío (rotativa); 2 Llave de paso reguladora del flujo de aire; 3 Trampa de vidrio, donde congela el agua; 4 “Deward” contenedor de la mezcla frigorífica (alcohol etílico y nitrógeno líquido); 5 Entrada del flujo de aire.

En las muestras de vapor de agua recogidas en el campo, se utilizó además, un generador de electricidad para alimentar la bomba de vacío que producía la depresión dentro del sistema, como se ve en la fig. 3.2.



Fig. 3.2. Ejemplo de muestreo en el campo.

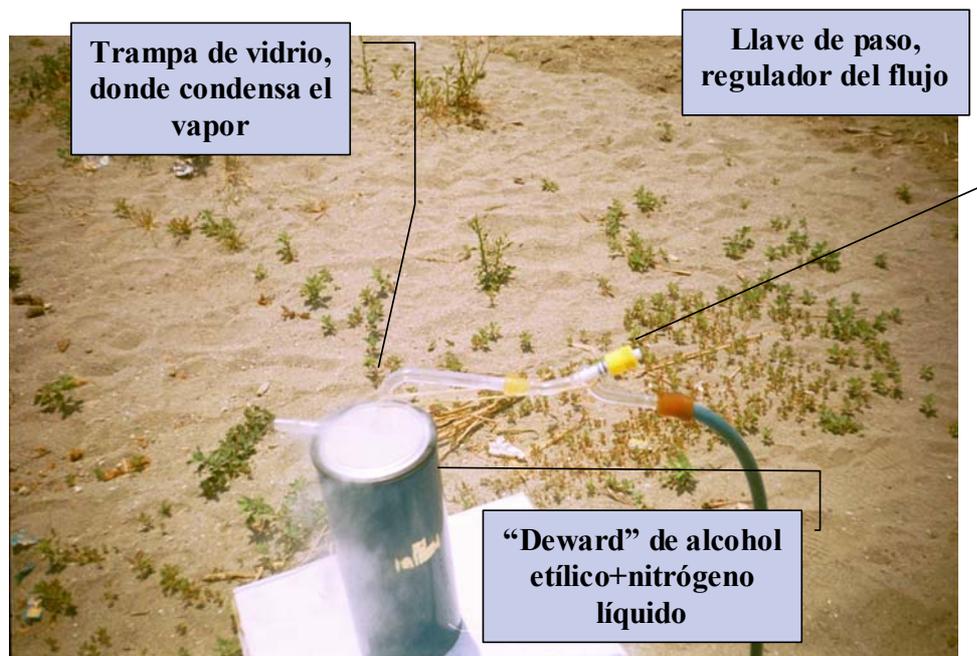


Fig. 3.3. Vista más detallada de la trampa de vapor de agua.

## 2. ANÁLISIS ISOTÓPICOS.

Las medidas isotópicas han sido realizadas en el laboratorio de Biogeoquímica de Isótopos Estables, perteneciente a la Estación Experimental del Zaidín, CSIC, en los espectrómetros de masas de razones isotópicas MAT-251 y DELTA PLUS XL, los dos de la marca Finnigan.

El primero de ellos es un espectrómetro de doble admisión, por lo cual se requieren sistemas de descomposición y purificación de muestras que más adelante se describirán con más detalle. El segundo espectrómetro es de flujo continuo, y tiene instalado el sistema automático Gas Bench II. Las muestras se han analizado con los dos, muchas de ellas realizadas por duplicado para chequear la fiabilidad de los datos.

La precisión de los análisis ha sido de  $\pm 0.1\text{‰}$  para los valores  $\delta^{18}\text{O}$  y de  $\pm 1,5\text{‰}$  para los valores  $\delta^2\text{H}$ . El error del exceso en deuterio ha sido mayor, ya que este se calcula en base a los anteriores, por lo tanto, la incertidumbre analítica ( $u$ ) del exceso en deuterio para medidas rutinarias de este trabajo se ha estimado como:

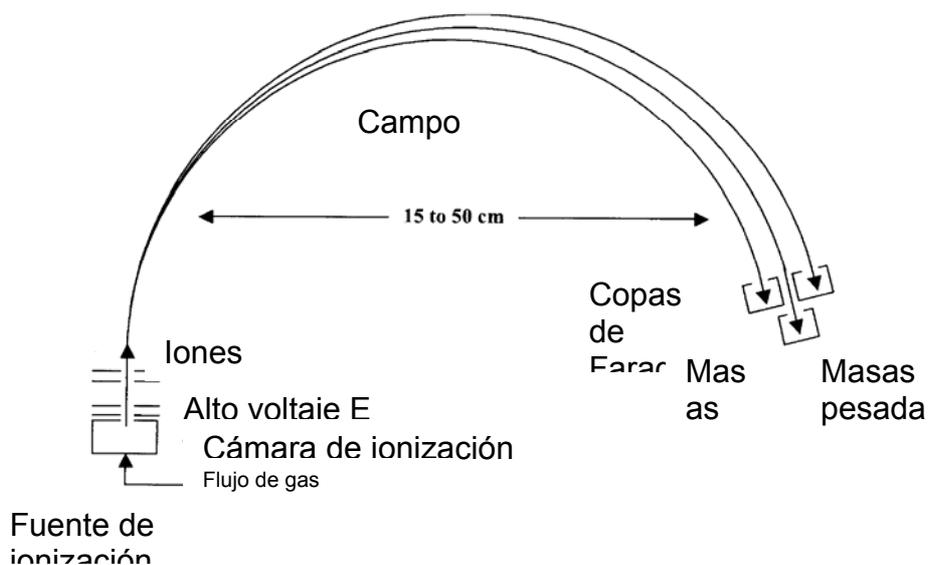
$$u(d) = \sqrt{(u\delta^2\text{H})^2 + 8(u\delta^{18}\text{O})^2} \approx \sqrt{(1,5)^2 + 8(0,1)^2} \approx 1,53$$

Como se puede comprobar, el exceso en deuterio está muy influenciado sobre todo por la incertidumbre de  $\delta^2\text{H}$  (Froehlich et al, 2002).

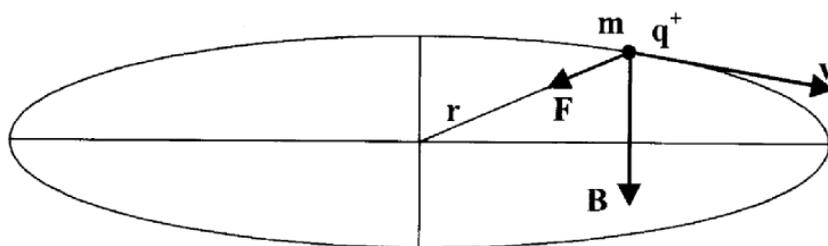
## **2.1. Principios básicos de un espectrómetro de masas.**

Un espectrómetro de masas puede separar átomos, o más exactamente iones, con diferentes masas y medir sus abundancias relativas. Este principio se muestra en la figura 3.4 donde el gas que contiene los diferentes isótopos de un elemento se ionizan por impacto electrónico en la cámara de ionización.

Los iones positivos se aceleran por un alto voltaje y entran en el campo magnético perpendicularmente al campo eléctrico (fig. 3.5). La trayectoria de los iones ahora viene a ser circular por la fuerza de Lorentz. El radio del círculo depende de la masa del ion: los iones con masas más pesadas tendrán una trayectoria más larga. En esta trayectoria los diferentes iones isotópicos se separarán e impactarán en el colector. En este colector los iones pierden su carga eléctrica, causando una pequeña corriente eléctrica que se detecta y amplifica.



**Fig. 3.4.** Vista esquemática de la separación de las masas en un espectrómetro de masas. El gas que contiene las moléculas isotópicas entra en la cámara de ionización donde se ioniza por bombardeo electrónico. Los iones positivos salen de la cámara de ionización y se aceleran mediante un alto voltaje ( $E$ ). En el campo magnético perpendicular a la figura los iones ligeros y pesados isotópicamente se separan y recogen por los colectores (copas de Faraday). Al final de todo este proceso nos encontramos con impulsos eléctricos que serán amplificados y medidos (Mook, W. G., 2001).



**Fig. 3.5.** En la figura está representada la fuerza de Lorentz. Una partícula cargada positivamente  $q^+$  (monovalente) y de masa  $m$ , se mueve en una superficie plana con una velocidad  $v$  en un campo magnético  $B$  perpendicular a la superficie. La fuerza de Lorentz  $F$  resultante es perpendicular a  $B$  y  $v$  haciendo que la partícula siga un camino circular con un radio  $r$  (Mook, W. G., 2001).

La magnitud de la fuerza de Lorentz (F) es:

$$\vec{F} = \vec{B} \times q\vec{v}$$

Esta fuerza es igual a la fuerza centrípeta requerida para que la partícula siga en una trayectoria de forma circular.

$$F = \frac{mv^2}{r} = Bqv$$

La velocidad de la partícula se debe a la aceleración por el alto voltaje en la fuente de ionización (fig. 3.4).

$$E_{kim} = \frac{1}{2}mv^2 = qV$$

De la ecuación 3.3 y 3.4 se consigue el radio de la trayectoria circular de los diferentes iones isotópicos.

$$r = \frac{1}{B} \sqrt{\frac{2mV}{q}} = \left( \frac{\sqrt{2V/q}}{B} \right) \sqrt{m}$$

Donde q es igual a la carga del electrón ( $1.6 \times 10^{-19}$  C) y los valores B y V lo define cada espectrómetro. Durante la medida el voltaje eléctrico y el campo magnético se mantienen constantes, así el radio es proporcional a la raíz cuadrada de la masa del ion.

$$\frac{\Delta r/r}{\Delta m/m} = \left( \frac{\sqrt{2V/q}}{B} \right) \text{ y } m/\Delta m = \left( \frac{\sqrt{2V/q}}{B} \right) r / \Delta r$$

La última ecuación es la medida de la resolución del espectrómetro de masas: para  $\Delta m=1$ ,  $m$  es la resolución del instrumento si  $\Delta r$  es lo suficientemente grande como para permitir tener una resolución nítida entre los picos de las masas  $m$  y  $m+1$  en el espectrómetro de masas.

Las masas que miden los colectores para el agua son los que aparecen en la tabla 3.1.

**Tabla 3.1.** Los diferentes iones isotópicos del hidrógeno y del dióxido de carbono, respectivamente, se focalizan hacia los colectores (copas de Faraday). Estos recogen las pequeñas descargas eléctricas (los iones positivos recuperan sus electrones), resultando diferentes corrientes eléctricas para las diferentes moléculas isotópicas. Después el programa del ordenador calculará el valor correspondiente haciendo las pertinentes correcciones. En el caso del hidrógeno es más complicado debido al efecto que tiene en la fuente de ionización el gas de  $H_2$  combinado con el ion del hidrógeno en forma de  $^1H_3^+$  que también tiene masa 3. La corrección necesaria se consigue por un procedimiento de extrapolación para que la presión de gas de la fuente de ionización sea igual a cero donde desaparece el ion  $^1H_3^+$  (Mook, W. G., 2001).

MASA 2	MASA 3	MASA 44	MASA 45	MASA 46
$^1H^1H$	$^2H^1H$	$^{12}C^{16}O$	$^{13}C^{16}O_2$	$^{12}C^{18}O^{16}O$
			$^{12}C^{17}O^{16}O$	$^{13}C^{17}O^{16}O$
				$^{12}C^{17}O_2$

## 2.2 Análisis $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua.

Existen muchos métodos para analizar el  $\delta^{18}\text{O}$  en el agua, como el de fluoración (O'Neil y Epstein, 1966), el del grafito (Edwards et al., 1993), electrolisis (Meijer y Li, 1998), espectroscopía por absorción laser (Kerstel et al., 1999). En este trabajo se ha utilizado el método de equilibrio de  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (propuesto por Cohn y Urey, 1938 y aplicado por Epstein y Mayeda, 1953), tanto en las medidas con el MAT 251 como en el DELTA PLUS XL, debido a sus buenos resultados y a la “relativa” sencillez.

El método consiste en equilibrar isotópicamente  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  a una temperatura constante ( $25^\circ\text{C}$ ).



Una alícuota de este  $\text{CO}_2$  equilibrado se transferirá al espectrómetro de masas para medir la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Debido a que la razón  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en  $\text{CO}_2$  y en el agua es diferente, el valor que se obtiene de  $^{18}\delta$  debe ser corregido para este fraccionamiento. Sin embargo, la muestra y el patrón están en las mismas condiciones (igual cantidad de agua y de  $\text{CO}_2$  y a la misma temperatura), por lo cual la corrección no es importante. El valor  $\delta^{18}\text{O}$  para  $\text{CO}_2$  equilibrado con el agua de la muestra es igual al valor  $^{18}\delta$  del agua en cuestión, donde el valor  $\delta^{18}\text{O}$  se refiere a V-SMOW.

$$\begin{aligned} {}^{18}\delta_{(agua)} &= \frac{{}^{18}R_{\text{H}_2\text{O}}}{{}^{18}R_{V\text{-SMOW}}} - 1 = \frac{{}^{18}\alpha_{g/l} {}^{18}R_{\text{H}_2\text{O}}}{{}^{18}\alpha_{g/l} {}^{18}R_{V\text{-SMOW}}} - 1 = \\ &= \frac{{}^{18}R_{\text{CO}_2 \text{ en equilibrio con H}_2\text{O muestra}}}{{}^{18}R_{\text{CO}_2 \text{ en equilibrio con V-SMOW}}} - 1 = {}^{18}\delta_{(\text{equilibrado CO}_2)} \end{aligned}$$

Durante el intercambio isotópico de los átomos de oxígeno entre el CO<sub>2</sub> y el H<sub>2</sub>O la composición isotópica del agua cambia. Por esto se debe hacer una corrección. Considerando un balance de masas del <sup>18</sup>O:

$$w_o {}^{18}R_{w_o} + c_o {}^{18}R_{c_o} = w {}^{18}R_w + c {}^{18}R_c = w \frac{{}^{18}R_c}{{}^{18}\alpha_{c/w}} + c {}^{18}R_c$$

Donde w<sub>o</sub> y c<sub>o</sub>, y w y c son la cantidad de moles de los átomos en el agua y el dióxido de carbono antes y después del equilibrio, respectivamente. Asumiendo que w = w<sub>o</sub> y c = c<sub>o</sub>, y ρ = c/w, el valor corregido del CO<sub>2</sub> equilibrado es:

$${}^{18}\alpha_{c/w} {}^{18}R_{w_o} = {}^{18}R_c (1 + {}^{18}\alpha_{c/w}\rho) - {}^{18}\alpha_{c/w}\rho {}^{18}R_{c_o}$$

En valores corregidos de <sup>18</sup>Oδ:

$${}^{18}\delta'_c = (1 + {}^{18}\alpha_{c/w}\rho) {}^{18}\delta_c - {}^{18}\alpha_{c/w}\rho {}^{18}\delta_{c_o}$$

En la mayoría de las muestras no se ha tenido que hacer estas correcciones, ya que la cantidad de agua ha sido suficiente y las diferencias se pueden tomar como despreciables.

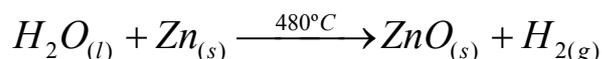
El tiempo de equilibrio depende de la cantidad de muestra y de la amplitud y frecuencia de agitación en el baño. (Las muestras analizadas en el GAS BENCH no han sido agitadas, pero la cantidad de moles de CO<sub>2</sub> era mucho menor que en las líneas clásicas, por lo que el tiempo de equilibrio ha sido el mismo).

La variabilidad en la temperatura de equilibrio ha sido de  $\pm 0.2^\circ \text{C}$ , ya que una variación de  $1^\circ \text{C}$  produce un cambio de  $0.2\text{‰}$   $\delta^{18}\text{O}$ .

### 2.3 Análisis $^2\text{H}/^1\text{H}$ del agua.

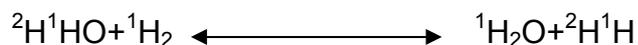
En este trabajo se han utilizado dos métodos para medir la composición isotópica del H en el agua: reducción del agua con Zn metálico caliente (Bigeleisen et al., 1952; Friedman, 1953; Craig, 1961 y Godfrey, 1962), o a través del equilibrio isotópico entre el agua y  $\text{H}_2$  (Ohsumi, T. y Fujino, H., 1983; Horita, J., 1988; Coplen et al. 1991)

El primer método es el que se utiliza en el espectrómetro MAT 251. La reacción que se produce es:



La cantidad de agua utilizada es mínima (10  $\mu\text{l}$ ).

El método del equilibrio  $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$  es el utilizado para el espectrómetro DELTA PLUS XL. La reacción que se produce es la siguiente:



Como es una reacción química, el equilibrio dependerá de las concentraciones de agua y del gas ( $\text{H}_2$ ). Hay que tener muy en cuenta las posibles variaciones de temperatura que se produzcan, ya que el fraccionamiento isotópico varía considerablemente (6 ‰ por  $^\circ \text{C}$ ).

## 2.4 Medidas isotópicas en el MAT-251.

Como se ha comentado anteriormente el sistema de ingreso depende del tipo de espectrómetro, el MAT 251 utiliza el sistema de ingreso de doble admisión (fig. 3.6), donde se introducen las muestras en un sistema de alto vacío, así previamente se han tenido que convertir las muestras en gases siendo para ello necesario la utilización de sistemas ajenos al espectrómetro (fig. 3.7).



**Fig. 3.6.** Espectrómetro de masas de doble ingreso MAT-251.



**Fig. 3.7.** Vista general de los sistemas externos utilizados en el proceso de descomposición y purificación de las muestras, para analizarlas en el espectrómetro de doble ingreso, MAT-251.

### 2.4.1 Sistema de preparación y extracción del CO<sub>2</sub> para análisis del <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O en el Finnigan MAT 251.

En este trabajo se ha usado el método del equilibrio entre el agua y anhídrido carbónico explicado anteriormente.

Se han realizado diferentes pruebas para lograr el análisis con 0.5 y 1 ml. Se ha conseguido poniendo una menor cantidad de presión de CO<sub>2</sub>, y aumentando el tiempo de equilibrio entre H<sub>2</sub>O y el CO<sub>2</sub>, en vez de 48 horas, se han invertido 72 h. e incluso 96 h., para asegurar el completo equilibrio entre ambas fases. La temperatura ha sido constante a 25° C gracias a un baño termostático. Se ha conseguido así un error mejor de  $\pm 0.1 \text{ ‰ } \delta^{18}\text{O}$ .

El sistema consta de dos "líneas", una para la carga y dosificación de la muestra y del CO<sub>2</sub> (ver fig. 3.8), y otra para la extracción del CO<sub>2</sub> una vez alcanzado el equilibrio isotópico con el agua (ver fig. 3.9).

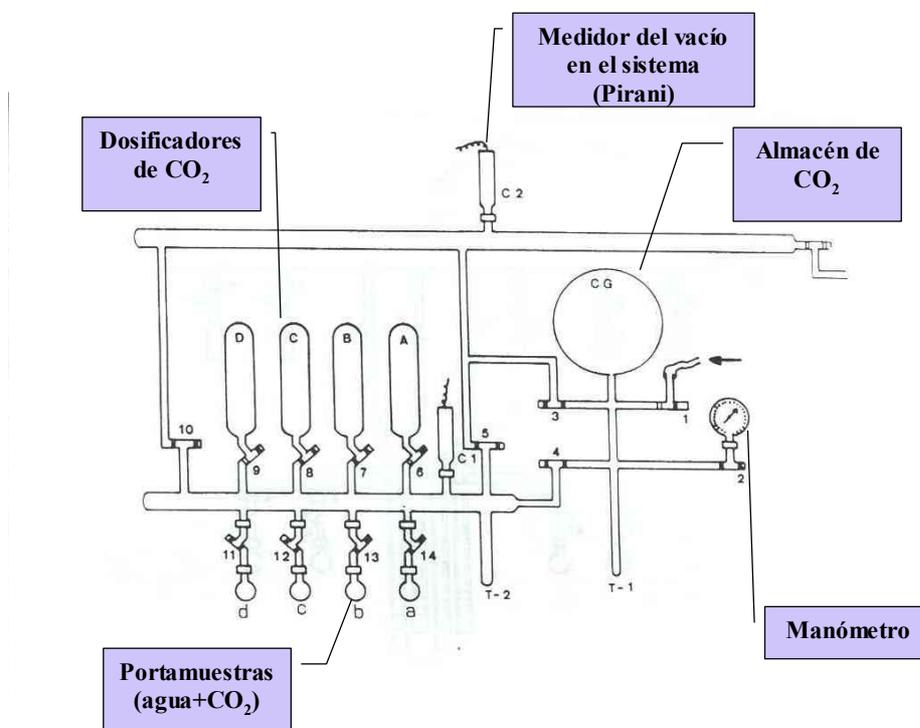


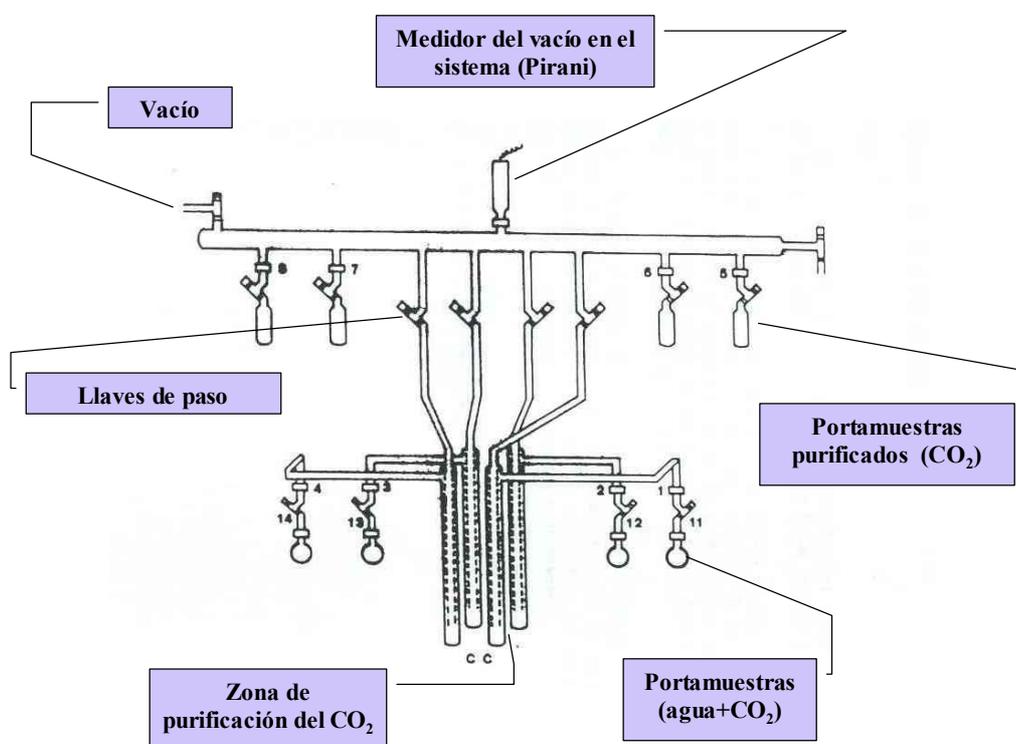
Fig. 3.8. Sistema de carga de CO<sub>2</sub>.

Una vez alcanzado el equilibrio isotópico entre  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  pasamos a la extracción de este  $\text{CO}_2$ . Este proceso consiste en la separación y purificación de  $\text{CO}_2$  mediante trampas frías, concretamente dos, una a  $-180^\circ\text{C}$  y otra a  $-80^\circ\text{C}$ .

La trampa a  $-180^\circ\text{C}$  se alcanza con nitrógeno líquido. A esta temperatura el  $\text{CO}_2$  y el agua se encuentran en estado sólido, los demás gases como el  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{Ar}$ ,  $\text{He}$ , etc., son incondensables a  $-180^\circ\text{C}$  y se expulsarán.

La trampa a  $-80^\circ\text{C}$  se obtiene de una mezcla frigorífica de alcohol etílico más nitrógeno líquido; esta temperatura se utiliza para congelar todo el agua, pero no el  $\text{CO}_2$ , ya que el dióxido de carbono condensa a  $-71^\circ\text{C}$  a presión atmosférica, pero como se tiene una presión menor de  $10^{-3}$  mbar, la temperatura de condensación será mucho menor.

Ambos sistemas están auxiliados por rotativas y difusoras para conseguir el alto vacío necesario.



**Fig. 3.9.** Sistema para la extracción del  $\text{CO}_2$ .

#### **2.4.2 Sistema para la determinación de la composición isotópica del hidrógeno del agua en el espectrómetro Finnigan MAT 251.**

El método que se ha utilizado es el de reducción del agua con Zn, explicado anteriormente.

Consiste en introducir el agua de la muestra en un portamuestras que contiene un Zn metálico granulado especial. Previamente se ha desgasificado y calentado (aproximadamente a 70° C) el portamuestras con el zinc. Después se introduce argón para que no entre aire cuando se abra la válvula para introducir el agua (ya que el argón es más pesado que el aire). Se congela el portamuestras con nitrógeno líquido, se hace el vacío y se introduce en el bloque calefactor a 480° C durante 45 minutos para que se produzca la reacción de reducción de agua que antes se describió.

Hay que tener en cuenta que la analítica isotópica del hidrógeno es la que mayor error tiene,  $\pm 1,5 \text{ ‰ } \delta$ , ya que el peligro de fraccionamiento es mucho mayor porque la diferencia de masa entre el isótopo más pesado y el más ligero es muy alta (la mayor de todos los elementos).

Para la preparación de cada muestra se utilizan 10  $\mu\text{l}$  de agua y 0.35 g de Zn.



contenidas las muestras, con esto se consigue no sólo la rapidez y economía de las medidas, sino también, una altísima resolución.

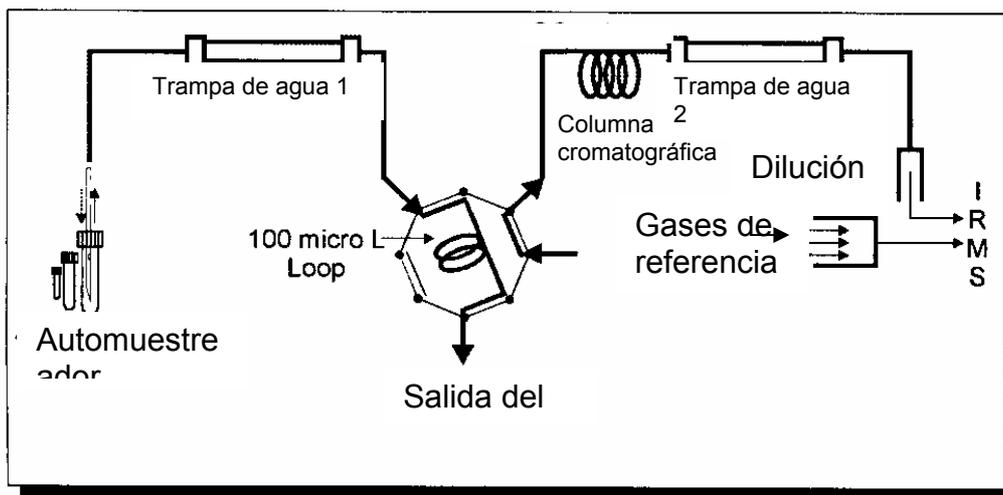
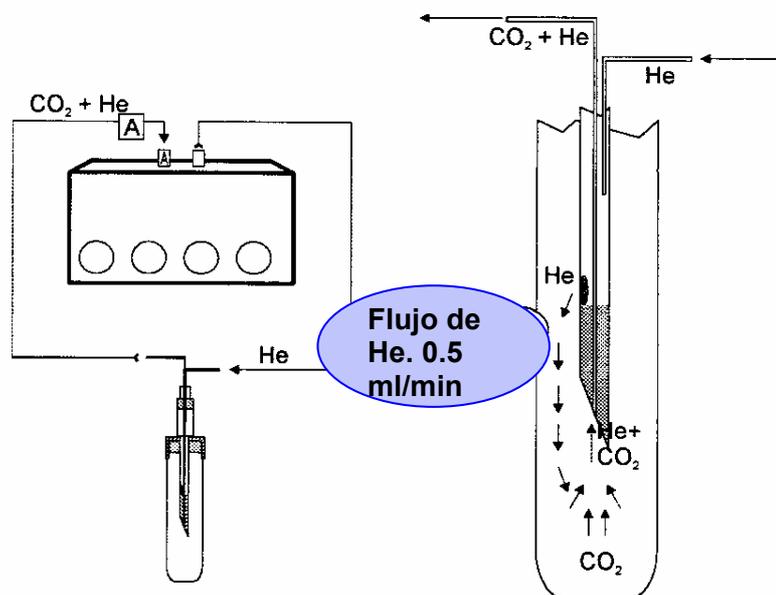


Fig. 3.11. Esquema del funcionamiento del Gas Bench II.

Para la preparación de la muestra, introducimos 0.5 ml de agua en un portamuestras de 10 ml, después automáticamente con una aguja se introduce una mezcla de gases ( $\text{CO}_2 + \text{He}$  para el análisis del  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y  $\text{H}_2 + \text{He}$  para  $^2\text{H}/^1\text{H}$ , con unas concentraciones de 0.3% de  $\text{CO}_2$  y 2% de  $\text{H}_2$  respectivamente). Con esto conseguimos, primero desalojar el aire, y segundo dejar en su interior la mezcla (fig. 3.12), que dejaremos en equilibrio isotópico con el agua durante 48 horas para el oxígeno y de 12 horas para el hidrógeno. El equilibrio del hidrógeno con el agua se acelera introduciendo unos catalizadores. Después este gas será introducido en el GAS BENCH II y posteriormente dentro del espectrómetro donde se determinarán las razones isotópicas.



**Fig. 3.12.** Esquema de la aguja y del empuje que ejerce el gas para desalojar el aire o la mezcla de gases.

Dentro del GAS BENCH II el gas se hace pasar la primera trampa de agua. Ésta tiene por objeto eliminar cualquier contenido en agua, ya que es muy importante que no pase agua al espectrómetro de masas.

El principio de la trampa es el siguiente, son 2 tubos concéntricos, el tubo interno está construido con un material higroscópico. El flujo de gas pasa a través del tubo interno y por el externo pasa una corriente de He que arrastra el agua del flujo (fig. 3.13).

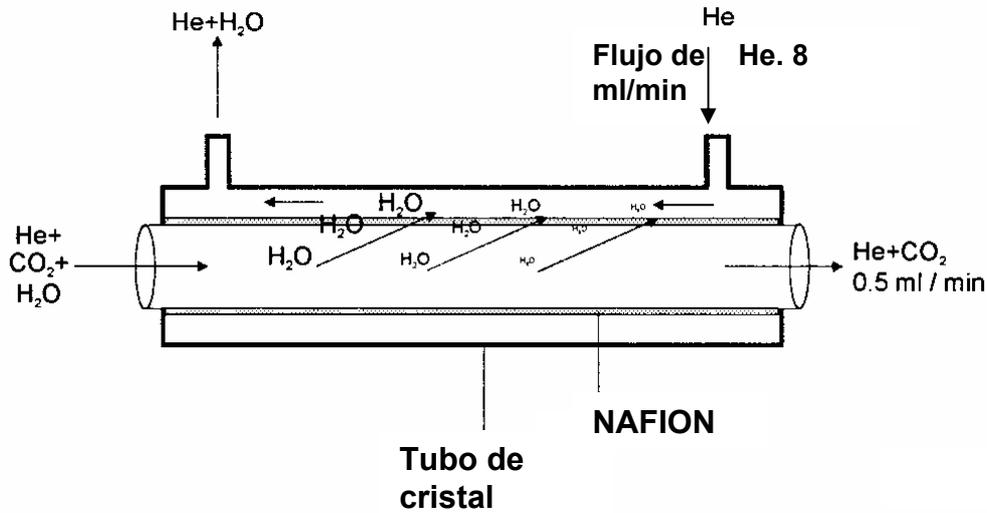
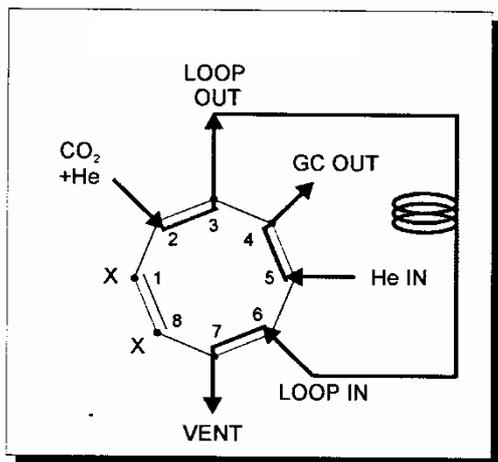


Fig . 3.13. Esquema de la trampa de agua.

Después el gas se encontrará con una multiválvula como se indica en la figura 3.14, que permitirá la entrada de diferentes pulsos de gas en la columna cromatográfica, encargada de separar el CO<sub>2</sub> de otros gases contaminantes.

### Modo de carga



### Modo de ingreso

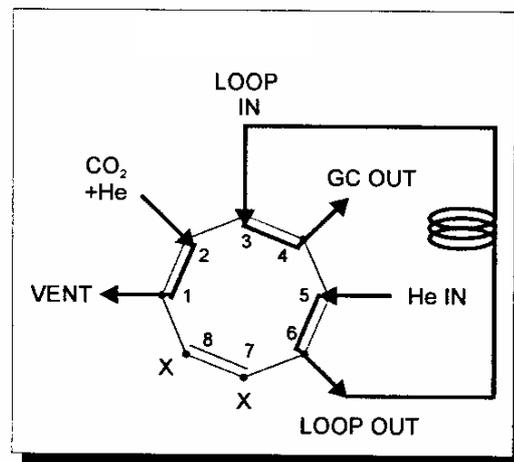


Fig. 3.14. Válvulas en modo de carga y de ingreso. En el modo de carga el puerto 1 y 8 están en “standby”. El flujo de He y CO<sub>2</sub> de la muestra purga el interior de la espira, de acero inoxidable a través de los puertos 2 → 3 → 6 → 7. La columna cromatográfica está directamente conectada con el circuito del helio a través de los puertos 5 → 4. En el modo de ingreso el gas de la muestra contenido en la espira es transferido directamente a la columna cromatográfica a través de los puertos 5 → 6 → 3 → 4. El flujo de la muestra está siendo expulsado directamente al exterior a través de los puertos 2 → 1.

A partir de este momento el gas llegará hasta una columna cromatográfica, con el propósito de separar los diferentes gases, sobre todo el  $N_2$  atmosférico que siempre queda con el  $CO_2$ .

La columna contiene un microprocesador con su respectiva sonda para controlar perfectamente la temperatura, y todo está contenido en una caja térmica para garantizar unas condiciones constantes, ya que dependiendo de la temperatura la columna separará más o menos los diferentes gases (fig. 3.15).

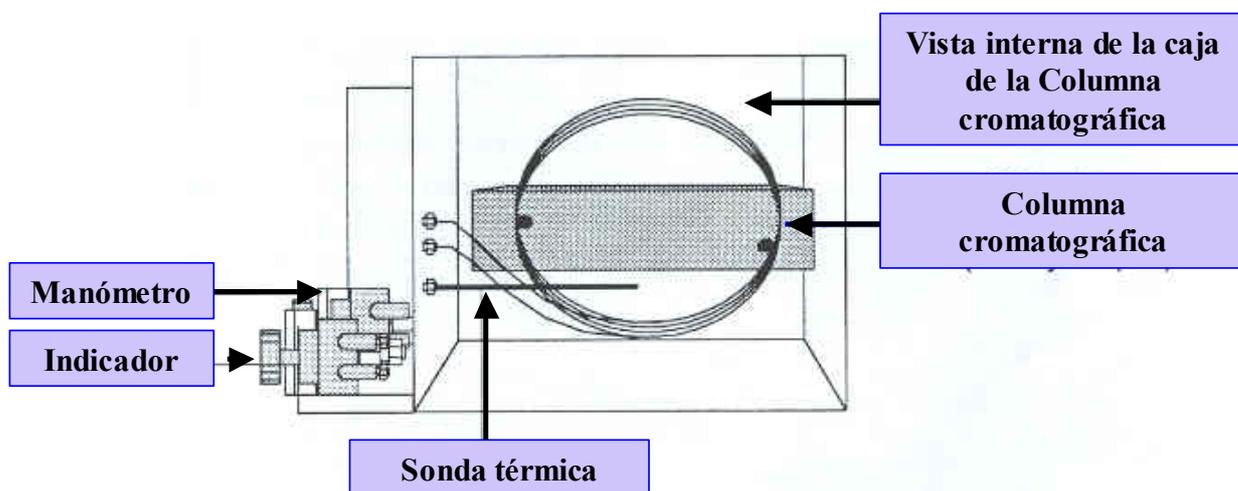
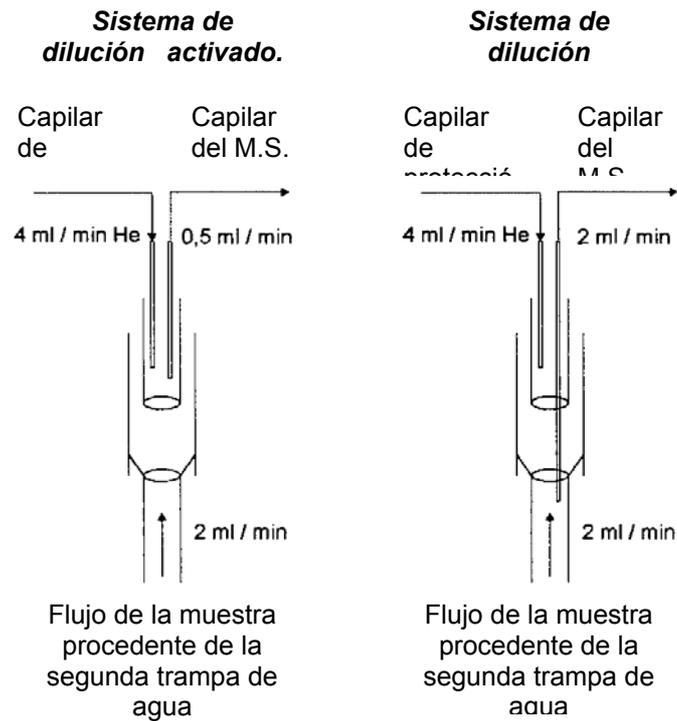


Fig. 3.15. Columna y sonda de temperatura.

Después el flujo de gas pasa por una segunda trampa, que también elimina el agua.

Por último, el GAS BENCH II posee un sistema por el cual si existe demasiada muestra entra en funcionamiento una dilución de He para bajar la presión de  $CO_2$  (o de cualquier otro gas que se quiera analizar), ya que si queda por encima del rango, las copas de Faraday encargadas de recoger las señales de los iones se colapsarían, impidiendo un buen registro.



**Fig. 3.16.** Esquema del sistema de dilución. Cuando está en la posición “activado” el capilar del M.S. aspira el helio donado por el capilar de protección. En la posición desactivado el capilar del M.S. es movido hasta el fondo, así el capilar del M.S. aspira el flujo de la muestra del capilar que viene de la segunda trampa de agua.

Finalmente, el gas entra dentro del espectrómetro, donde se miden las razones isotópicas.

### **3. MEDIDAS DE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS Y LOCALIZACIÓN EN EL CAMPO.**

Las medidas meteorológicas utilizadas en este trabajo (humedad relativa del aire, cantidad de precipitación, temperatura del aire y del suelo, insolación, velocidad y dirección del viento y la cantidad de insolación) se han obtenido de la estación meteorológica, que pertenece al grupo de trabajo de la doctora Mercedes Campos. Cada uno de los parámetros meteorológicos quedan registrados cada hora. Además, cada vez que se recogía una muestra de vapor de agua atmosférico, se medía a la vez la temperatura y de la humedad relativa del aire con aparatos diferentes, para poder comparar y tener la seguridad de obtener diferentes medidas, para que éstas fueran de la máxima fiabilidad posible. Esto se hizo al principio obligatoriamente, porque hasta Marzo de 2000 no fue operativa la estación meteorológica. Los instrumentos utilizados a parte de la estación meteorológica fueron los siguientes: para medir la temperatura del aire se usaron dos termómetros diferentes, uno electrónico y otro de mercurio. La humedad relativa se registró con un psicrómetro, un higrómetro del tipo “cabello”, y uno electrónico. Todas las medidas se compararon entre sí, obteniendo un error menor de  $\pm 1^\circ \text{C}$  y de  $\pm 2\%$ , para la temperatura y la humedad relativa del aire respectivamente.

En el campo, tanto la localización geográfica como la altitud de las muestras se realizaron gracias a diferentes mapas topográficos y a un G.P.S.

## **IV. CARACTERIZACIÓN DE LAS ZONAS DE MUESTREO**

---

---

***Pág.: 92-116***

#### **IV. CARACTERIZACIÓN DE LAS ZONAS DE MUESTREO.**

Las diferentes campañas y zonas de muestreo han sido orientadas en función de la naturaleza del agua que se va a estudiar: el vapor de agua que se encuentra en la atmósfera y el agua de precipitación en sus diversas formas.

El Sureste de la Península Ibérica, debido a su posición entre dos continentes (Europa y Africa), y entre el mar Mediterráneo y el Océano Atlántico, posee unas características diferentes y únicas que lo hacen especialmente interesante para estos estudios. Se tienen climas tan diversos como: tropical (en la costa granadina), desértico (zona de Tabernas en la provincia de Almería), frío de altas altitudes (Sierra Nevada) o continental (Marquesado del Zenete, provincia de Granada), aunque en general el clima mediterráneo es el que domina, no sólo el resto de la zona, sino también de una forma general, a los climas anteriormente descritos. Diferencias de altitud extremas en trayectos muy cortos, desde los 0 m hasta los 3.481 m s.n.m. en menos de 35 Km. Existen densidades y tipos de vegetación muy diversa en un área muy pequeña, definida principalmente por las dos características que anteriormente se han comentado.



Fig. 4.1. Mapa regional de la zona de muestreo.

El objetivo principal ha sido el estudio de la composición isotópica del vapor de agua atmosférica, por lo tanto, el agua de precipitación ha sido una herramienta de apoyo en este trabajo. Siendo de vital importancia este estudio, en referencia a composición isotópica del agua de precipitación, ya que desgraciadamente la red de análisis isotópico de ésta en la Península Ibérica es muy escasa, tan solo se pueden contar con las estaciones y datos obtenidos de la I.A.E.A (International Agency Energy Atomic), en Faro, Gibraltar, Barcelona y Madrid. Por lo tanto, estos datos presentados aquí, y los que se van a seguir analizando en las mismas estaciones, y en otras que ya se están recogiendo y analizando, podrán ser de interés en futuros trabajos, no sólo en este estudio, sino en otros que podrán contar con estos datos, a todas luces de valor intrínseco en si mismos.

## **1. CAMPAÑA DEL VAPOR DE AGUA ATMOSFÉRICO.**

Las medidas isotópicas de vapor de agua atmosférico se han realizado en distintos puntos geográficos, para estudiar en cada uno de ellos, los diferentes parámetros con los que puede estar relacionado.

Todos a excepción de la campaña localizada en Granada capital, donde se ha hecho un estudio sistemático a través del tiempo en un mismo lugar, se han realizado siguiendo transversales, es decir, tomando muestras en diferentes sitios a lo largo del día.

Cada campaña ha tenido un objetivo claro y conciso para estudiar las características que afectan a la composición isotópica del vapor de agua atmosférico, como la altitud, estacionalidad, circulación atmosférica, la vegetación, la humedad relativa y la temperatura del aire, la temperatura del suelo, etc.

### **1.1. Estudio sistemático en la ciudad de Granada.**

El estudio se ha realizado desde Mayo de 1999 hasta Julio de 2001, obteniéndose más de 250 muestras de vapor de agua atmosférico. Concretamente se ha situado en la Estación Experimental del Zaidín, centro perteneciente al Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), en el lado sureste de la ciudad de Granada; localizada a una altitud de 670 m sobre el nivel del mar (30S x: 447595; y: 4113610; z: 670).

El clima que domina Granada es Mediterráneo, con una ligera tendencia al continental (Castillo, 1986). En general las precipitaciones no son abundantes y están mal repartidas, sin producirse prácticamente en los meses estivales (ver tabla 4.1). Con respecto a las temperaturas, el clima es relativamente continental, siendo los meses de invierno mucho más fríos que

los del verano, llegando a descender varias veces al año por debajo de los 0° C, y superando también, en ocasiones, los 40° C en los meses estivales (ver tabla 4.1).

Debido a las características climáticas que dominan la zona, la abundancia vegetal natural es relativamente pobre, pero gracias a los sistemas de riego, existe una agricultura potente, además de algunas zonas ajardinadas, que dan a la zona una riqueza vegetal, tanto en cantidad, como en variedad de especies.

Los alrededores de Granada se caracterizan por una zona de bajo desnivel de altitud, formada por una llanura de inundación (Vega de Granada). Esta llanura se rompe por una serie de pequeñas montañas de escaso porte en altitud. En la parte Sureste de la Vega se localizan las estribaciones de Sierra Nevada, alcanzando en menos de 20 Km (en una distancia ortogonal según la dirección del mapa) un desnivel de cota de más de 2500 m.

La zona que rodea Granada se caracteriza por una fuerte antropización del territorio, siendo en su mayoría cultivos de regadío. El agua del que se nutre la Vega, procede en su mayoría de Sierra Nevada, ya sea a través de su acuífero, con un nivel piezométrico somero, o gracias a los regadíos directos del agua que le proporcionan los embalses localizados a una altitud mayor, que recogen el agua de deshielo de Sierra Nevada.

**Tabla 4.1.** Datos facilitados por el I.N.M. Son valores medios durante 29 años (desde 1972 hasta 2000). La leyenda es la siguiente:

**T:** Temperatura media mensual/anual (° C); **TM:** Media mensual/anual de las temperaturas máximas diarias (° C); **Tm:** Media mensual/anual de las temperaturas mínimas diarias (° C); **R:** Precipitación mensual/anual media (mm); **h:** Humedad relativa media (%); **DR:** Número medio mensual/anual de días de precipitación superior o igual a 1 mm; **DN:** Número medio mensual/anual de días de nieve; **DT:** Número mensual/anual de días de tormenta; **DF:** Número mensual/anual de días de niebla; **DH:** Número mensual/anual de días de helada; **DD:** Número mensual/anual de días despejados; **I:** Número mensual/anual de horas de sol.

MESES	<b>T</b>	<b>TM</b>	<b>Tm</b>	<b>R</b>	<b>h</b>	<b>DR</b>	<b>DN</b>	<b>DT</b>	<b>DF</b>	<b>Dh</b>	<b>DD</b>	<b>I</b>
<b>ENERO</b>	6,7	13,0	0,3	41	73	6	0	0	5	16	10	165
<b>FEBRERO</b>	8,5	15,3	1,8	38	67	6	0	0	3	10	7	172
<b>MARZO</b>	11,0	18,6	3,4	30	59	5	0	1	1	5	7	225
<b>ABRIL</b>	12,8	20,1	5,6	38	57	7	0	1	1	1	5	231
<b>MAYO</b>	16,8	24,6	9,0	28	53	4	0	2	1	0	6	293
<b>JUNIO</b>	21,4	30,0	12,9	17	47	2	0	3	0	0	13	336
<b>JULIO</b>	24,8	34,4	15,2	4	40	0	0	1	0	0	22	373
<b>AGOSTO</b>	24,5	33,9	15,0	3	43	1	0	1	0	0	19	344
<b>SEPTIEMBRE</b>	20,9	29,4	12,4	16	52	2	0	2	0	0	11	262
<b>OCTUBRE</b>	15,5	22,7	8,2	42	64	5	0	1	2	0	8	215
<b>NOVIEMBRE</b>	10,7	17,2	4,2	48	72	6	0	0	4	5	8	170
<b>DICIEMBRE</b>	7,6	13,5	1,8	53	76	7	0	0	5	12	8	149
<b>TOTAL ANUAL</b>	<b>15,1</b>	<b>22,8</b>	<b>7,5</b>	<b>357</b>	<b>59</b>	<b>52</b>	<b>1</b>	<b>12</b>	<b>22</b>	<b>49</b>	<b>125</b>	<b>2935</b>

Los datos meteorológicos propios de este estudio son los recogidos en el capítulo anterior (*III Materiales y Métodos*), donde, a parte de tener los resultados de las medidas obtenidas por los higrómetros y termómetros móviles que se han utilizado en las demás campañas, se han podido utilizar los datos correspondientes a la estación meteorológica fija situada en la Estación Experimental del Zaidín, pudiendo no sólo utilizarlos para este estudio en

concreto, sino que también han servido para comprobar la fiabilidad de los aparatos que se utilizaban en las otras campañas.

El vapor de agua atmosférico se ha tomado en diferentes días (aproximadamente cada tres días, dependiendo del periodo) y a lo largo de todas las horas del día, tanto de día como de noche. Consiguiendo por tanto una red de muestreo, en el tiempo, muy densa. También se han realizado estudios recogiendo vapor de agua atmosférico a lo largo de 24 h seguidas (cada 3 horas aproximadamente, según el día). Aunque la mayoría de las muestras se han tomado en el mismo lugar, algunas se han realizado a diferentes alturas, concretamente desde los 1,5 m hasta los 12 m de altura aproximadamente con respecto al suelo, aprovechando las diferentes plantas de un edificio situado dentro de la Estación Experimental del Zaidín.

## **1.2. Estudio del vapor de agua atmosférico en las diferentes vertientes de Sierra Nevada.**

Sierra Nevada se presenta como un lugar privilegiado para los objetivos de este trabajo, debido, entre otras razones a su cercanía al mar, ya que se pueden alcanzar desniveles desde los 0 m hasta más de 3.300 m s.n.m. en muy pocos kilómetros. La carretera que la recorre (la más alta de Europa), ha facilitado este estudio. Quizás sea el motivo principal por el cual, hasta el momento, no se tenga constancia de que se haya realizado ningún trabajo de este tipo a escala mundial, es decir, del estudio de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico a nivel superficial, en diferentes altitudes. Sierra Nevada, por otra parte, también presenta unas características únicas que la hacen merecedora en si misma de cualquier estudio que permita conocer las diferentes particularidades que la definen. Someramente, se van a describir las condiciones climáticas generales y los diferentes pisos bioclimáticos que se dan en Sierra Nevada a continuación, lo que sin duda es de interés a la hora de interpretar los datos que se presentan en este estudio:

### 1.2.a. El clima de Sierra Nevada.

El clima de Sierra Nevada es heterogéneo dependiendo de la altitud, y de la vertiente. La media de las precipitaciones anuales es de 744,4 mm con un coeficiente de variación de 44,9%. Por encima de los 2.000 m s.n.m. se encuentra un clima semihúmedo con unas precipitaciones anuales superiores a los 1.000 mm. A partir de los 2.500 m s.n.m. las tres cuartas partes de las precipitaciones que se producen son en forma de nieve, en los 3.000 m s.n.m. son una media del 95% (CETUR S.A., 1998).

La temperatura media anual está por de bajo de 6,5° C en los 2.000 m s.n.m. y alrededor de 0° C en los 3.000 m s.n.m. El mes más cálido es el mes de Julio, cuando se llega a una temperatura media de 11° C en los 2.500 m s.n.m. y 16,5 ° C en los 2.000 m s.n.m. En los 3.000 m s.n.m. sólo el mes de Julio y el de Agosto son meses libres de heladas. Los grupos climáticos de Papadakis caracterizan el clima de dicha zona como Mediterráneo templado fresco, Mediterráneo templado fresco a polar y polar.

La escasa capacidad de retención de agua impide que el suelo almacene las lluvias invernales para la fase de crecimiento relativamente corta en verano (Delgado Calvo-Flores et al., 1989). En este último trabajo también se calcula la temperatura media anual con la siguiente correlación (X = Altura de un lugar determinado en m s.n.m.). La correlación tiene una significación de 0,01:

$$y = 18,457 - 0,0061X$$

La superficie de Sierra Nevada es de 2000 km<sup>2</sup>, de las cuales 1300 km<sup>2</sup> pertenecen a su vertiente mediterránea, y el resto pertenece a la atlántica. Los recursos hídricos medios drenados por Sierra Nevada se han estimado en 750 hm<sup>3</sup>/año (Castillo et al., 1996).

### 1.2.b. Los pisos bioclimáticos en Sierra Nevada.

La vegetación que se puede encontrar en la zona de muestreo de Sierra Nevada, dependerá del clima que domine cada franja de altitud. En Sierra Nevada se pueden encontrar los pisos bioclimáticos recogidos en la tabla 4.2 y figura 4.2, que se subdividen en diferentes horizontes (tabla 4.3).

**Tabla 4.2.** Características de los cinco pisos bioclimáticos presentes en Sierra Nevada de los seis pisos bioclimáticos reconocidos en la región Mediterránea (Molero et al., 1992):

**A:** Altitud en metros sobre el nivel del mar.

**T:** Temperatura media anual (° C).

**M:** Temperatura media de las máximas del mes más frío (° C).

**m:** Temperatura media de las mínimas del mes más frío (° C).

**It:** Índice de termicidad:  $It=10(T+m+M)$ .

**Pp:** Precipitaciones medias anuales (mm).

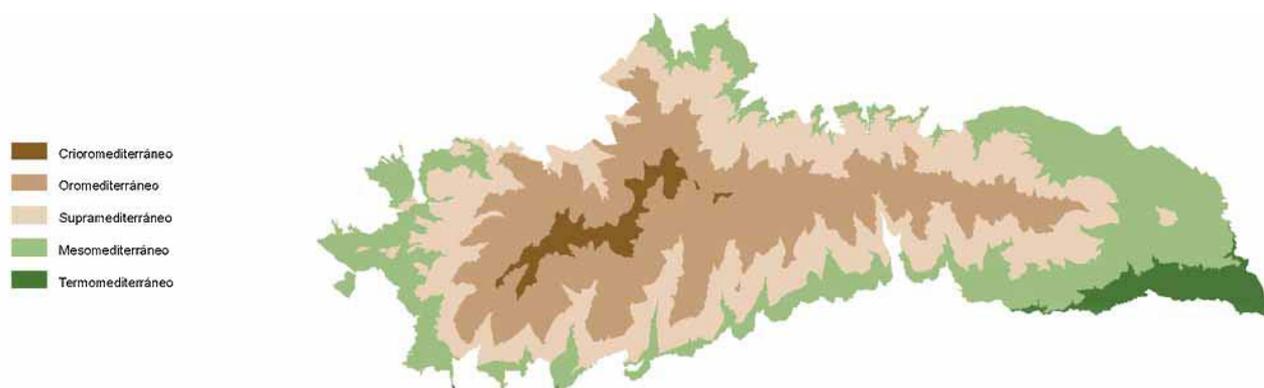
**% n:** Porcentaje de precipitación en forma de nieve.

<b>Pisos</b> →	<b>Crioro</b>	<b>Oro</b>	<b>Supra</b>	<b>Meso</b>	<b>Termo</b>
<b>Características</b> ↓	<b>mediterráneo</b>	<b>mediterráneo</b>	<b>mediterráneo</b>	<b>mediterráneo</b>	<b>mediterráneo</b>
<b>A</b>	>2850/3000	>1800<2850/3000	>1300<1950	>600<1300	<600/700
<b>T</b>	(1)2 a 4(5)	(3)4 a 8(9)	(7)8 a 13(14)	(12)13 a 16(17)	(15)16 a 18(19)
<b>M</b>	(-5)-3 a 1(3)	(-1)1 a 3(5)	(1)3 a 9(11)	(7)9 a 14(17)	(12)14 18(20)
<b>m</b>	(-11)-9 a -6(-4)	(-8)-6 a -4(-2)	(-6)-4 a -1(1)	(-3)-1 a 5(7)	(3)5 a 9(10)
<b>It</b>	-100 a -10	-10 a 70	70 a 210	210 a 350	350 a 450
<b>Pp</b>	1000-2000	1000-1600	1000 a 1600	600 a 1000	200 a 600
<b>% n</b>	> 95 %	> 30 %	-	-	-

El índice de termicidad (It) se constituye en el dato determinante en la discriminación de los horizontes y pisos (Rivas Martínez, 1990).

**Tabla 4.3.** Horizontes reconocidos en Sierra Nevada, a partir del índice de termicidad (*It*).

HORIZONTES	Índice de termicidad ( <i>It</i> )
Crioromediterráneo superior	-55 a -100
Crioromediterráneo inferior	-10 a -55
Oromediterráneo superior	30 a -10
Oromediterráneo inferior	70 a 30
Supramediterráneo superior	120 a 70
Supramediterráneo medio	164 a 120
Supramediterráneo inferior	210 a 164
Mesomediterráneo superior	257 a 210
Mesomediterráneo medio	304 a 257
Mesomediterráneo inferior	350 a 304
Termomediterráneo superior	400 a 350

**Fig. 4.2.** Pisos bioclimáticos en Sierra Nevada (Junta de Andalucía).

### 1.2.1. Eje Granada-Sierra Nevada (ladera del Veleta, vertiente Noroeste).

Las muestras de vapor de agua atmosférico se han recogido a diferentes alturas, desde los 670 m s.n.m. (ciudad de Granada, 30S x: 447595; y: 4113610) hasta los 3306 m s.n.m. (vertiente Noroeste del pico del Veleta en Sierra Nevada; 30S x: 467181; y: 4101131). Casi todas las muestras de vapor se recogieron aproximadamente cada 200 m de altitud, dependiendo de la máxima cota a la que se podía ascender en cada día (ver fig. 4.3). El muestreo comenzó en Junio de 2000 y finalizó en Septiembre de 2002, con una periodicidad aproximada de 2 a 3 meses.

El objetivo de esta campaña de muestreo en esta zona era el estudio de una vertiente a barlovento de los flujos generales de aire, sin que hubiera desniveles importantes cercanos antes de llegar a ella.



**Fig. 4.3.** Mapa de la zona de muestreo Granada-Sierra Nevada (vertiente Noroeste, ladera del Veleta). Los hitos azules representan aproximadamente, las posiciones geográficas de los lugares de muestreo.

En la descripción de la vegetación de esta campaña, como en otras, nos hemos apoyado en gran parte en la obra de Molero et al., 1992.

Desde los 670 m s.n.m. hasta los 900 m se encuentra una gran antropización del territorio, aunque en la zona de la umbría se tiene alguna superficie del encinar basófilo mesomediterráneo, álamos híbridos de cultivo y diferentes estadios de degradación: retamar, espartal y tomillar. Sobre los 800 m se tiene la serie basófila mesomediterránea de la encina, además de cultivos típicos de secano, entre los que hay esparcidos encinas, retamas, tomillos y lavandas.

Desde los 900 m hasta los 1.250 m s.n.m. aproximadamente nos encontramos con matorral y encinas, con abundantes caducifolios, como los majuelos (*Crataegus monogyna*), cornicabras (*Pistacia terebinthus*), y *Buplèurum gibraltarium*, *Dianthus malacitanus*, *Ulex parviflorus*, *Lavandula lanata*, *Digitalis oscura*, *Thymus zygis subsp. Gracilis*, *Rosmarinus officinalis*, etc. También nos encontramos con alguna que otra encina (*Quercus rotundifolia*), *Retama sphaerocarpa*, *Daphne gnidium*, *Genista cinerea*, *Stipa tenacissima*, *Phlomis lychnitis*, *Brachypodium ramosum*, etc. En las paredes se ha encontrado *Putoria calabrica* y *Antirrhinum hispanicum*, y en el borde de la carretera en el otoño se observan brotes de albaca (*Dittrichia viscosa*).

Desde los 1.250 m hasta los 1.600 m aproximadamente se observa como desaparece el piso mesomediterráneo apareciendo el supramediterráneo. En esta parte desaparecen la mayoría de los cultivos antropogénicos como en el anterior (olivos y almendros principalmente) y la retama y el esparto. Aparecen otras clases vegetales como los cojines de monja, los agracejos, durillos y heléboros. Pero lo más importante desde el punto de vista de la evapotranspiración es la masa de pinos repoblados (*Pinus sylvestris* y *Pinus nigra*). También se encuentra en la zona tomillar de degradación supramediterráneo con *Salvia oxyodon*, *Buplèurum spinosum*, *Phlomis critina subsp. Malacitana*, *Lavandula lanata*, *Serratula pinnatifida*,

romero, aulagas, etc. Entre el tomillar, restos de la clímax: alguna chaparra (*Quercus rotundifolia*) o sabinas (*Juniperus phoenicea*). También aparece cubierto en algunas zonas el esparto (*Stipa tenacísima*).

Entre los 1.600 hasta los 1.800 m s.n.m., aproximadamente, se observa la vegetación típica de la serie supramediterránea basófila de la encina, aunque no existen demasiadas encinas, y éstas tienen un escaso porte. En este tramo se encuentra la zona de más umbría, los arbustos caducifolios y, en general, espinescentes, que están bien representados por las siguientes especies: *Berberis hispanica*, *Prunus ramburii*, *Rhamnus saxatilis*, *Crataegus monogyna*, *Rubus ulmifolius*, *Rosa sp. Pl.*, *Amelanchier ovalis*, *Cotoneaster granatensis*, *Lonicera splendida*, mientras que el matorral bajo, ya que nos encontramos en una zona fría tendremos elementos típicamente oromediterráneos como *Daphne oleoides subsp. Hispanica*, *Vella spinosa* e incluso *Astragalus granatensis*, que puntualmente acompaña a *Juniperus communis subsp. Hemisphaerica*, *Erinacea anthyllis*, *Salvia oxyodon*, *Ononis aragonensis*, *Helleborus foetidus*, *Pholomis composita*, *Thalictrum minus subsp. Nevadense*, *Lavandula lanata*, etc. En cuanto al pastizal crecen la *Festuca scariosa* y *Brachypodium boissieri*, y en el camino nos podemos encontrar *Artemisa campestris* y *Santolina canescens*. En las zonas más soleadas se encuentra el pino negral (*Pinus pinaster*) y rojo (*P. sylvestris*).

Desde los 1.800 m hasta los 2.300 m s.n.m. aproximadamente, se alcanza el piso oromediterráneo y en la parte superior empezaremos el sector nevadense. Aquí encontramos *Pinus sylvestris*, las encinas se encuentran hasta los 2.000 m de altitud, y la arboleda de pinos alcanza una altitud aproximada de 2.300 m s.n.m.

Desde los 2300 m hasta los 2500 m s.n.m. aproximadamente, nos encontramos ya en pleno piso oromediterráneo, donde se pueden observar en todo su esplendor la serie basífila de la sabina rastrera (*Juniperus sabina*), entre las que viven densas poblaciones de matorral almohadillado. Junto a la

sabina y el enebro (*Juniperus communis* subsp. *hemisphaerica*), dominan las espinosas *Vella spinosa*, *Astragalus granatensis* y *Erinacea anthyllis*. Cerca de las paredes y en sitios pedregosos aparecen *Saxifraga erioblasta*, *Prunus próstata*, *Rhamnus pumila* y *Erodium daucoides*. Entre los piornos se pueden encontrar especies como *Aethionema saxatilis*, *Sideritis carbonellis*, *Astragalus vesicarius*, *Jurinea humilis*, etc, además de céspedes de gramíneas donde se encuentran *Poa ligulata*, *Koeleria crassipes* subsp. *nevadensis*, *Festuca hystrix*, *Festuca nevadensis* principalmente.

Desde los 2.500 m hasta la cima del Veleta (3.392 m s.n.m.) En la parte más baja de este tramo podemos encontrar especies como *Senecio malacitanus* subsp. *frigidus* (*Senecio nevadensis*), *Astragalus nevadensis*, *Euphorbia nevadensis* y *Nepeta amethystina laciniata*. En los taludes y bordes de la carretera tenemos *Digitalis nevadesis*, *Reseda complicata*, *Senecio pyrenaicus granatensis*, *Eryngium glacialis*, *Pimpinella procumbens*, *Galium nevadense*, etc., y los borreguiles.

Lentamente, conforme se asciende, la vegetación se va tornando cada vez más escasa. Los piornos, enebros y tomillos han desaparecido, apenas queda el suelo cubierto por un tomillar enano y unas gramíneas, entre las que se destacan por su porte más elevado, *Festuca pseudeskia* y *Dactylis glomerata*. Hacia los 2.900 m s.n.m. nos encontramos plenamente en el piso crioromediterráneo, donde las especies vegetales y la masa de vegetación que evapotranspira ha disminuido drásticamente. En las partes más altas de la cumbre nos encontramos céspedes muy dispersos dominados por *Festuca clementei* acompañados por otros en menor proporción.

Debido a la estación de esquí de Sierra Nevada, parte de esta vegetación está alterada, aunque existen diversos estudios para su restauración (Rosúa y Molero, 1996).

### 1.2.2. Eje Marquesado del Zenete-Puerto de la Ragua-Las Alpujarras.

Las muestras se han tomado en dos vertientes diferentes a distintas alturas, en la estribación Este de Sierra Nevada (fig. 4.4). En la primera vertiente (Noroeste de Sierra Nevada) se partió desde una altitud de 1.200 m s.n.m. (La Calahorra, Marquesado del Zenete; 30S x: 494789; y: 4114990) hasta los 2.030 m s.n.m. (Puerto de la Ragua; 30S x: 497358; y: 4107499). En la otra vertiente (Sureste de Sierra Nevada) se han realizado muestreos desde los 2.000 m s.n.m. hasta los 1.000 m s.n.m. (Laroles, Las Alpujarras; 30S x: 499192; y: 4095685). El estudio comenzó en Mayo de 2001 y finalizó en Septiembre de 2002, con una periodicidad de aproximadamente cuatro meses. El muestreo estaba incluido dentro de las provincias de Granada y Almería.

El propósito de este muestreo era el estudio del vapor de agua en dos vertientes diferentes, encontrándose las dos a sotavento de los flujos generales de aire.



**Fig. 4.4.** Mapa de la zona de muestreo Marquesado del Zenete-Puerto de la Ragua-Las Alpujarras (estribación Este de Sierra Nevada). Los hitos rojos representan aproximadamente, las posiciones geográficas de los lugares de muestreo.

En la parte Norte del muestreo (Marquesado del Zenete) se parte de un extenso llano de varios miles de hectáreas, con una altura media aproximada de 1.100 m s.n.m., donde los desniveles son muy escasos. Esta llanura sólo se rompe por unos cuantos montes de escasa altitud, como los dos de La Calahorra, y el que pertenece a la localidad de Alquife. Este llano se rompe bruscamente con el inicio de las estribaciones de Sierra Nevada.

En la parte del Marquesado del Zenete el clima es semiárido con carácter continental, inviernos fríos (llegando a temperaturas por debajo de 0° C) y veranos secos, relativamente calurosos (alcanzando en ocasiones temperaturas superiores a 30 ° C), con precipitaciones anuales, normalmente, inferiores a 450 mm (datos propios). La escasez de las precipitaciones, al igual que el clima de tipo continental, proporciona su posición geográfica al estar a sotavento de las lluvias atlánticas.

Una característica importante de esta zona Norte del muestreo es la importancia que adquiere el viento, capaz de provocar una evapotranspiración del agua de la zona relativamente importante.

La vegetación que encontramos en el área de muestreo, por tramos de altitud, es la siguiente: al principio de la ascensión, donde se localiza el primer muestreo, sobre los 1.200 m s.n.m., la vegetación es matorral fruticoso, sobre todo tomillares nitrófilos, en el que se pueden destacar las especies *Astragalus clusii*, *Genista scorpius*, *Thymus zygis subs. gracilis* y *Artemisa barrelieri*, esta última es importante porque denota un fuerte matiz semiárido, que es el que caracteriza la zona.

La vegetación que se encuentra hasta el Puerto de la Ragua, (2.000 m s.n.m.); desde el segundo hasta el tercer muestreo de vapor de agua atmosférico que se observan es la siguiente: pino carrasco (*P. halepensis*), pino resinero (*P. pinaster*) y *P. sylvestris*; el primero de ellos se encuentra hasta, aproximadamente, los 1.450 m s.n.m., a esta altitud comienza a

aparecer el segundo (coincidiendo con el segundo punto de muestreo de vapor de agua atmosférico). El *P. sylvestris* se localiza a partir de los 1.800 m de altitud, aproximadamente. También existen abundantes rebrotes de encinas (*Quercus rotundifolia*). Como vegetación de escaso porte se pueden citar hasta los 1.600 m s.n.m. aproximadamente las siguientes: *Genista scorpius*, *Festuca scariosa*, *Dorycnium pentaphyllum* y abundante matorral, destacando la jarilla (*Halimium viscosum*); a partir de aquí se observa principalmente: *Genista scaorpius*, *Festuca scariosa*, *Eryngium campestre*, *Digitalis obscura*, *Helichrysum stoechas* y *Centáurea pulvinata*. El piso oromediterráneo comienza a partir de los 1.900 m s.n.m., donde siguen principalmente los pinos, las encinas ya han desaparecido. Se observa un matorral almohadillado que domina la zona.

En la parte Sur, hasta los 1.850 m s.n.m. se encuentra una situación similar a la parte Norte a las mismas altitudes. A partir de esta altitud se encuentra el piso supramediterráneo con ombroclima subhúmedo. Desde el punto de vista de la vegetación destacan dos tipos de sinecosistemas: las comunidades climáticas que corresponden a la serie supramediterránea Nevadense de la encina que se encuentran en las laderas, mientras que en el pequeño arroyo que existe, se presenta la serie riparia nevadense del sauce atrocinéreo (*Salix atrocinerea*). Sobre los suelos secos se presentan especies como *Genista versicolor*, *Adenocarpus decorticans*, *Prunus ramburii*, *Clinopodium vulgare*, *Helleborus foetidus*, *Crataegus monogyna*, *Rosa pouzinii*, *Rosa canina*, etc.

Hacia los 1.700 m s.n.m., aparecen pinares de repoblación y formaciones de retamal-escobonales (*Adenocarpus decorticans*, *Genista cinerea* subs. *Speciosa*, etc). Sobre los 1.500 m de altitud se encuentran encinares, matorral, y algunos castaños (*Castanea sativa*). Sobre los 1.200 m s.n.m. se encuentran principalmente cultivos agrarios, donde aparece principalmente el almendro.

### 1.2.3. Eje Capileira-Sierra Nevada.

Este muestreo se ha realizado en una transversal Noroeste-Suroeste en la vertiente Sur de Sierra Nevada (ver fig. 4.5); desde la localidad de Capileira (en las Alpujarras; 30S x: 468095 y: 4090617; z: 1.530 m), hasta Sierra Nevada (30S x: 472768 y: 41097419; z: 2.810 m). El estudio comenzó en Septiembre de 2002 y concluyó en Octubre de 2002, realizándose dos series de muestreos.



**Fig. 4.5.** Mapa de la zona de muestreo Capileira-Sierra Nevada (vertiente Sur de Sierra Nevada). Los hitos verdes representan aproximadamente, las posiciones geográficas de los lugares de muestreo.

El objetivo principal de este muestreo ha sido estudiar el vapor atmosférico en esta vertiente a sotavento de los flujos generales de aire, y compararlo con el estudio de la vertiente Granada-Sierra Nevada, por lo que las muestras se tomaron en días contiguos entre si.

La vegetación que se encuentra hasta los 1.700-1.800 m s.n.m. son cultivos agrícolas, siendo el más representativo el almendro y a mayores altitudes se encuentran especies como *Quercus pyrenaica*, *Quercus*

*rotundifolia*, *Castanea sativa*, *Sorbus aria*, *Adenocarpus decorticans*, etc. Desde los 1.900 m hasta los 2.400 m s.n.m. aproximadamente, la vegetación más importante son los pinos: pino carrasco (*P. halepensis*), pino resinero (*P. pinaster*) y *P. sylvestris*. A partir de los 2.400 m s.n.m. desaparecen bruscamente los pinos y se encuentra principalmente vegetación de escaso porte como: sabina rastrera, matorral almohadillado y diferentes céspedes de gramíneas.

#### **1.2.4. Eje costa de Motril-Granada.**

Aunque no pertenece a los límites de Sierra Nevada se ha incluido, dentro de éste por la gran influencia que ejerce en toda esta zona el macizo de Sierra Nevada. Además, en el estudio que se va a ver posteriormente, se han analizado conjuntamente con el eje Granada-Sierra Nevada, para estudiar cómo afecta la altitud a la composición isotópica del vapor de agua atmosférico, desde el mar hasta las altas cumbres que se alcanzan en las proximidades del pico del Veleta.

En este muestreo se ha realizado una transversal prácticamente Norte-Sur (fig. 4.6), desde la costa, concretamente Motril (30S x: 453702 y: 4064408; z: 0 m) hasta Granada (30S x: 447595; y: 4113610; z: 670 m), aunque dentro del trayecto se alcanzaron altitudes de 800 m s.n.m., en el Suspiro del Moro. El estudio comenzó en Julio de 2000 y finalizó en Octubre de 2001, con una periodicidad de 2 a 3 meses.



**Fig. 4.6.** Mapa de la zona de muestreo Motril-Granada. Los hitos rojos representan aproximadamente, las posiciones geográficas de los lugares de muestreo.

El clima que domina la zona costera es Mediterráneo Subtropical (Bosque Maurel, 1969) o Mediterráneo Suroriental (Muñoz, 1980). Las precipitaciones oscilan entre los 300 a 600 mm anuales, y las temperaturas son bastante moderadas, ya que no existe invierno climatológico, porque en ninguna de las estaciones aparecen temperaturas medias inferiores a 6° C. El verano, considerando como tal a aquellos meses con temperaturas medias superiores a 20° C, tiene una duración de cuatro meses (Bosque Maurel, 1969). El mes más frío es diciembre, oscilando una temperatura media de 12° C, y el más caluroso es agosto con una T media de 24° C. Tierra adentro, el clima se va haciendo más frío y las diferencias estacionales en las temperaturas medias, se van haciendo cada vez más pronunciadas.

La vegetación cambia drásticamente en el trayecto del muestreo, comenzando con cultivos tropicales antrópicos, en las zonas próximas a la costa (Rosúa y Alabarce, 1995), hasta finalizar con los cultivos típicos de la

Vega de Granada. Entre ambos, existe vegetación “natural” como el algarrobo, algunas encinas y matorral de escaso porte, tipo tomillar.

## **2. CAMPAÑA DEL AGUA DE PRECIPITACIÓN.**

Se han recogido y analizado isotópicamente, el agua de precipitación en diferentes estaciones de la zona. El principal objetivo de estos análisis ha sido, en un principio, el apoyo en la interpretación de los datos isotópicos del vapor de agua, en las diferentes campañas de la zona. Por lo tanto, se han realizado diferentes muestreos para comprobar cuales eran los valores isotópicos medios del agua de precipitación, y la relación existente entre el  $\delta^2\text{H}$  y el  $\delta^{18}\text{O}$ .

Las estaciones que se han tenido en cuenta en este trabajo han sido las que vienen a continuación.

### **2.1. Estación en Granada capital.**

La composición isotópica del agua de lluvia en Granada se ha estudiado desde 1988 (Delgado et al., 1991), fecha desde la que se toman muestras sistemáticas. Para este estudio se han incluido datos desde Abril de 1996. Se dividió el muestreo en dos fases; la primera desde Abril de 1996 hasta Mayo de 1999, donde los datos se recogieron por meses (utilizando para ello vaselina en el recipiente para que no se produjese evaporación). Desde Noviembre de 1999 hasta el final, que se realizó un análisis isotópico para cada uno de los eventos de precipitación acaecidos. Por lo tanto, en este último caso, las medias mensuales se han realizado a través de los valores medios isotópicos (tanto para  $\delta^2\text{H}$  como para  $\delta^{18}\text{O}$ ), los cuales se han ponderado, para que el efecto cantidad no distorsionase los datos finales.

### **2.2. Estación en el Generalife.**

Los datos de agua de lluvia se recogieron en un lugar cercano al Generalife, en la Alhambra (30S x: 448772; y: 4114421; z: 845 m), y una

distancia al muestreo realizado en Granada capital de 3 kilómetros aproximadamente, en una distancia ortogonal al mapa. Los análisis isotópicos se han realizado para cada evento de precipitación, ponderándose las medias para los valores mensuales. El estudio comenzó en Diciembre de 1999.

### **2.3. Estación en Lanjarón (Las Alpujarras, Granada).**

Se disponen de muestras desde Enero de 1998. La localidad de Lanjarón se encuentra en la parte occidental de Las Alpujarras (30S x: 456226.63; y: 4086640.90; z: 708 m) (fig. 4.6).

Las muestras se recogieron por cada evento de precipitación, y así fueron medidas isotópicamente. Por lo tanto, los datos isotópicos mensuales corresponden a medias ponderadas con la cantidad de precipitación. La temperatura y la precipitación media viene reflejada en la tabla 4.4 y 4.5.

### **2.4. Estación de Arquillas (Las Alpujarras, Granada).**

Arquillas se localiza en la parte occidental de Las Alpujarras (fig. 4.6). Su posición geográfica en coordenadas UTM es: 30 S x: 457294.29; y: 4089283.10; z: 1650 m. Las muestras se recogieron mensualmente, utilizando para ello vaselina en los recipientes de almacenamiento del agua, para impedir la evaporación. Se dispone de datos desde 1998.

## 2.5. Estación de Posturas (Las Alpujarras, Granada).

Posturas se localiza en la parte occidental de Las Alpujarras (30S x: 455612.82; y: 4087756.23), a una altitud de 1.050 m s.n.m. (ver fig. 4.7). El estudio comenzó en Enero de 1998. Las muestras han recogido y analizado isotópicamente cada mes, utilizando el sistema de la vaselina, del mismo modo de como se ha realizado en las otras estaciones. Los datos climáticos medios de los años de análisis están descritos en la tabla 4.4 y 4.5.



**Fig. 4.7.** Mapa de la zona del área de las estaciones de recogida de agua de precipitación de Las Alpujarras: Lanjarón, Arquillas y Posturas.

**Tabla 4.4.** Temperaturas medias (° C) para cada mes del año, de las estaciones de Lanjarón, Arquillas y Posturas. Los valores corresponden a la media desde el año 1999 hasta el 2002.

MES	Lanjarón	Arquillas	Posturas
<i>Enero</i>	8,8	5,5	7,8
<b>Febrero</b>	10,5	7,7	10,8
<b>Marzo</b>	12,2	8,4	11,8
<b>Abril</b>	13,3	8,4	12,1
<b>Mayo</b>	16,3	13,6	16,6
<b>Junio</b>	21,1	19,5	22,3
<b>Julio</b>	22,9	22,1	24,7
<b>Agosto</b>	23,4	22,0	24,5
<b>Septiembre</b>	20,0	17,2	19,4
<b>Octubre</b>	16,6	12,7	16,0
<b>Noviembre</b>	11,0	6,6	9,8
<b>Diciembre</b>	9,8	6,0	8,7

**Tabla 4.5.** Cantidad de precipitación media (mm) para cada mes del año, de las estaciones de Lanjarón, Arquillas y Posturas. Los valores corresponden a la media desde el año 1999 hasta el 2002.

MES	Lanjarón	Arquillas	Posturas
<i>Enero</i>	32,1	50,4	39,1
<b>Febrero</b>	12,9	18,9	12,2
<b>Marzo</b>	55,9	69,3	59,3
<b>Abril</b>	52,6	62,9	50,5
<b>Mayo</b>	48,0	57,1	50,3
<b>Junio</b>	3,0	5,6	3,5
<b>Julio</b>	0,0	0,5	0,2
<b>Agosto</b>	1,1	1,4	0,4
<b>Septiembre</b>	31,0	34,1	30,1
<b>Octubre</b>	96,4	109,1	94,0
<b>Noviembre</b>	78,7	86,4	77,0
<b>Diciembre</b>	71,1	84,8	70,0

## **2.6. Nieve precipitada en Sierra Nevada (vertiente Noroeste).**

Se han recogido diferentes muestras de agua en forma de nieve a diferentes altitudes, siguiendo la misma transversal que se utilizó en la campaña del vapor de agua en el eje Granada-Sierra Nevada. Comenzó en Noviembre de 2001 y finalizó en Enero de 2003, obteniendo datos de cuatro eventos diferentes de precipitación en forma de nieve, consiguiendo 105 muestras de agua.

La nieve se recogió antes de los dos días siguientes al último día en que se produjo la nevada, para impedir el deshielo y/o sublimación de ésta.

## **V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

---

---

**Pág.:118-370**

## **V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.**

### **V.1. Composición isotópica del vapor de agua atmosférico: Efecto altitud.**

#### **V.1.1. La estribación Oeste de Sierra Nevada.**

En este capítulo se van a presentar los resultados de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y exceso en deuterio,  $d$ ), obtenidos en la estribación Oeste de Sierra Nevada, en las siguientes campañas de muestreo: Motril-Granada; Granada-Sierra Nevada y Capileira-Sierra Nevada. Los valores obtenidos se van a relacionar con distintos parámetros, como la altitud, humedad relativa y temperatura del aire.

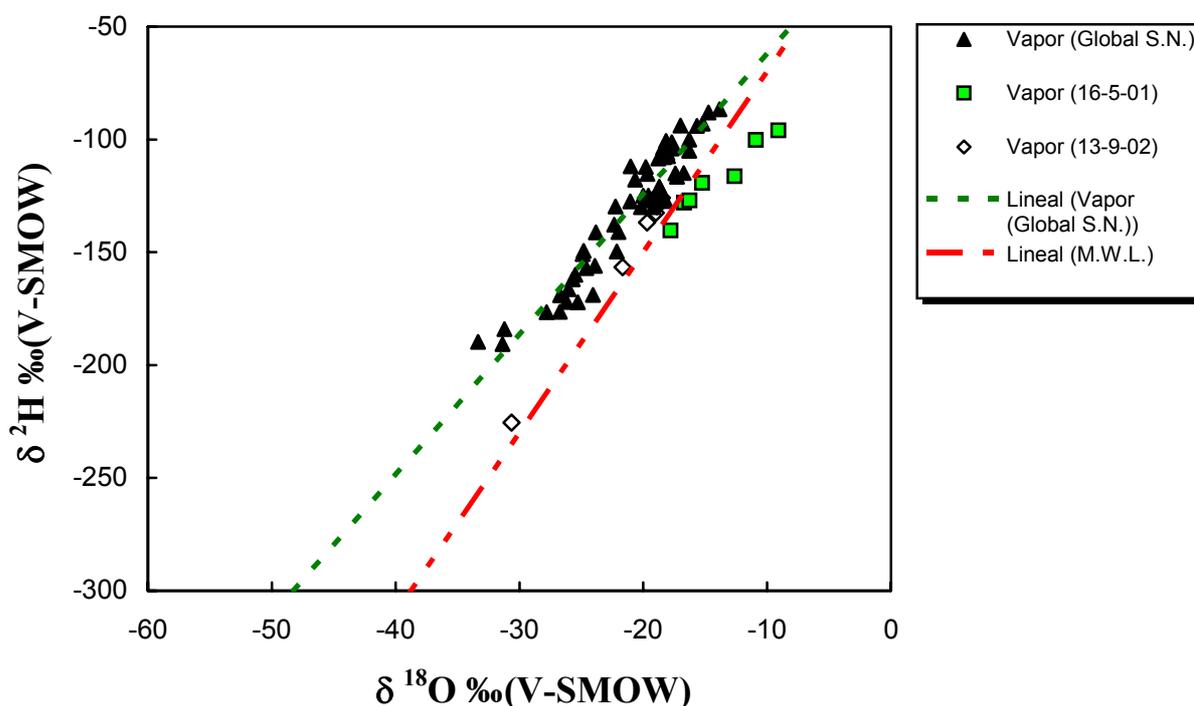
En algunas relaciones se van a incluir las campañas de muestreo de Motril-Granada y Granada-Sierra Nevada, para tener una visión más clara de lo que ocurre desde el nivel del mar hasta los 3.306 m s.n.m., que ha sido la mayor altitud a la que se ha podido alcanzar. Aunque los dos trayectos tienen un punto común (Granada), ambos no pertenecen a la misma vertiente (ver fig. 4.3 y 4.6) y, por lo tanto, las condiciones físicas de los flujos generales de aire son diferentes, ya que en el trayecto Motril-Granada los flujos generales de aire vendrían, por la fuerza de Coriolis, aproximadamente perpendiculares, en cambio en las muestras Granada-Sierra Nevada serían paralelas, como se verá en la discusión. Por todo esto, los datos se han interpretado teniendo en cuenta estos factores y, también, que no se realizaron dentro del mismo día. Así, las series de datos de los diferentes días, se han unido siempre y cuando cumplieran las condiciones siguientes: que fueran días contiguos y que la estabilidad atmosférica no cambiara drásticamente. Cada una de las series de datos se representarán siempre con colores y formas diferentes.

Los resultados de las relaciones se van a dar mediante tablas y gráficos, y los datos en si mismos van a estar reflejados en el Apéndice I.

### 1.1.1. La vertiente Noroeste de Sierra Nevada (Granada-Sierra Nevada).

En este apartado se van a exponer primero todos los datos analizados sin tener en cuenta el día de muestreo (fig. 5.1), para después estudiar más pormenorizadamente cada uno de ellos, es decir, cada uno de los diferentes días en los que se ha conseguido recogerlas (figuras 5.2 a 5.10).

En todas las figuras que se presentan en este apartado, la línea dibujada en color verde discontinua marca la recta de regresión de todos los datos exceptuando los días de muestreo 13/9/02 (rombos negros de fondo hueco) y el 16/5/01 (cuadrados verdes), las demás muestras están representadas por triángulos negros. La línea de color rojo representa la M.W.L. (línea meteórica de Craig) definida por la ecuación:  $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$  (Craig, 1961).



**Fig. 5.1.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico.

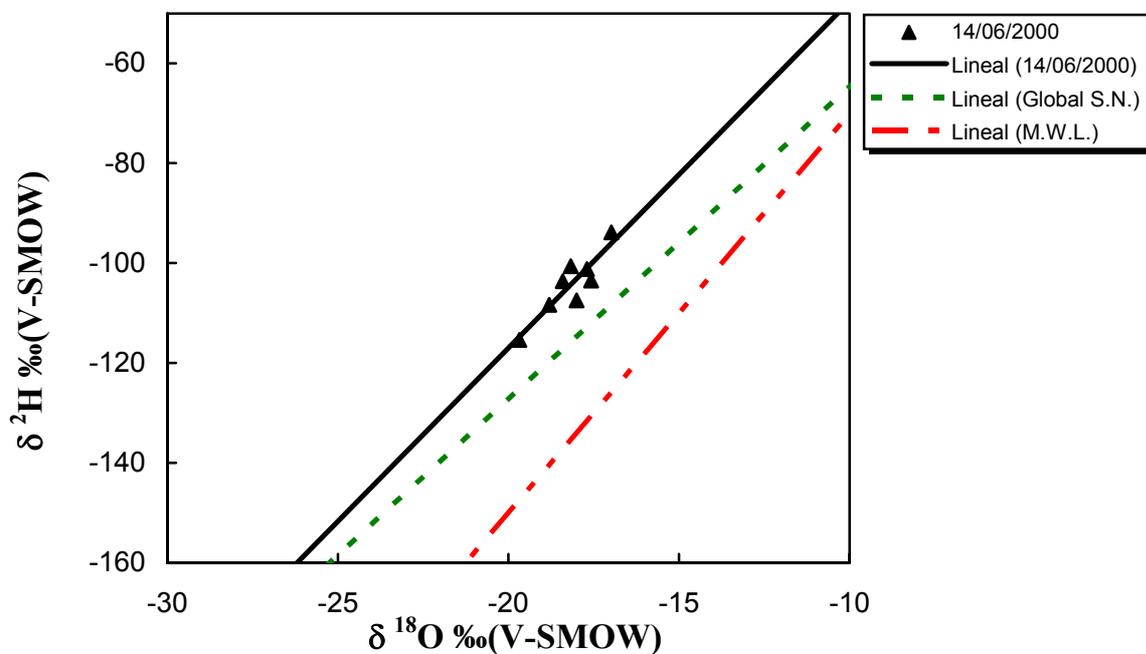
**TABLA 5.1.** Valores máximos, mínimos y medios de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico en el muestreo Granada-Sierra Nevada, tanto para el oxígeno como para hidrógeno (dado en  $\delta$  ‰ frente al patrón V-SMOW). N representa el número de datos para cada una de las especies isotópicas.  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$  N representa el número de muestras en las que se ha podido analizar tanto  $\delta^2\text{H}$  como  $\delta^{18}\text{O}$ .

DÍAS DEL MUESTREO	$\delta^{18}\text{O}$ mín.	$\delta^{18}\text{O}$ máx.	$\delta^2\text{H}$ mín.	$\delta^2\text{H}$ máx.	$\delta^{18}\text{O}$ media	$\delta^2\text{H}$ Media	$\delta^{18}\text{O}$ N	$\delta^2\text{H}$ N	$\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ N
14-6-00	-19,7	-17	-115	-94	-18,2	-104	8	8	8
26-7-00	-31,4	-16,7	-242	-106	-21,6	-141	10	11	10
10-10-00	-26,7	-18,2	-190	-122	-21,5	-145	8	9	8
19-12-00	-33,4	-19,8	-190	-112	-25,1	-157	8	8	8
16-3-01	-16,3	-13,8	-110	-87	-15,6	-97	6	7	6
16-5-01	-17,8	-9,1	-140	-96	-14,1	-118	7	7	7
24-10-01	-26,2	-16,3	-172	-105	-20,6	-134	8	8	8
29-1-02	-31,1	-19,8	-184	-125	-23,8	-150	7	7	7
13-9-02	-30,6	-18,5	-226	-126	-21,0	-148	7	7	7
<b>TOTAL</b>	<b>-33,4</b>	<b>-9,1</b>	<b>-242</b>	<b>-87</b>	<b>-20,4</b>	<b>-133</b>	<b>69</b>	<b>72</b>	<b>69</b>

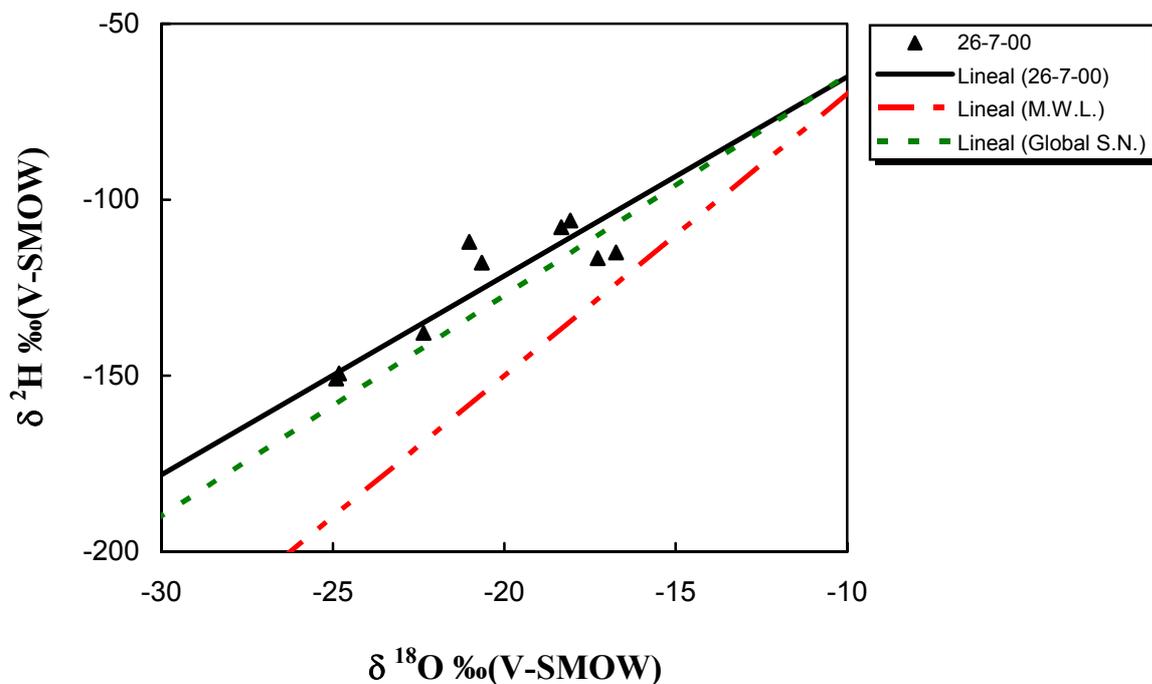
**Tabla 5.2.** Valores máximos, mínimos y medios del exceso en deuterio calculados a partir de la fórmula:  $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964). N representa el número de datos correspondiente a cada día de muestreo para cada uno de los días.

DÍAS DEL MUESTREO	"d" máx.	"d" mín.	"d" media total	N
14-6-00	45	37	41	8
26-7-00	60	19	42	10
10-10-00	49	18	32	8
19-12-00	77	24	44	8
16-3-01	38	24	30	6
16-5-01	6	-23	-5,4	7
24-10-01	44	24	31	8
29-1-02	66	31	41	7
13-9-02	25	17	21	7
<b>TOTAL</b>	<b>77</b>	<b>-23</b>	<b>32</b>	<b>69</b>

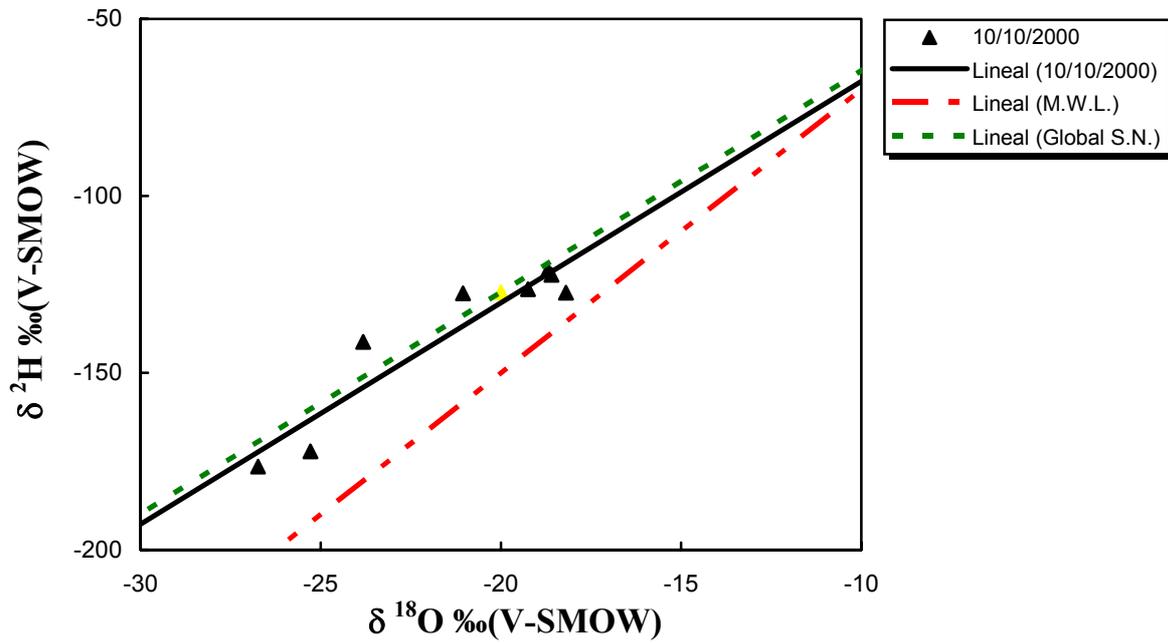
Siguiendo con la sistemática explicada hasta ahora, se van a ver cada uno de los días por separado, para que se vean mejor las condiciones a las que se enfrentaba el vapor de agua en cada momento determinado.



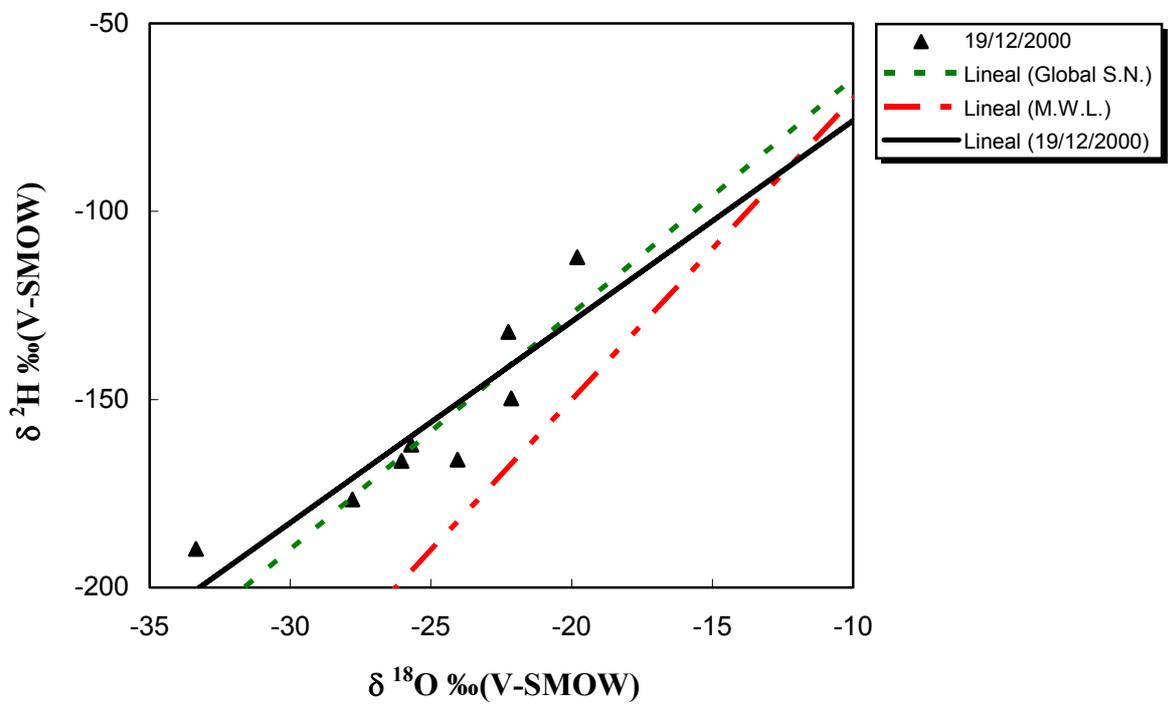
**Fig. 5.2.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 14-6-00.



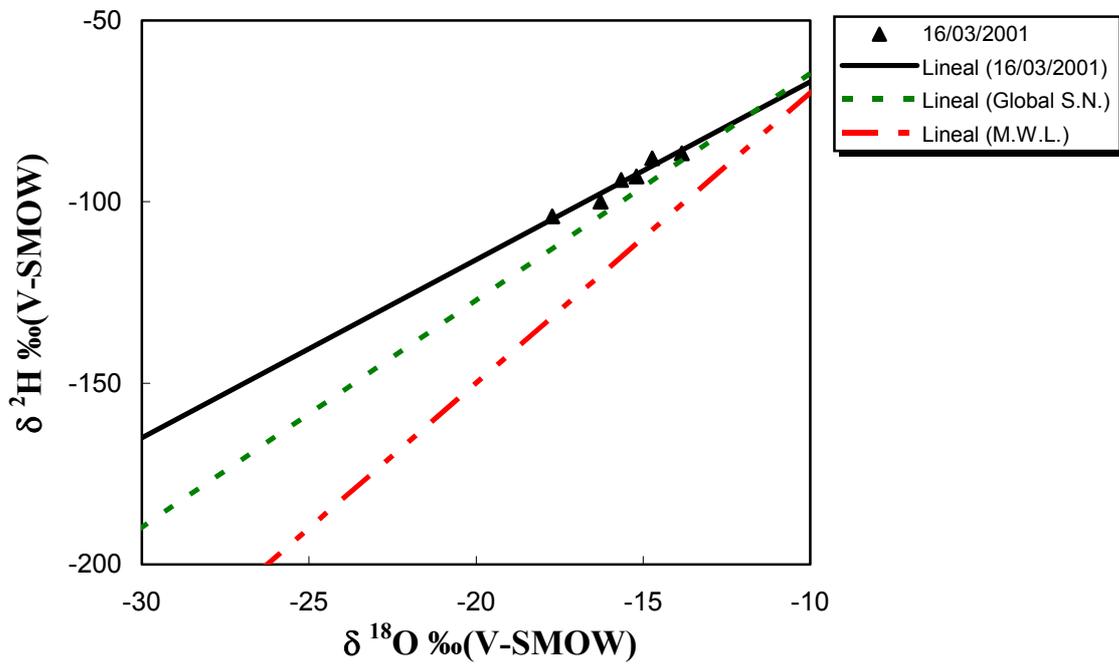
**Fig. 5.3.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 26-7-00.



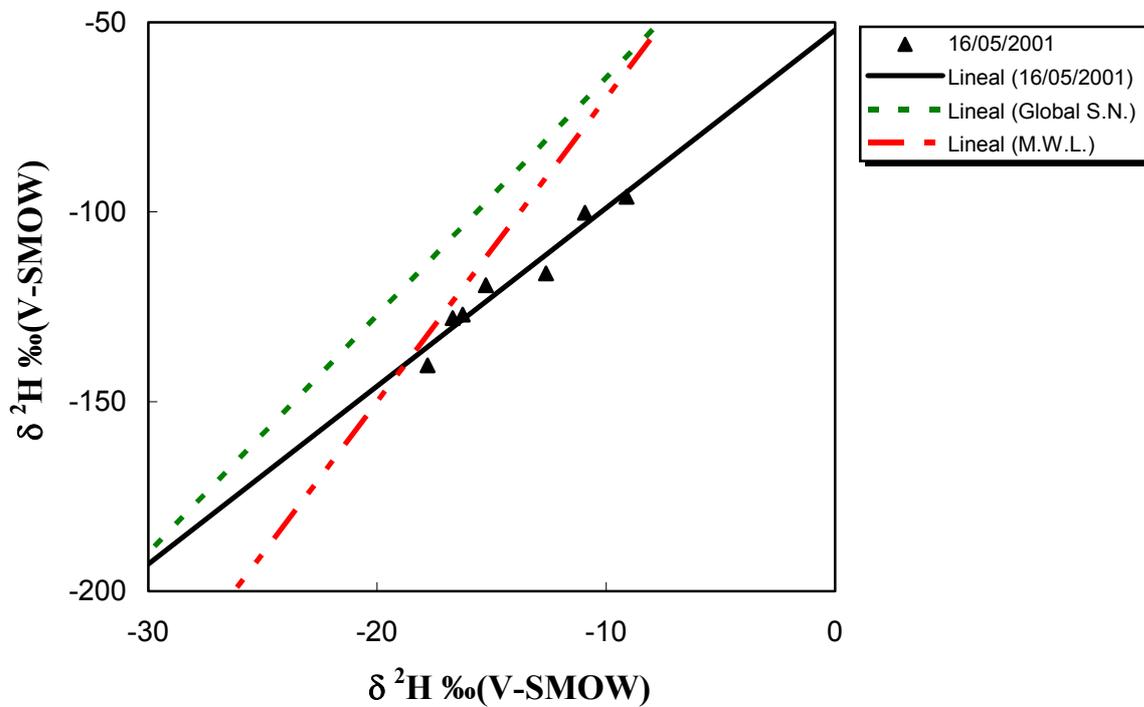
**Fig. 5.4.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 10-10-00.



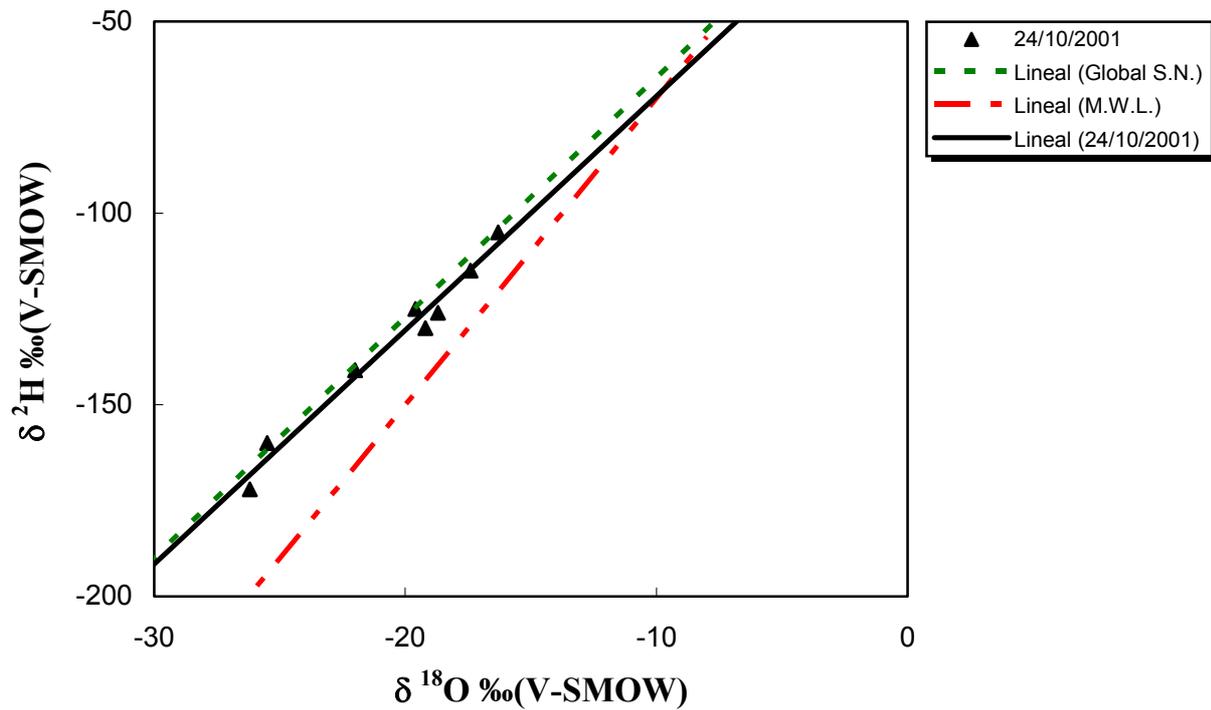
**Fig. 5.5.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 19-12-00.



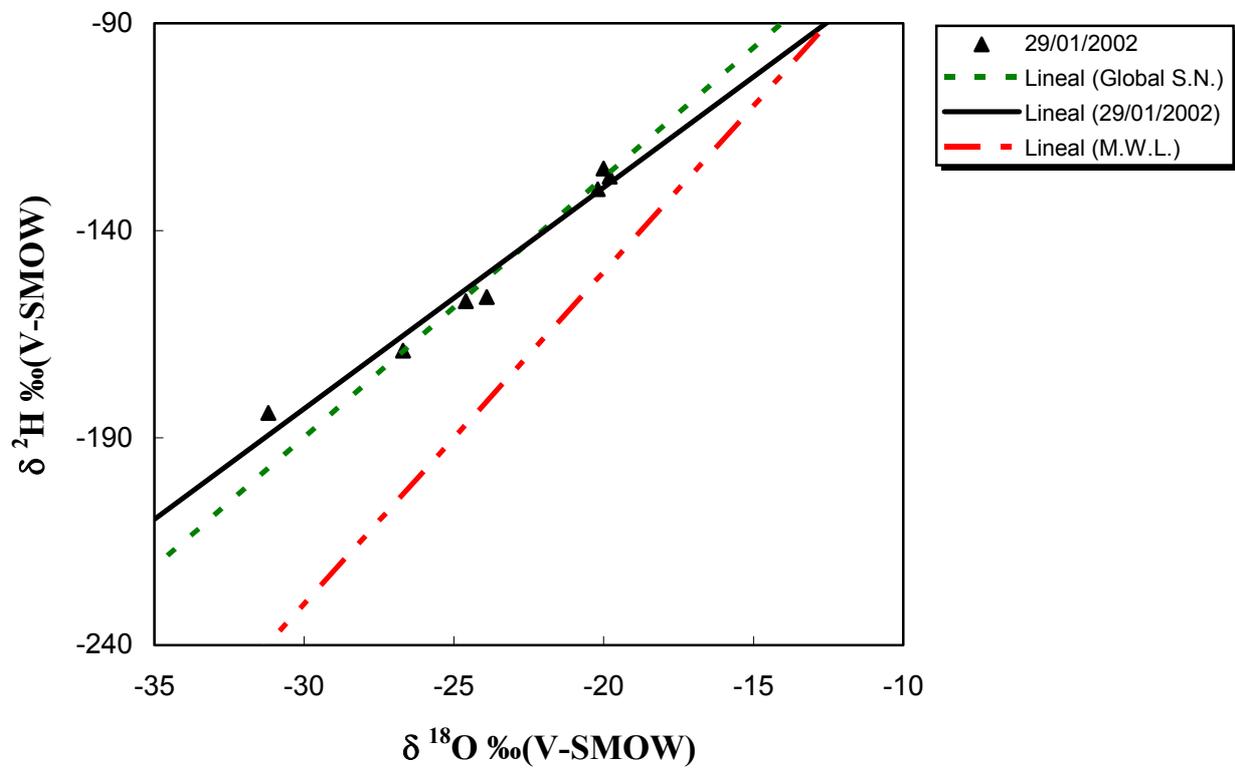
**Fig. 5.6.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 16-3-01.



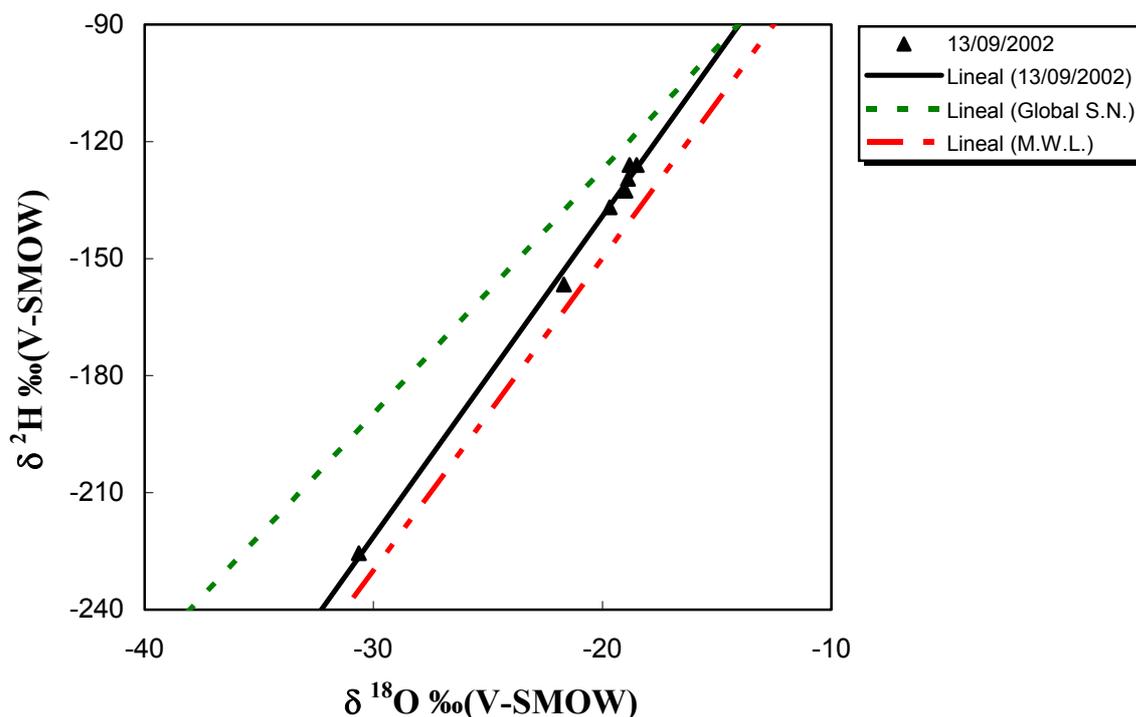
**Fig. 5.7.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 16-5-01.



**Fig. 5.8.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 24-10-01.



**Fig. 5.9.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 29-1-02.



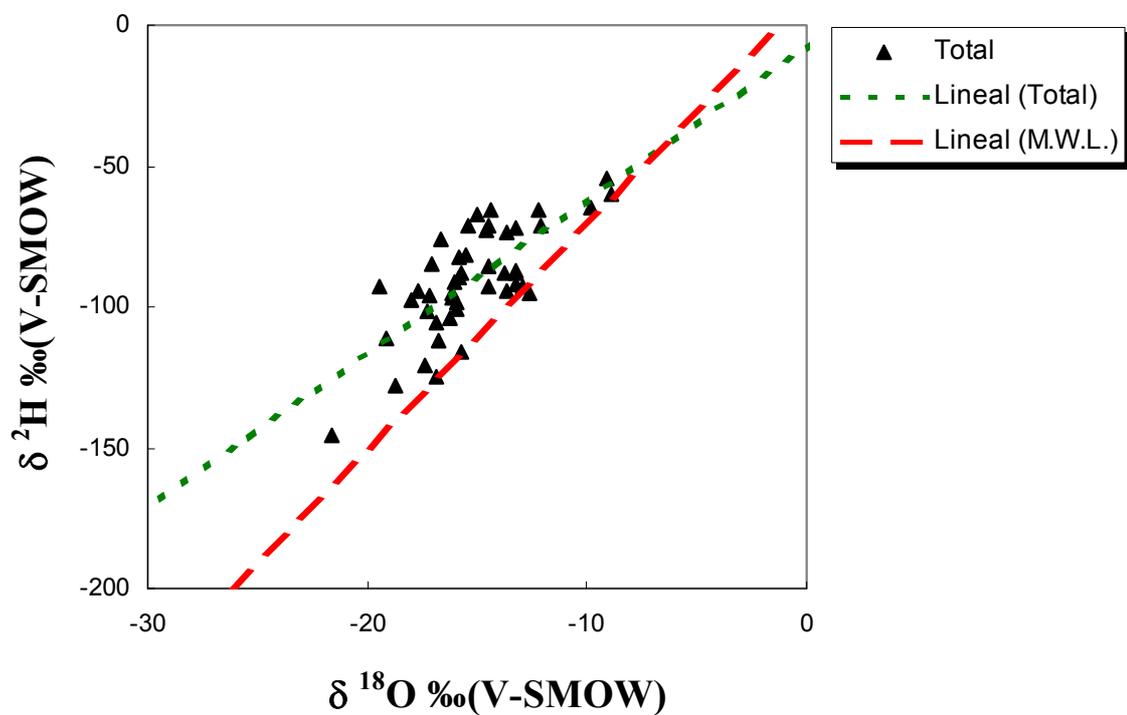
**Fig. 5.10.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 13-9-02.

**Tabla 5.3.** Ecuaciones de correlación lineal entre  $\delta^{18}\text{O}$  frente  $\delta^2\text{H}$  del vapor de agua atmosférico. En la ecuación "total" no se han incluido las series diarias de muestreo 16-5-01 y 13-9-02 (en el apartado discusión se discutirá la razón). N representa el número de valores que se ha tenido en cuenta en la ecuación (debido a que en algunas muestras no se han podido analizar las dos especies isotópicas, generalmente por la falta de una cantidad de agua suficiente para poder hacer una medida analítica dentro del intervalo de error permitido).

DÍAS DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL.	R <sup>2</sup>	N	SIGNIFICANCIA
14-6-00	$\delta^2\text{H} = 6,7\delta^{18}\text{O}+18$	0,813	8	0,01
26-7-00	$\delta^2\text{H} = 5,7\delta^{18}\text{O}-9$	0,904	10	0,001
10-10-00	$\delta^2\text{H} = 6,3\delta^{18}\text{O}-2$	0,861	9	0,01
19-12-00	$\delta^2\text{H} = 5,4\delta^{18}\text{O}-22$	0,809	8	0,01
16-3-01	$\delta^2\text{H} = 4,8\delta^{18}\text{O}-20$	0,945	6	0,001
16-5-01	$\delta^2\text{H} = 4,7\delta^{18}\text{O}-52$	0,942	7	0,001
24-10-01	$\delta^2\text{H} = 6,0\delta^{18}\text{O}-10$	0,972	9	0,001
29-1-02	$\delta^2\text{H} = 5,3\delta^{18}\text{O}+5$	0,967	7	0,001
13-9-02	$\delta^2\text{H} = 8,3\delta^{18}\text{O}+26$	0,996	7	0,001
<b>TOTAL</b>	<b><math>\delta^2\text{H} = 6,2\delta^{18}\text{O}-1</math></b>	<b>0,915</b>	<b>57</b>	<b>0,001</b>

### 1.1.2. Trayecto Motril-Granada.

En este apartado se representa la composición isotópica de las dos especies presentes en el vapor de agua ( $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ). Como en el apartado anterior se van a incluir en una sola figura todas las muestras (fig. 5.11), y después se van a representar cada uno de los días pormenorizadamente en figuras diferentes (fig. 5.12 a la 5.17).



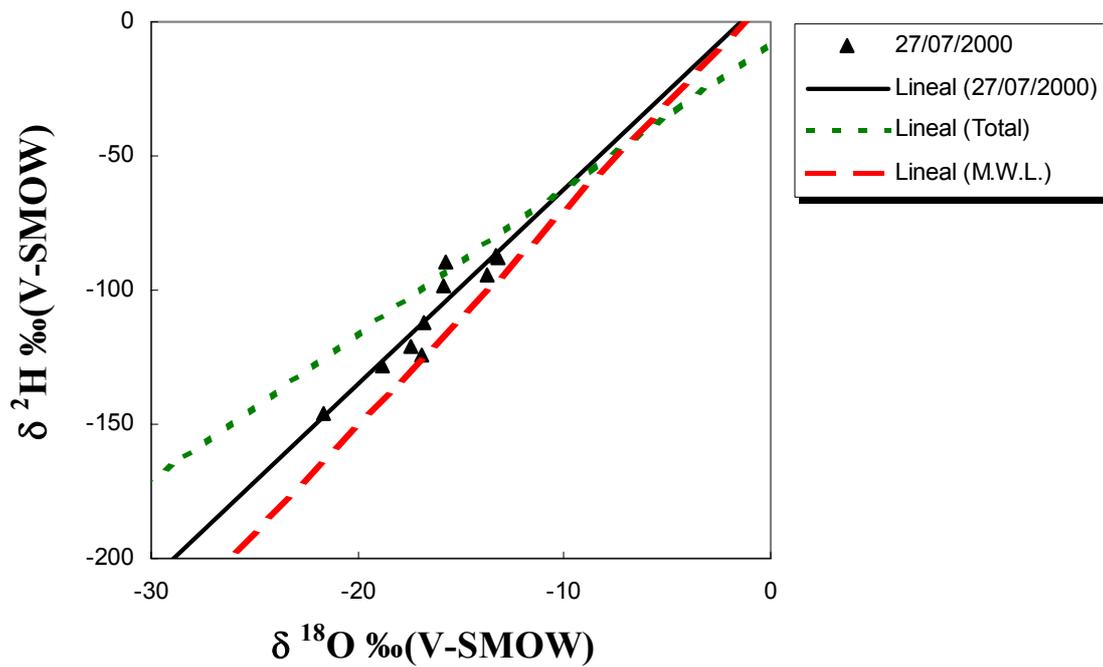
**Fig. 5.11.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico en la campaña Motril-Granada.

**TABLA 5.4.** Valores máximos, mínimos y medios de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico en el muestreo Motril-Granada, tanto para el oxígeno como para hidrógeno (dado en  $\delta$  ‰ frente al patrón V-SMOW). N representa el número de datos para cada una de las especies isotópicas.  $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$  N representa el número de muestras en las que se ha podido analizar tanto  $\delta^2\text{H}$  como  $\delta^{18}\text{O}$ .

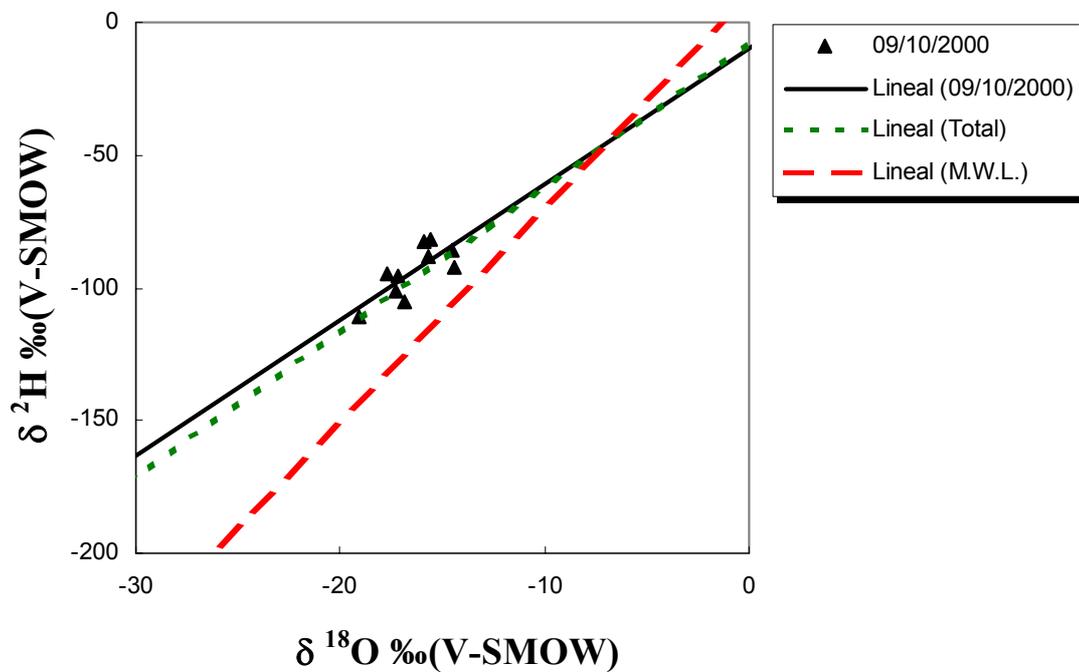
DÍAS DEL MUESTREO	$\delta^{18}\text{O}$ mín.	$\delta^{18}\text{O}$ máx.	$\delta^2\text{H}$ mín.	$\delta^2\text{H}$ máx.	$\delta^{18}\text{O}$ media	$\delta^2\text{H}$ Media	$\delta^{18}\text{O}$ N	$\delta^2\text{H}$ N	$\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ N
<b>27-7-00</b>	-21,6	-13,2	-146	-87	-16,3	-109	10	10	10
<b>9-10-00</b>	-19,1	-14,4	-111	-83	-16,4	-94	10	10	10
<b>18-12-00</b>	-19,1	-15,9	-124	-85	-17,1	-99	9	9	8
<b>15-5-01</b>	-15,7	-8,9	-116	-55	-12,2	-80	10	10	10
<b>23-10-01</b>	-16,7	-12,1	-76	-65	-14,5	-71	8	8	8
<b>TOTAL</b>	<b>-21,6</b>	<b>-8,9</b>	<b>-146</b>	<b>-55</b>	<b>-15,3</b>	<b>-91</b>	<b>47</b>	<b>47</b>	<b>46</b>

**Tabla 5.5.** Valores máximos, mínimos y medios del exceso en deuterio calculados a partir de la fórmula:  $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964). N representa el número de datos correspondiente a cada día de muestreo para cada uno de los días.

DÍAS DEL MUESTREO	"d" máx.	"d" mín.	"d" media total	N
<b>27-7-00</b>	37	11	22	10
<b>9-10-00</b>	47	23	38	10
<b>18-12-00</b>	63	26	40	8
<b>15-5-01</b>	36	5	17	10
<b>23-10-01</b>	57	25	45	8
<b>TOTAL</b>	<b>63</b>	<b>5</b>	<b>31</b>	<b>46</b>



**Fig. 5.12.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 27-7-00.



**Fig. 5.13.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 9-10-00.

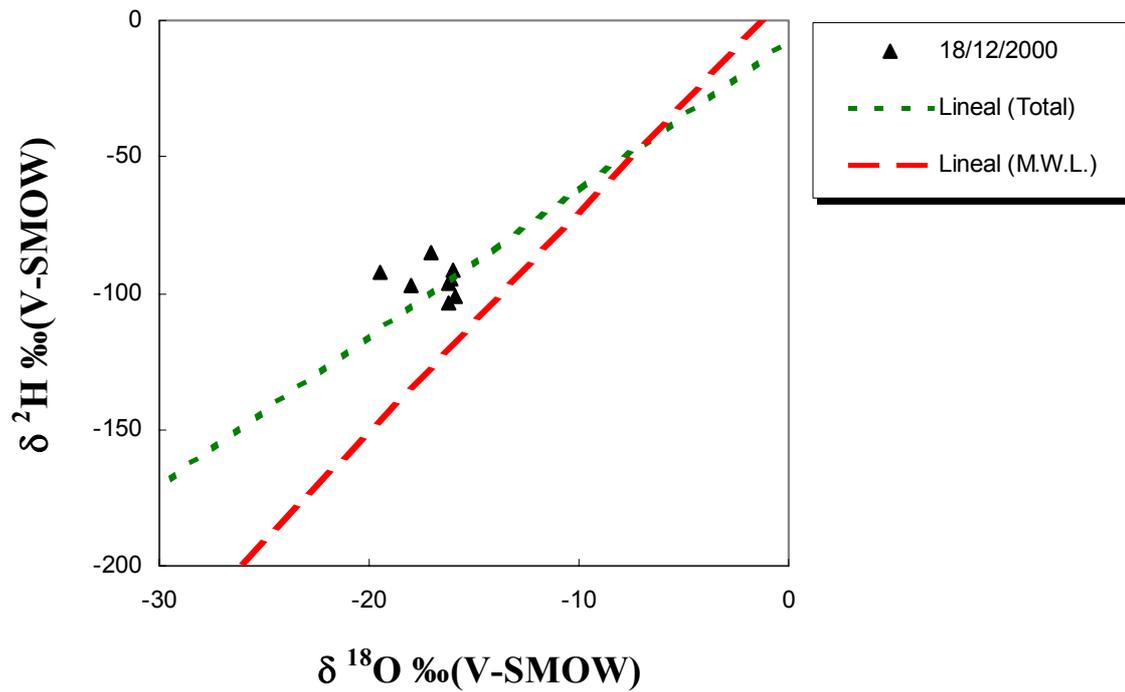


Fig. 5.14. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 18-12-00.

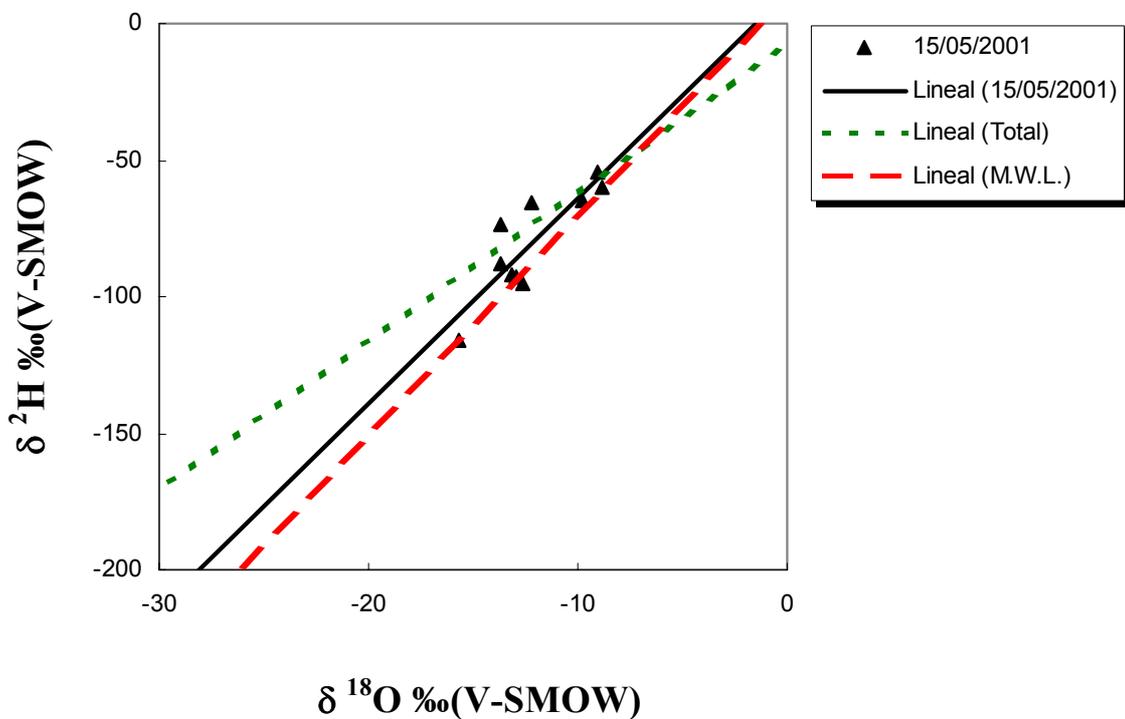
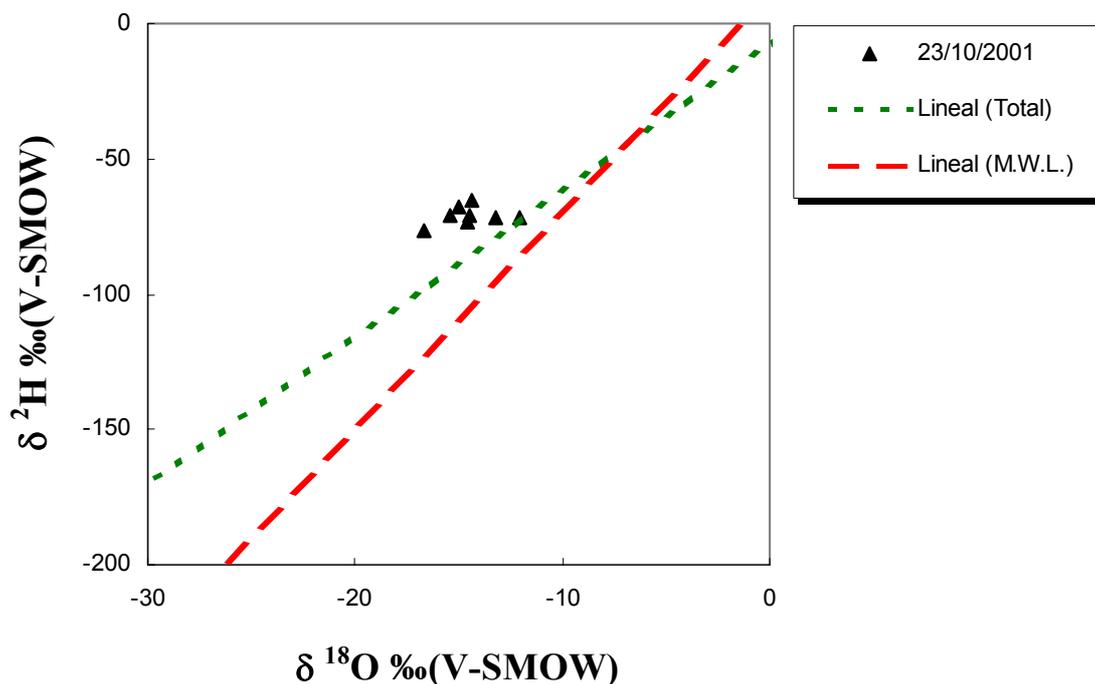


Fig. 5.15. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 15-5-01.



**Fig. 5.16.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del vapor de agua atmosférico correspondiente al día 23-10-01.

**Tabla 5.6.** Ecuaciones de correlación lineal de  $\delta^{18}\text{O}$  frente  $\delta^2\text{H}$  del vapor de agua atmosférico. N representa el número de valores que se ha tenido en cuenta en la ecuación (debido a que en algunas muestras no se han podido analizar las dos especies isotópicas, generalmente por la falta de una cantidad de agua suficiente para poder hacer una medida analítica dentro del intervalo de error permitido).

DÍAS DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL	R <sup>2</sup>	N	SIGNIFICANCIA
9-10-00	$\delta^2\text{H} = 5,1 \delta^{18}\text{O} - 10$	0,592	10	0,01
27-7-00	$\delta^2\text{H} = 7,3 \delta^{18}\text{O} + 10$	0,875	10	0,001
18-12-00	-	-	8	-
15-5-01	$\delta^2\text{H} = 7,6 \delta^{18}\text{O} + 12$	0,739	10	0,01
23-10-01	-	-	8	-
<b>TOTAL</b>	<b><math>\delta^2\text{H} = 5,5 \delta^{18}\text{O} - 7</math></b>	<b>0,546</b>	<b>46</b>	<b>0,001</b>

### 1.1.3. La altitud en la vertiente Noroeste de Sierra Nevada, y al Oeste de sus estribaciones (Motril-Granada y Granada-Sierra Nevada).

En este apartado se van a correlacionar la composición isotópica ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y de exceso en deuterio) frente a la altitud. Los datos obtenidos se exponen en las figuras 5.17 a 5.46 y en las tablas 5.7 a 5.15. Corresponde a muestras realizadas entre los 0 m hasta los 3.306 m s.n.m.

Las muestras se han agrupado en tres tramos:

- ☀ 0-800 m s.n.m.<sup>1</sup>: Muestreo Motril-Granada.
- ☀ 670-2.200 m s.n.m.: Muestreo Granada-Sierra Nevada.
- ☀ 2.200-3.306 m s.n.m.: Muestreo Granada-Sierra Nevada.

La elección de los diferentes tramos está relacionada con parámetros geográficos y del tipo de cobertura vegetal.

No se ha creído representativo calcular medias de los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico para cada una de las altitudes, ya que, de ser así, se falsearían los resultados, debido a que a mayores altitudes sólo se ha podido muestrear en la temporada de verano, porque la nieve, hasta el final de la primavera con el deshielo, impedía el ascenso por estar la carretera cerrada (ya que el material utilizado tiene un peso que hacía imposible cargarlo sin la ayuda de un automóvil). Por tanto, este valor distorsiona la realidad, ya que los datos isotópicos aparecerían homogeneizados con respecto a la altitud por el efecto estacionalidad. Así, los valores isotópicos del vapor de agua en las cotas más altas, donde existen datos parciales, mostrarían una composición isotópica más enriquecida de lo que en realidad tienen, ya que no se incluirían los valores pertenecientes al invierno (con valores más pobres en  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ).

---

<sup>1</sup> Se incluye hasta los 800 m en el primer intervalo porque éste corresponde a un muestreo en días diferentes en los que se realizaron los de Sierra Nevada (sensu estricto). Además de que no están exactamente localizados en la misma vertiente (ladera del Veleta)

Todo esto sin atender al efecto añadido que supone el tener nieve, agua en deshielo, la sublimación diferencial, etc.

Como en el anterior apartado, se muestran tablas y gráficos con todos los valores obtenidos, y a continuación se representan separadamente, los gráficos o para cada uno de los días<sup>2</sup> en los que se recogió vapor atmosférico.

Todos los valores isotópicos se expresan en unidades  $\delta$  ‰, frente a V-SMOW. El exceso en deuterio se ha calculado a partir de la fórmula dada por Dansgaard en 1964:  $d$  ‰ =  $\delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ .

---

<sup>2</sup> Datos de vapor de agua atmosférico perteneciente a uno o a dos días de muestreo, dependiendo del intervalo de altitud (un día: Granada-Sierra Nevada y dos: Motril-Sierra Nevada).

**Tabla 5.7.** Valores de altitud máximos y mínimos para los muestreos desde Motril hasta Granada y desde Granada hasta Sierra Nevada (vertiente noroeste, en la falda del Veleta), representados como M-GR y GR-SN respectivamente para cada uno de los días en los que se muestreó. Las unidades de altitud están en metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.).

Día de muestreo GR-S.N.	Día de muestreo M-GR	Altitud máx. M-GR	Altitud mín. M-GR	Altitud máx. GR-SN	Altitud mín. GR-SN	Altitud máx. Total	Altitud mín. Total
14-6-00	-	2680	670	-	-	2680	670
26-7-00	27-7-00	3200	670	800	0	3200	0
10-10-00	9-10-00	3200	670	800	0	3200	0
19-12-00	18-12-00	2440	670	800	0	2440	0
16-3-01	-	2440	670	-	-	2440	670
16-5-01	15-5-01	2850	670	800	0	2850	0
24-10-01	23-10-01	3075	1175	800	0	3075	0
29-1-02	-	2440	670	-	-	2440	670
13-9-02	-	3306	2420	-	-	3306	2420
<b>TOTAL</b>	-	<b>3306</b>	<b>670</b>	<b>800</b>	<b>0</b>	<b>3306</b>	<b>0</b>

**Tabla 5.8** Ecuaciones de regresión lineal entre la altitud ( $A$ ) y  $\delta^2H$ , para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 0 hasta los 800 m s.n.m. (Motril-Granada). No se ha podido incluir la ecuación del día 23-10-01 debido a que no existía una correlación razonable (ya que el error era mayor que la pendiente). También se incluye  $R^2$  y  $N$  (número de muestras en la que se ha calculado cada una de las ecuaciones). Para todas las ecuaciones se da la variación de  $\delta^2H$  por cada 100 m de altitud. La variación total se ha calculado a partir de las medias de las pendientes de cada uno de los días.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación de regresión lineal	$R^2$	$N$	Significancia
27-7-00	0-800	$\delta^2H = -6,5A-91$	0,956	10	0,001
9-10-00	0-800	$\delta^2H = -2,8A-86$	0,843	10	0,001
18-12-00	0-800	$\delta^2H = -2,1A-93$	0,363	9	0,1
15-5-01	0-800	$\delta^2H = -5,5A-65$	0,758	10	0,01
23-10-01	0-800	-	-	8	-
<b>TOTAL</b>	<b>0-800</b>	$\Delta\delta^2H \approx -4/100m$	-	<b>39</b>	-

**Tabla 5.9.** Ecuaciones de regresión lineal entre  $\delta^{18}\text{O}$  y la altitud ( $A$ ), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 0 hasta los 800 m s.n.m. (Motril-Granada). No se ha podido incluir la ecuación del día 18-12-00 debido a que no existía una correlación razonable (ya que el error era mayor que la pendiente). Para todas las ecuaciones se da la variación de  $\delta^{18}\text{O}$  por cada 100 m de altitud. La variación total se ha calculado a partir de las medias de las pendientes de cada uno de los días.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación de regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
27-7-00	0-800	$\delta^{18}\text{O} = -0,8A-14$	0,862	10	0,001
9-10-00	0-800	$\delta^{18}\text{O} = -0,4A-15$	0,769	10	0,001
18-12-00	0-800	-	-	9	-
15-5-01	0-800	$\delta^{18}\text{O} = -0,5A-11$	0,419	10	0,05
23-10-01	0-800	$\delta^{18}\text{O} = -0,3A-15$	0,433	8	0,1
<b>TOTAL</b>	<b>0-800</b>	$\Delta\delta^{18}\text{O} \approx -0,5/100m$	-	<b>38</b>	-

**Tabla 5.10.** Ecuaciones de regresión lineal entre el exceso en deuterio ( $d$ ) y la altitud ( $A$ ), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 0 hasta los 800 m s.n.m. (Motril-Granada). No se han incluido las ecuaciones de los días 27-7-00 y 9-10-00 debido a que no existía una correlación razonable (ya que el error era mayor que la pendiente). No se da una variación de  $d$  frente a la altitud ya que no se ve una relación clara entre estos dos parámetros. De hecho, los valores R<sup>2</sup> son muy bajos en el resto.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación de regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
27-7-00	0-800	-	-	10	-
9-10-00	0-800	-	-	10	-
18-12-00	0-800	$d = -2,4A+44$	0,293	8	0,1
15-5-01	0-800	$d = 1,6A+22$	0,280	10	0,1
23-10-01	0-800	$d = -2,7A+52$	0,632	8	0,05
<b>TOTAL</b>	<b>0-800</b>	-	-	-	-

**Tabla 5.11.** Ecuaciones de regresión lineal entre  $\delta^2\text{H}$  y la altitud (A), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo comprendido entre los 670 m y los 2200 m s.n.m. (Sierra Nevada-Granada). No se ha incluido la ecuación de los días 19-12-00 y 16-5-01 debido a que no existía una correlación razonable (ya que el error era mayor que la pendiente), y por las razones que se explicarán en la discusión. Para todas las muestras se da la variación de  $\delta^2\text{H}$  por cada 100 m de altitud. La variación total se ha calculado a partir de las medias de las pendientes de cada uno de los días.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación de regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	670-2200	$\delta^2\text{H} = -0,9\text{A}-89$	0,952	4	0,01
26-7-00	670-2200	$\delta^2\text{H} = -0,9\text{A}-100$	0,823	5	0,05
10-10-00	670-2200	$\delta^2\text{H} = -1,0\text{A}-125$	0,834	3	0,1
19-12-00	670-2200	-	-	5	-
16-3-01	670-2200	$\delta^2\text{H} = -0,9\text{A}-84$	0,642	4	0,1
16-5-01*	670-2200	-	-	4	-
24-10-01	1175-2200	$\delta^2\text{H} = -2,6\text{A}-77$	0,826	4	0,05
29-1-02	670-2200	$\delta^2\text{H} = -2,1\text{A}-106$	0,817	4	0,05
<b>TOTAL</b>	<b>670-2200</b>	$\Delta\delta^2\text{H} \approx -1/100\text{m}$	-	<b>29</b>	-

**Tabla 5.12.** Ecuaciones de regresión lineal entre  $\delta^{18}\text{O}$  y la altitud (A), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 670 m hasta los 2200 m s.n.m. (Sierra Nevada-Granada). No se ha incluido las ecuaciones de los días 10-10-00 y 16-5-01 debido a que no existía una correlación razonable (ya que el error era mayor que la pendiente). Para todas las muestras se da la variación de  $\delta^{18}\text{O}$  por cada 100 m de altitud. La variación total se ha calculado a partir de las medias de las pendientes de cada uno de los días.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación de regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	670-2200	$\delta^{18}\text{O} = -0,1\text{A}-16$	0,946	4	0,01
26-7-00	670-2200	$\delta^{18}\text{O} = -0,2\text{A}-16$	0,474	5	-
10-10-00*	670-2200	-	-	3	-
19-12-00	670-2200	$\delta^{18}\text{O} = -0,2\text{A}-21$	0,507	5	-
16-3-01	670-2200	$\delta^{18}\text{O} = -0,2\text{A}-13$	0,781	4	0,1
16-5-01*	670-2200	-	-	4	-
24-10-01	1175-2200	$\delta^{18}\text{O} = -0,4\text{A}-12$	0,982	4	0,01
29-1-02	670-2200	$\delta^{18}\text{O} = -0,3\text{A}-17$	0,726	4	0,1
<b>TOTAL</b>	<b>670-2200</b>	$\Delta\delta^{18}\text{O} \approx -0,2/100\text{m}$	-	<b>26</b>	-

**Tabla 5.13.** Ecuaciones de correlación lineal entre el exceso en deuterio ( $d$ ) y la altitud ( $A$ ), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 670 m hasta los 2200 m s.n.m. (Sierra Nevada-Granada). Sólo se ha podido incluir las muestras pertenecientes a los días 16-3-01 y 24-10-01. No se da la variación total entre  $d$  y exceso en deuterio porque no existe una relación clara entre las dos variables. Los valores  $R^2$  son muy bajos en el resto.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación Lineal	$R^2$	N	Significancia
14-6-00	670-2200	-	-	4	-
26-7-00	670-2200	-	-	5	-
10-10-00	670-2200	-	-	3	-
19-12-00	670-2200	-	-	5	-
16-3-01	670-2200	$d = +0,6A+24$	0,948	4	0,05
16-5-01	670-2200	-	-	4	-
24-10-01	1175-2200	$d = +0,8A+14$	0,539	4	-
29-1-02	670-2200	-	-	4	-
<b>TOTAL</b>	<b>670-2200</b>	-	-	-	-

**Tabla 5.14.** Ecuaciones de correlación lineal entre  $\delta^2H$  y la altitud ( $A$ ), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 2200 m hasta los 3306 m s.n.m. (Sierra Nevada-Granada). Para la obtención de la pendiente "total", no se han incluido las ecuaciones de los días 16-5-01 y del 13-9-02 por las razones que ya se explicarán en la discusión, además de que este último no presenta una dependencia lineal. Para todas las muestras se da la variación de  $\delta^2H$  por cada 100 m de altitud. La variación total se ha calculado a partir de las medias de las pendientes de cada uno de los días.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
<b>14-6-00</b>	2200-2680	$\delta^2H = -2,5A-46$	0,567	4	-
<b>26-7-00</b>	2200-3200	$\delta^2H = -12,5A+166$	0,935	6	0,01
<b>10-10-00</b>	2200-3200	$\delta^2H = -7,2A+35$	0,734	6	0,1
<b>19-12-00</b>	2200-2440	$\delta^2H = -12,5A+115$	0,981	3	0,1
<b>16-3-01</b>	2200-2440	$\delta^2H = -8,2A+92$	0,946	3	0,1
<b>16-5-01*</b>	2200-2850	$\delta^2H = -3,4A-43$	0,984	3	0,05
<b>24-10-01</b>	2200-3075	$\delta^2H = -5,0A-19$	0,949	4	0,05
<b>29-1-02</b>	2200-2440	$\delta^2H = -14,0A+159$	0,976	3	0,05
<b>13-9-02*</b>	2200-3306	No dependencia lineal	-	7	-
<b>TOTAL</b>	2200-3200	$\Delta\delta^2H \approx -9/100m$	-	<b>32</b>	-

**Tabla 5.15.** Ecuaciones de correlación lineal entre  $\delta^{18}\text{O}$  y la altitud (A), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 2200 m hasta los 3306 m s.n.m. (Sierra Nevada-Granada). Para la obtención de la pendiente “total”, no se han incluido las ecuaciones de los días 16-5-01 y del 13-9-02 por las razones que ya se explicarán en la discusión, además de que este último no presenta una correlación lineal. El día 16-3-01 no se ha podido estimar el intervalo de confianza ni los coeficientes de correlación, debido a que sólo se disponían de dos muestras, por esto último se ha optado por no incluirlo tampoco, en el cálculo de la pendiente “total”. Para todas las muestras se da la variación de  $\delta^{18}\text{O}$  por cada 100 m de altitud. La variación total se ha calculado a partir de las medias de las pendientes de cada uno de los días.

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	2200-2680	$\delta^{18}\text{O} = -0,5A-6$	0,972	4	0,01
26-7-00	2200-3200	$\delta^{18}\text{O} = -1,5A+13$	0,841	5	0,05
10-10-00	2200-3200	$\delta^{18}\text{O} = -0,8A-1$	0,714	5	0,1
19-12-00	2200-2440	$\delta^{18}\text{O} = -0,6A-16$	0,765	3	-
16-3-01*	2200-2440	-	-	2	-
16-5-01*	2200-2850	$\delta^{18}\text{O} = -0,4A-7$	0,925	3	0,1
24-10-01	2200-3075	$\delta^{18}\text{O} = -0,8A-1$	0,886	4	0,05
29-1-02	2200-2440	$\delta^{18}\text{O} = -3,4A+52$	0,914	3	0,1
13-9-02*	2200-3306	No dependencia lineal	-	7	-
<b>TOTAL</b>	2200-3200	$\Delta\delta^{18}\text{O} \approx -1,3/100m$	-	<b>27</b>	-

**Tabla 5.16.** Ecuaciones de correlación lineal entre el exceso en deuterio ( $d$ ) y la altitud ( $A$ ), para cada uno de los días de muestreo, en el intervalo de altitud desde los 2200 m hasta los 3306 m s.n.m. (Granada-Sierra Nevada).

Día de muestreo	Intervalo Altitud (m s.n.m.)	Ecuación regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	2200-2680	-	-	4	-
26-7-00	2200-3200	-	-	5	-
10-10-00	2200-3200	-	-	5	-
19-12-00	2200-2440	$d = +17,5A - 357$	0,762	3	-
16-3-01	2200-2440	-	-	2	-
16-5-01	2200-2850	-	-	3	-
24-10-01	2200-3075	$d = +1,7A - 9$	0,541	4	-
29-1-02	2200-2440	-	-	-	-
13-9-02	2200-3306	-	-	7	-
TOTAL	2200-3200	-	-	-	-

La leyenda que van a presentar todos los gráficos, representadas en las figuras de la 5.17 a 5.46, va a ser la siguiente:

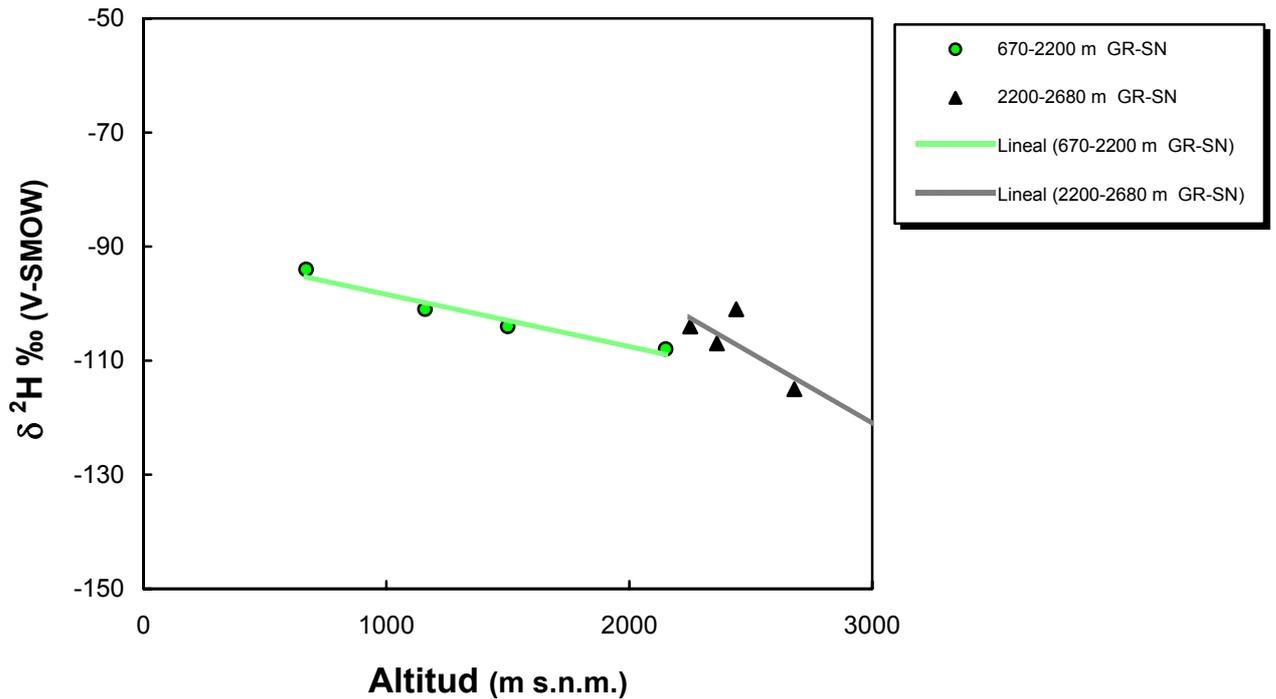
Para los datos del vapor de agua:

- ☀ 0-800 m s.n.m.<sup>3</sup>: Cuadrados negros con fondo rojo.
- ☀ 670-2.200 m s.n.m.: Círculos negros con fondo verde claro.
- ☀ 2.200-3.306 m s.n.m.: Triángulos negros.

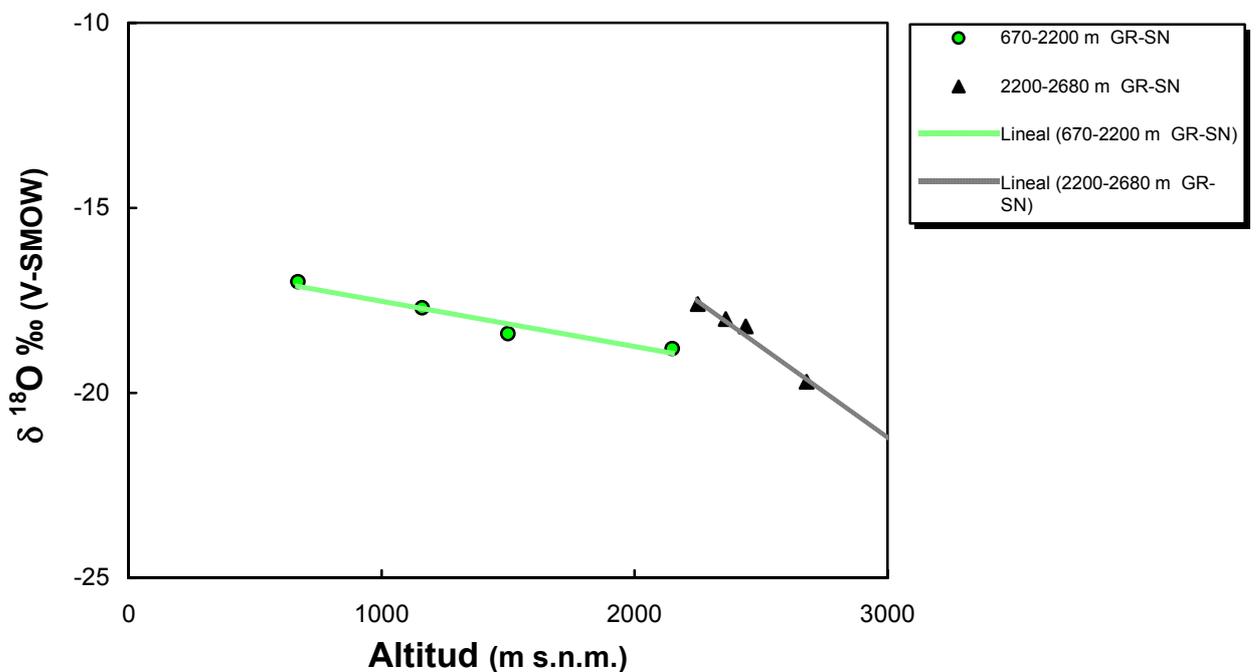
Las líneas calculadas a partir de las ecuaciones de tendencia lineal, para cada uno de los intervalos de altitud, van a ir descritas en el mismo color que las muestras utilizadas para su cálculo.

---

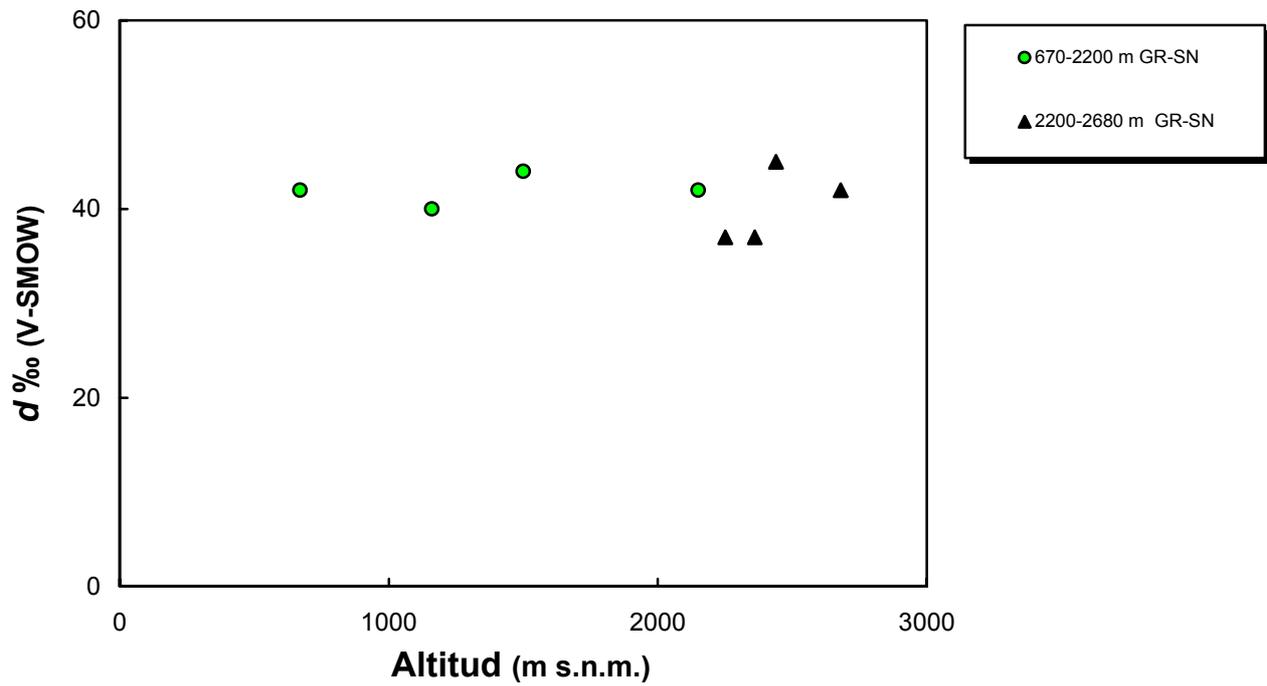
<sup>3</sup> Se incluye hasta los 800 m en el primer intervalo porque éste corresponde a un muestreo en días diferentes en los que se realizaron los de Sierra Nevada (sensu estricto). Además de que no están exactamente localizados en la misma vertiente (ladera del Veleta)



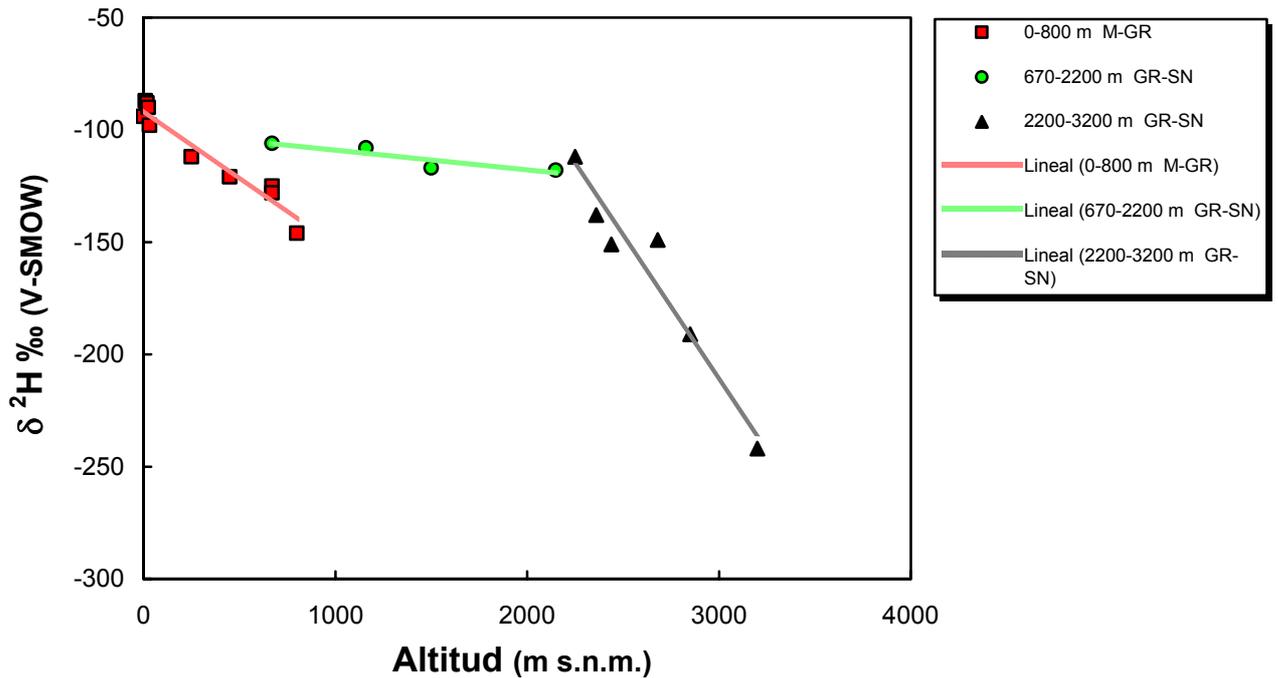
**Fig. 5.17.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada. Gradients de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 14-6-00. GR-SN simboliza la campaña realizada entre Granada y Sierra Nevada.



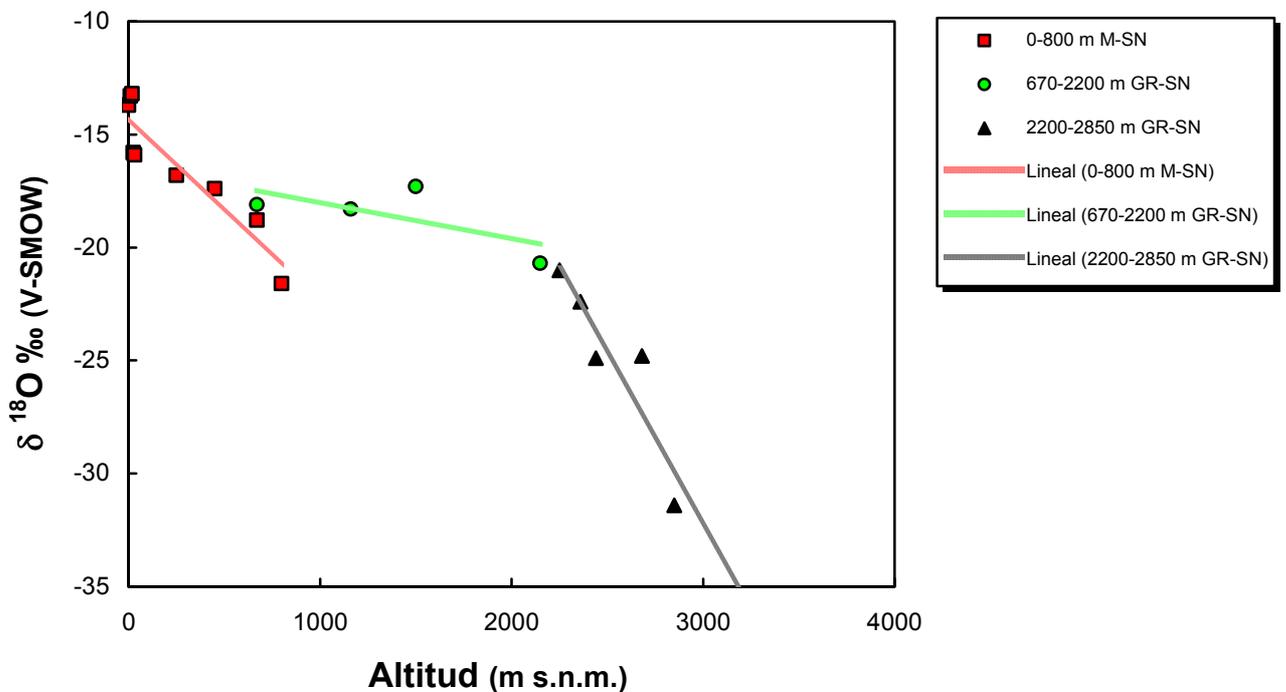
**Fig. 5.18.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada. Gradients de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 14-6-00. GR-SN simboliza la campaña realizada entre Granada y Sierra Nevada.



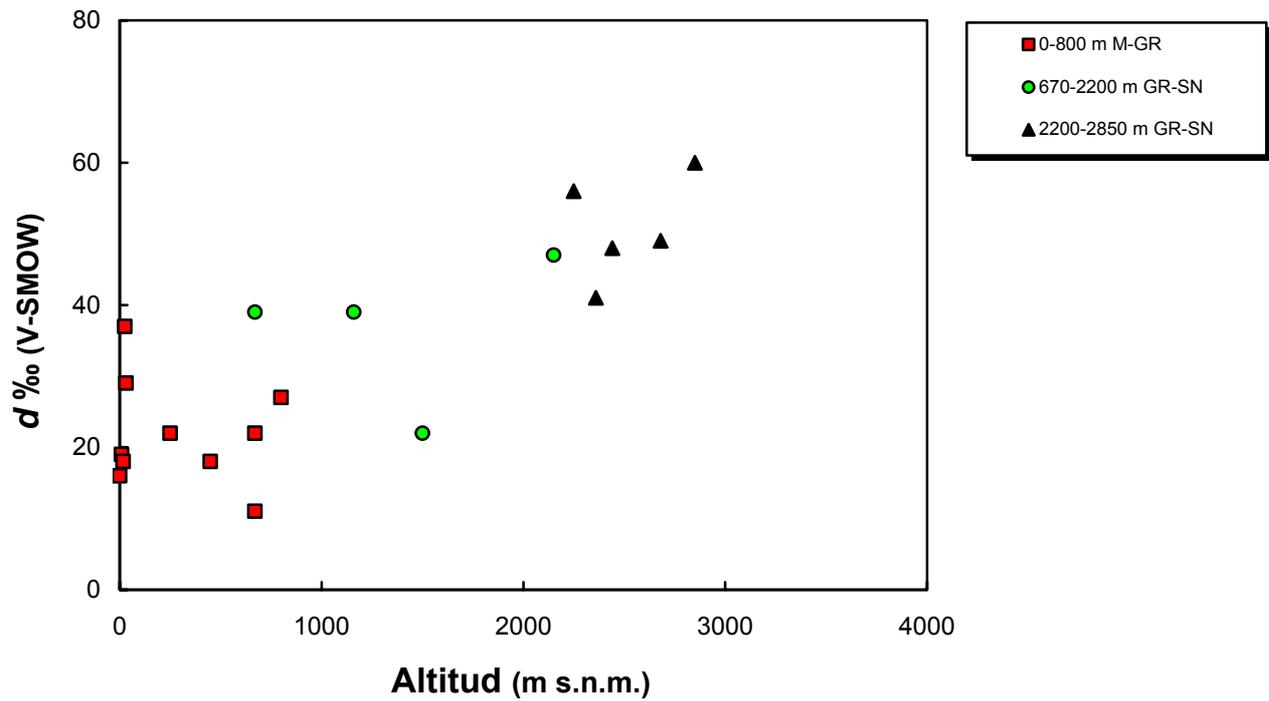
**Fig. 5.19.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada. Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 14-6-00. GR-SN simboliza la campaña realizada entre Granada y Sierra Nevada.



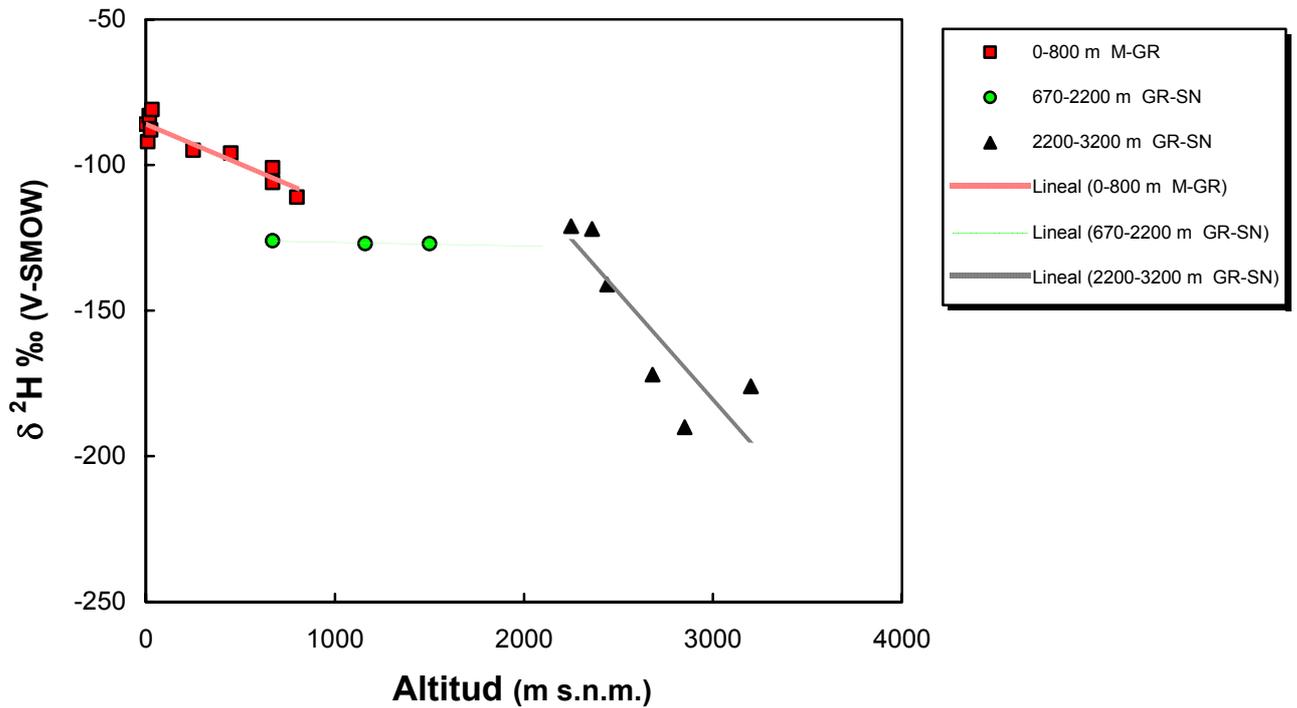
**Fig. 5.20.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{2}\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 27-7-00 (M-GR) y 26-7-00 (GR-SN).



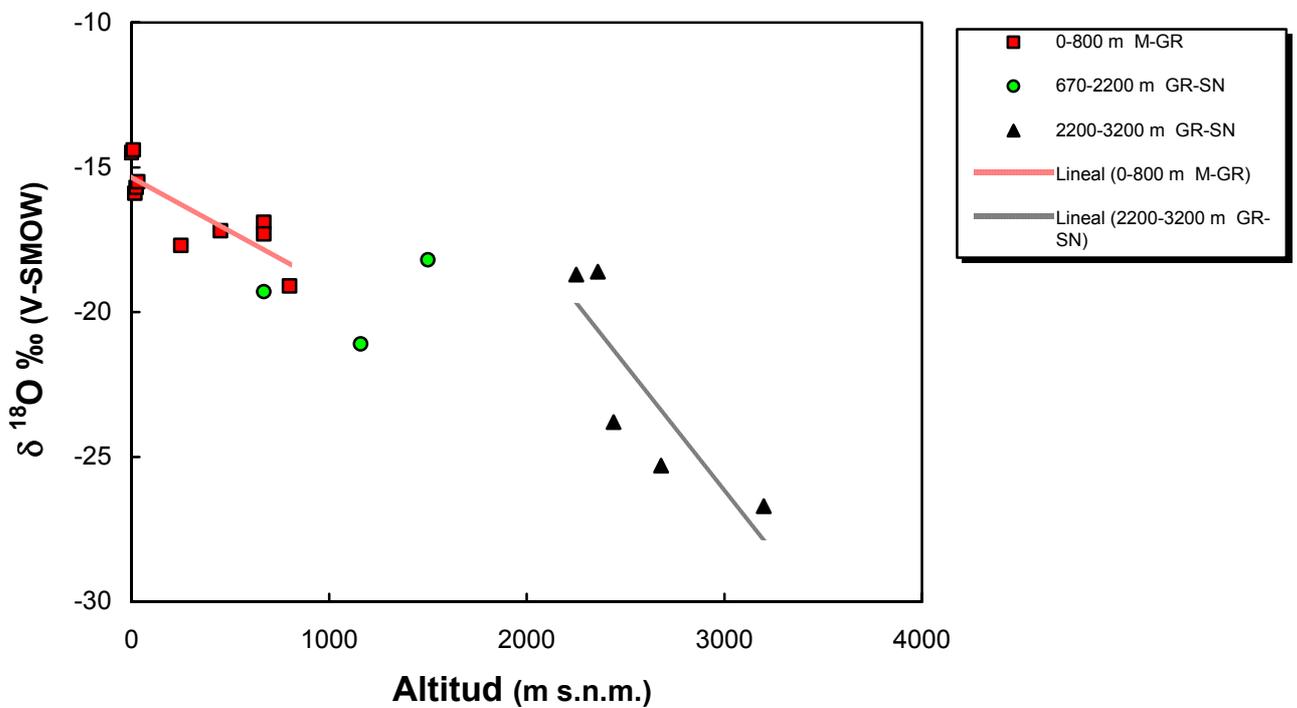
**Fig. 5.21.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 27-7-00 (M-GR) y 26-7-00 (GR-SN).



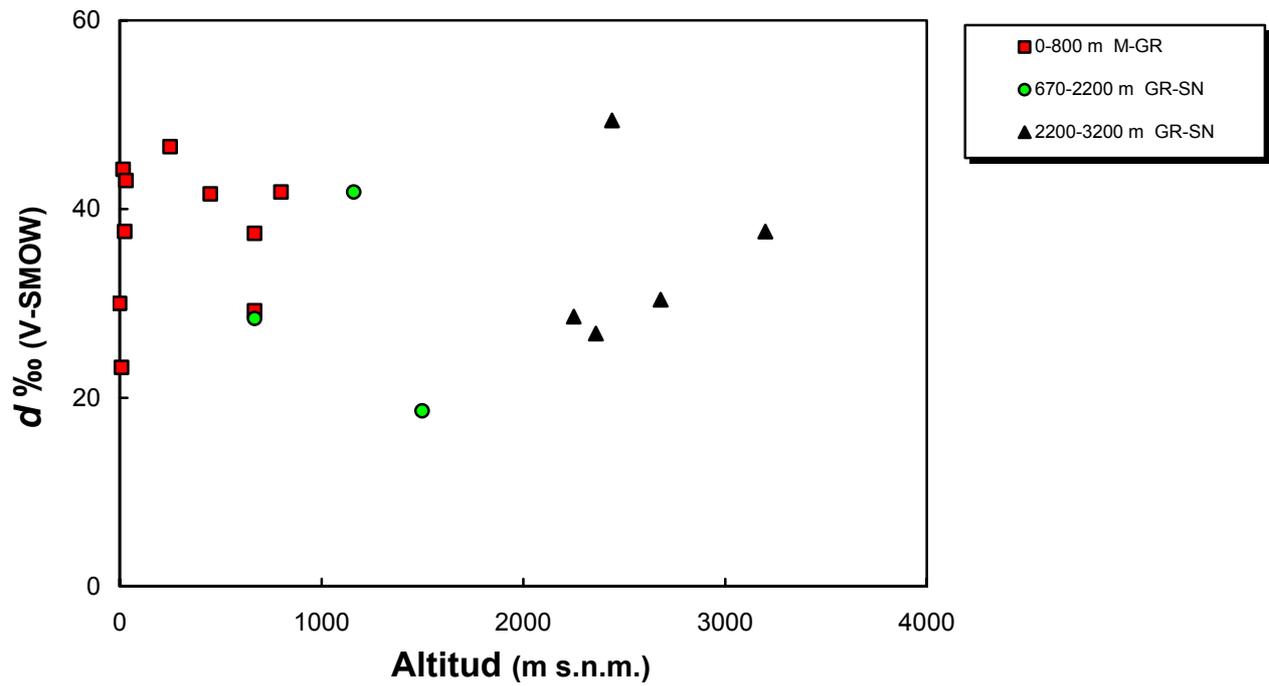
**Fig. 5.22.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 27-7-00 (M-GR) y 26-7-00 (GR-SN).



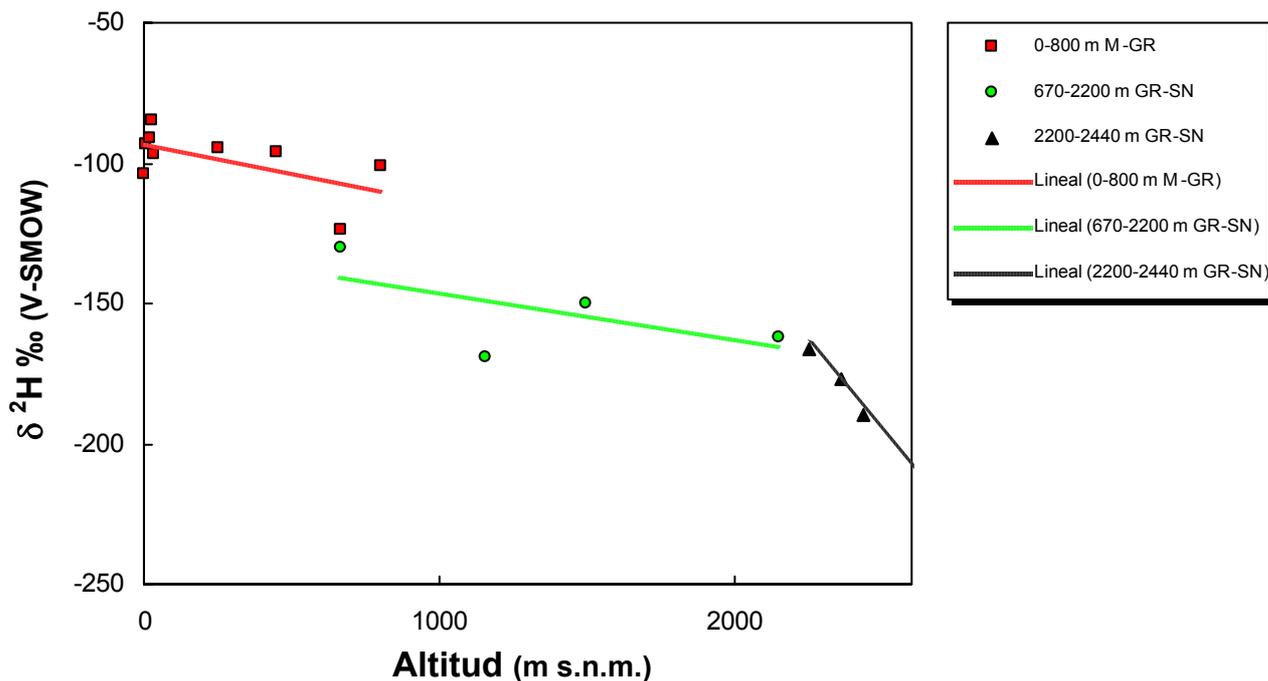
**Fig. 5.23.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 9-10-00 (M-GR) y 10-10-00 (GR-SN).



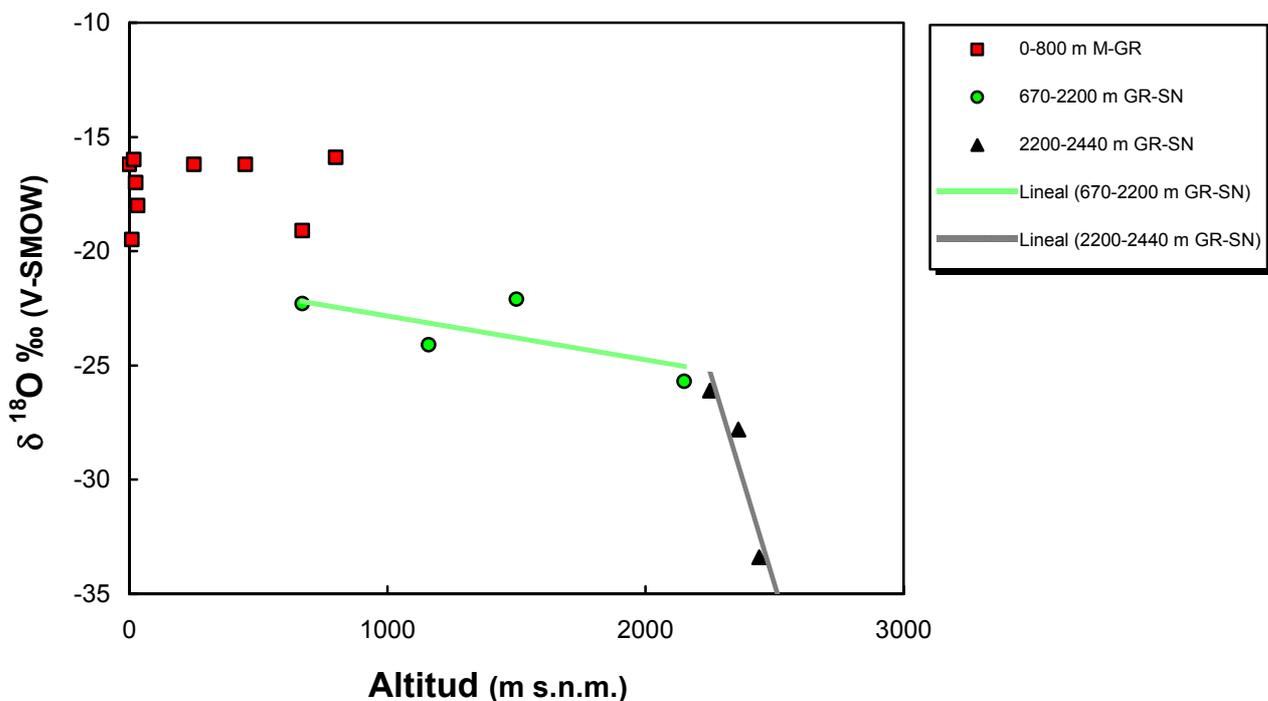
**Fig. 5.24.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 9-10-00 (M-GR) y 10-10-00 (GR-SN).



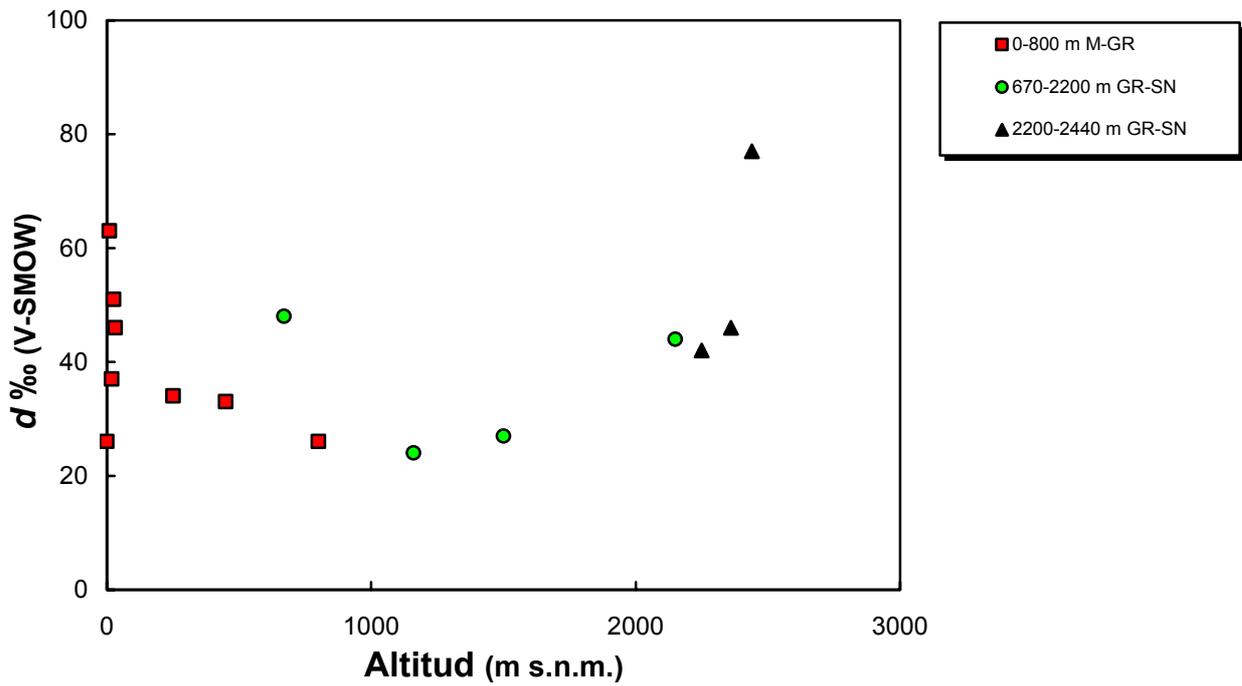
**Fig. 5.25.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 9-10-00 (M-GR) y 10-10-00 (GR-SN).



**Fig. 5.26.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 18-12-00 (M-GR) y 19-12-00 (GR-SN).



**Fig. 5.27.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 18-12-00 (M-GR) y 19-12-00 (GR-SN).



**Fig. 5.28.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 18-12-00 (M-GR) y 19-12-00 (GR-SN).

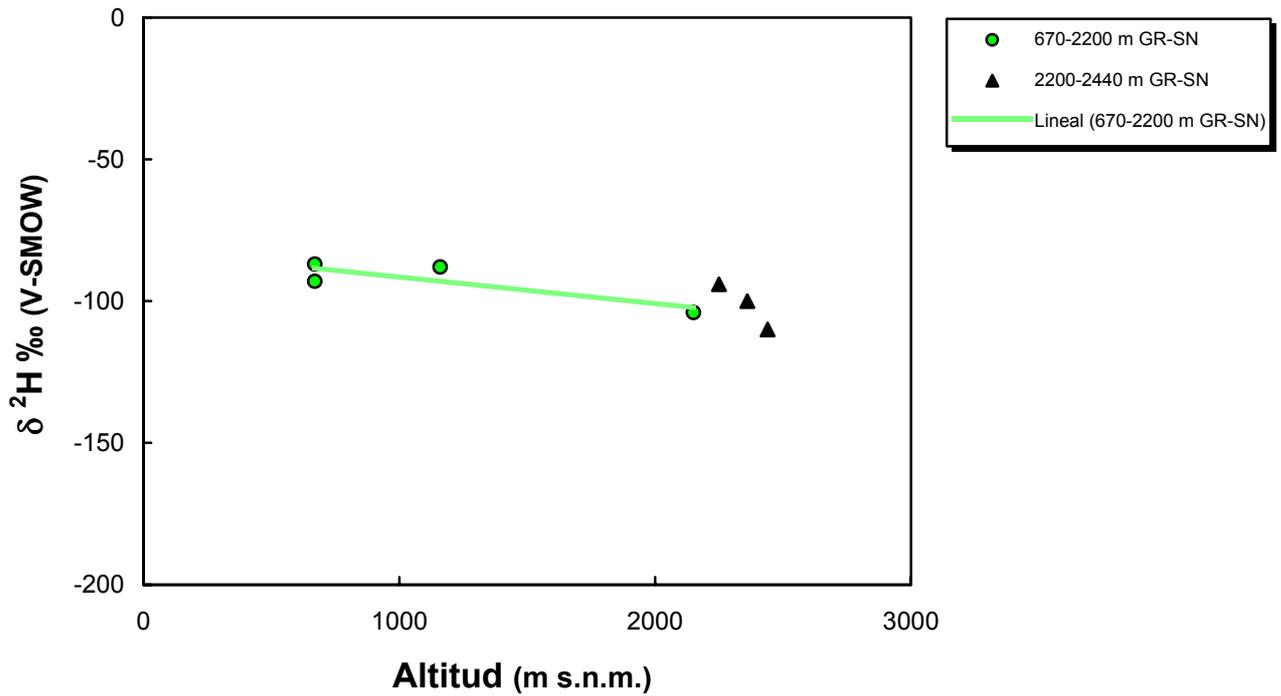


Fig. 5.29. Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 16-3-01.

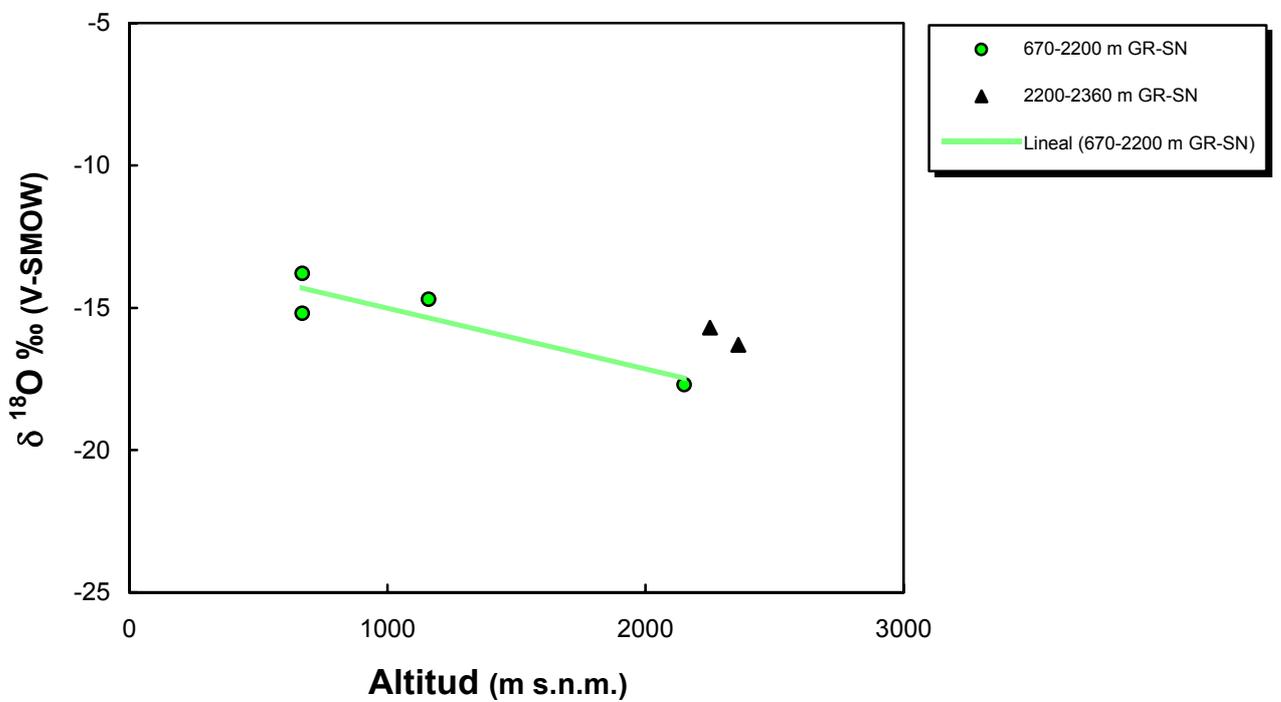
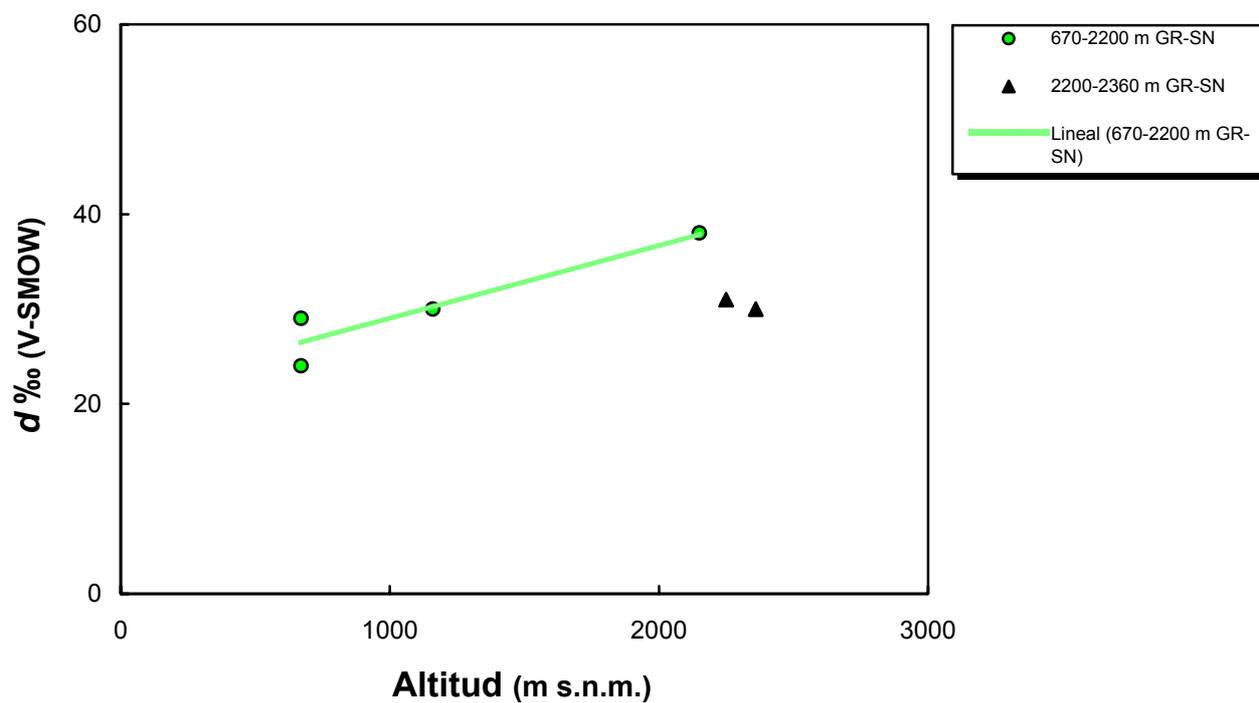
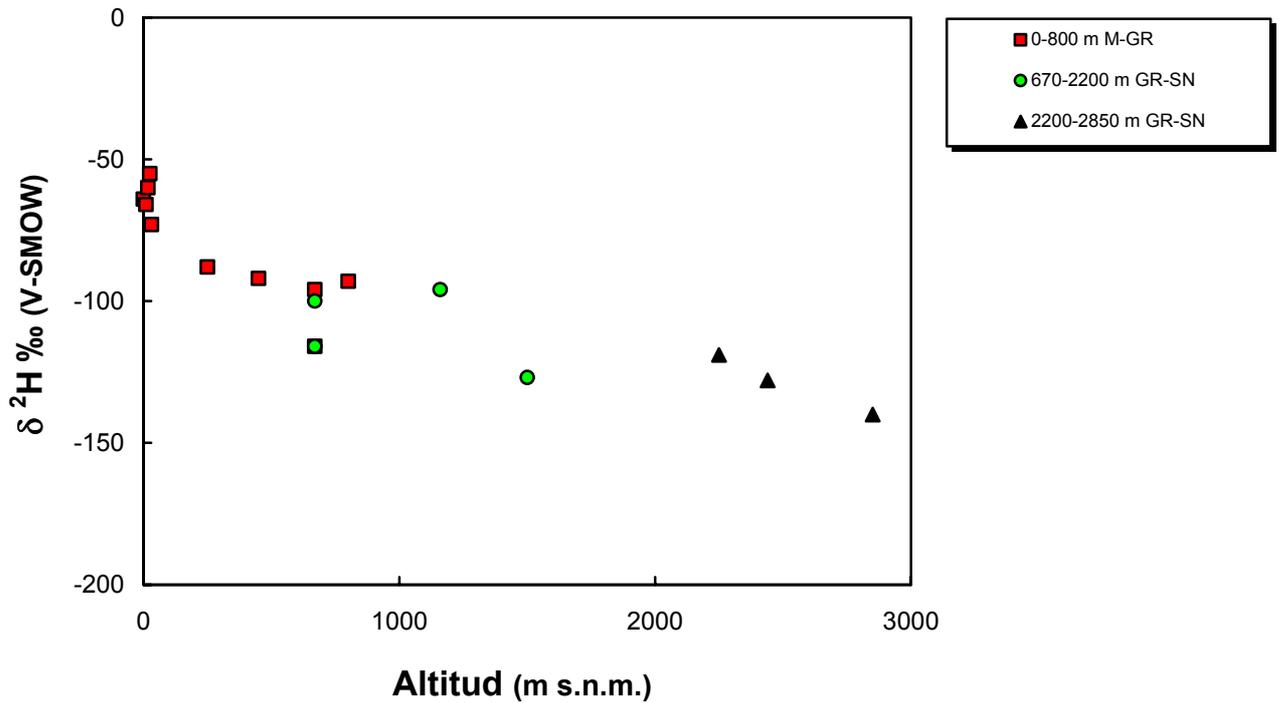


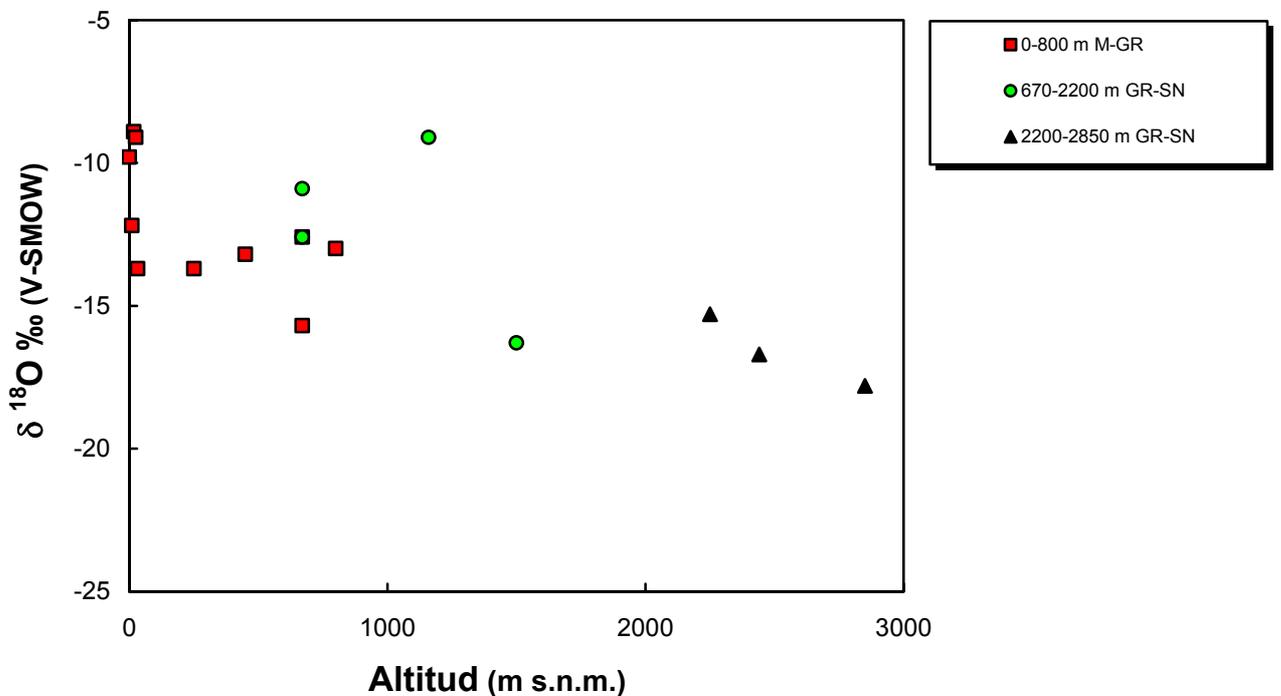
Fig. 5.30. Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 16-3-01.



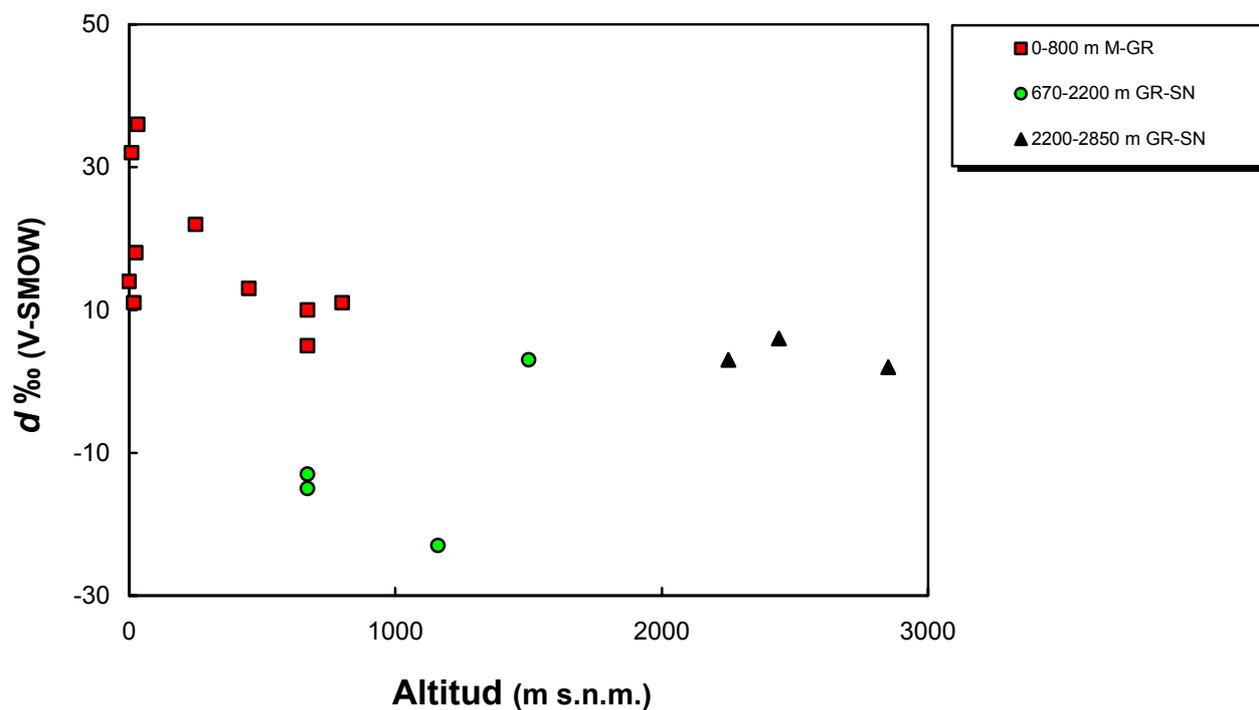
**Fig. 5.31.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 16-3-01.



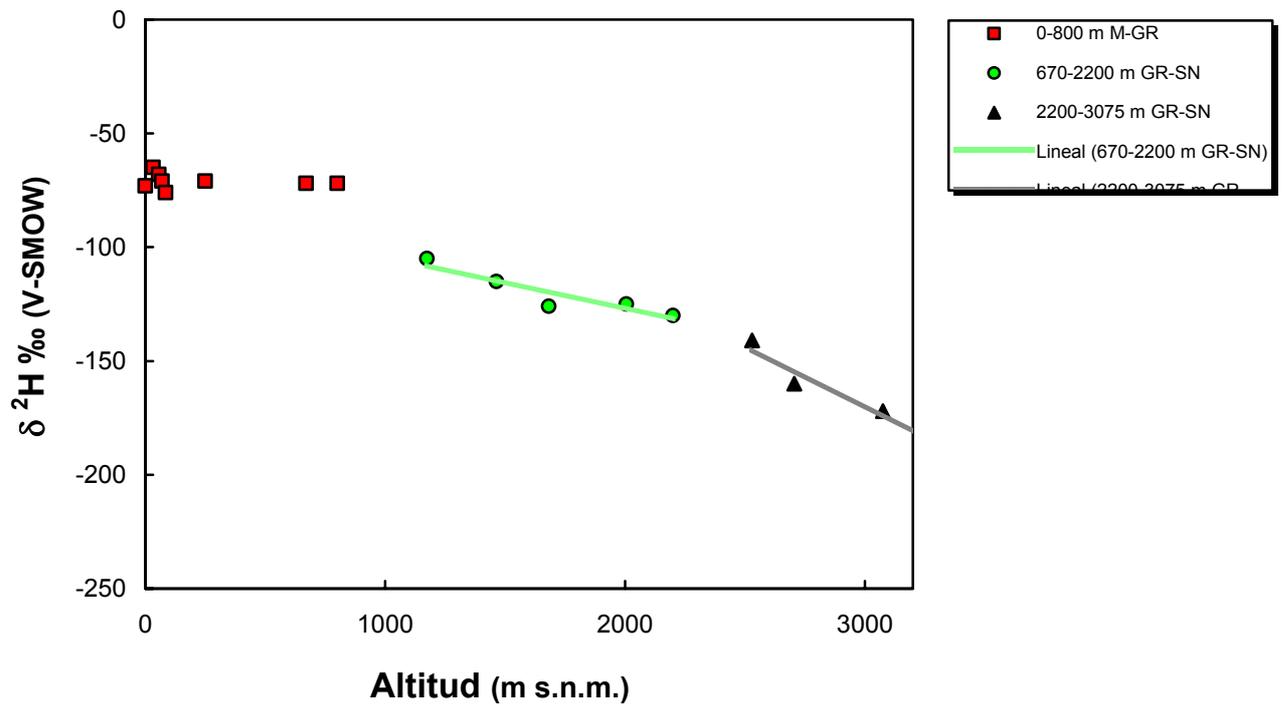
**Fig. 5.32.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 15-5-01 (M-GR) y 16-5-01 (GR-SN).



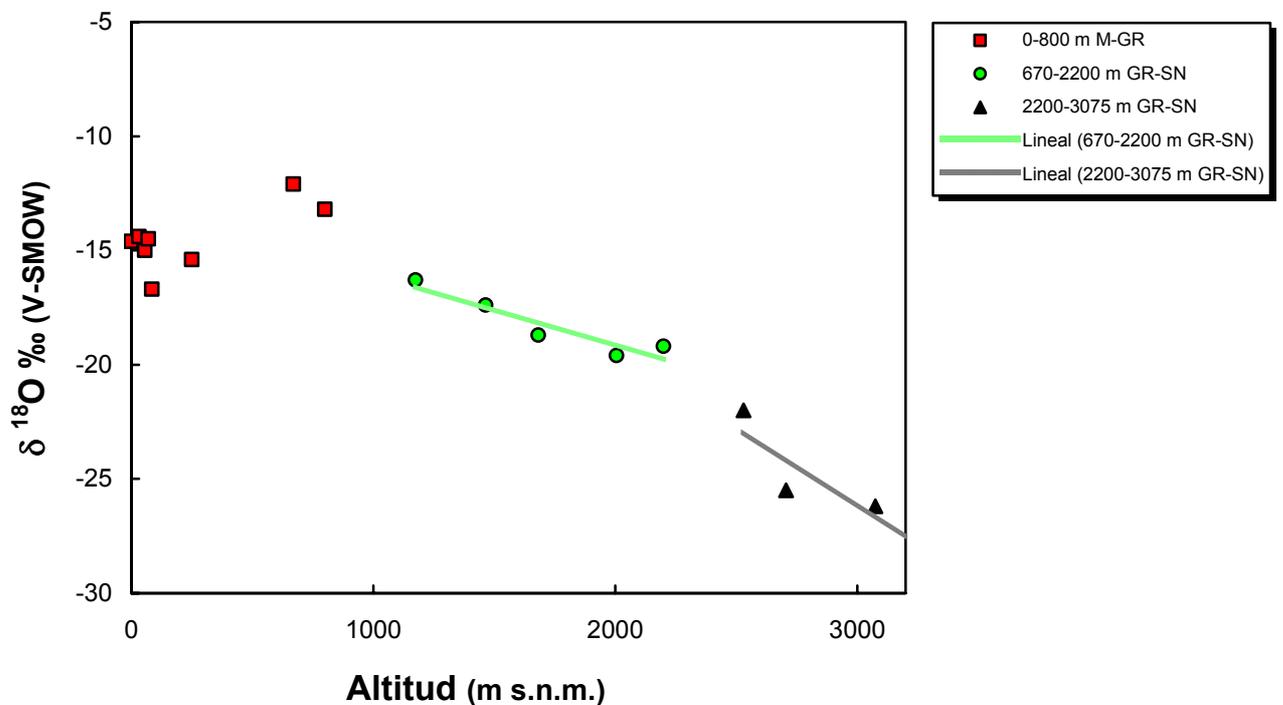
**Fig. 5.33.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 15-5-01 (M-GR) y 16-5-01 (GR-SN).



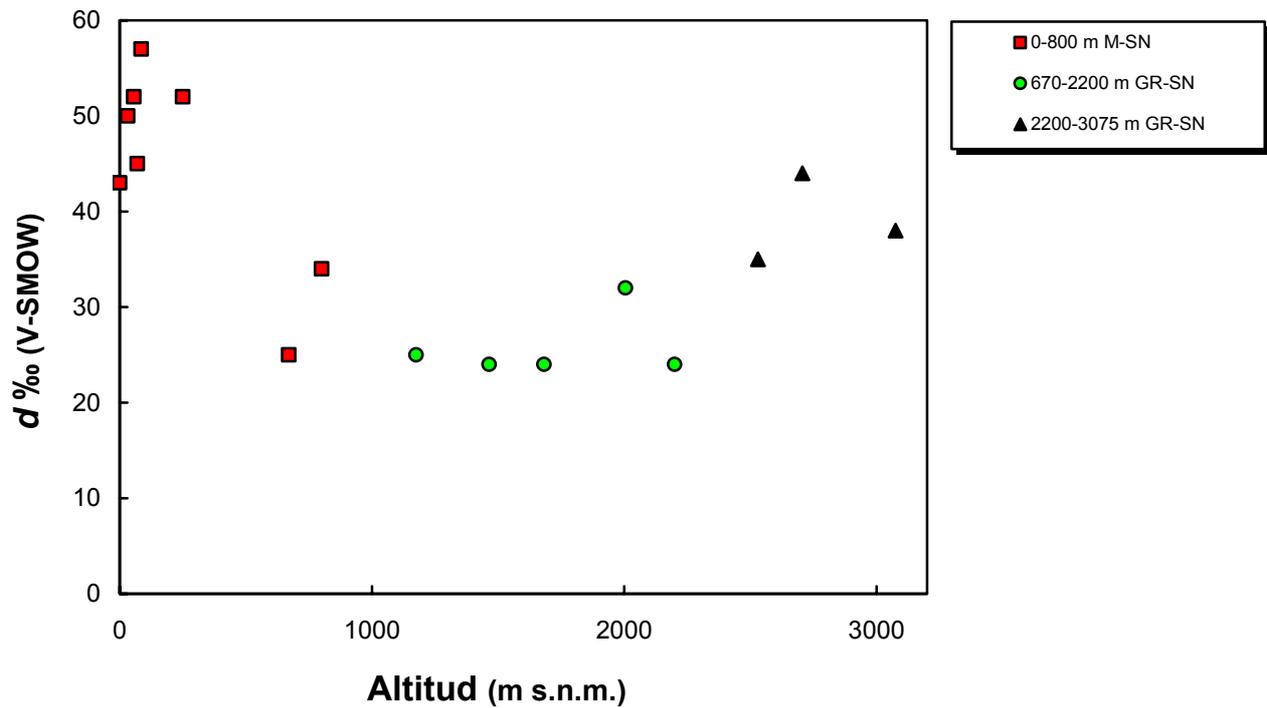
**Fig. 5.34.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 15-5-01 (M-GR) y 16-5-01 (GR-SN).



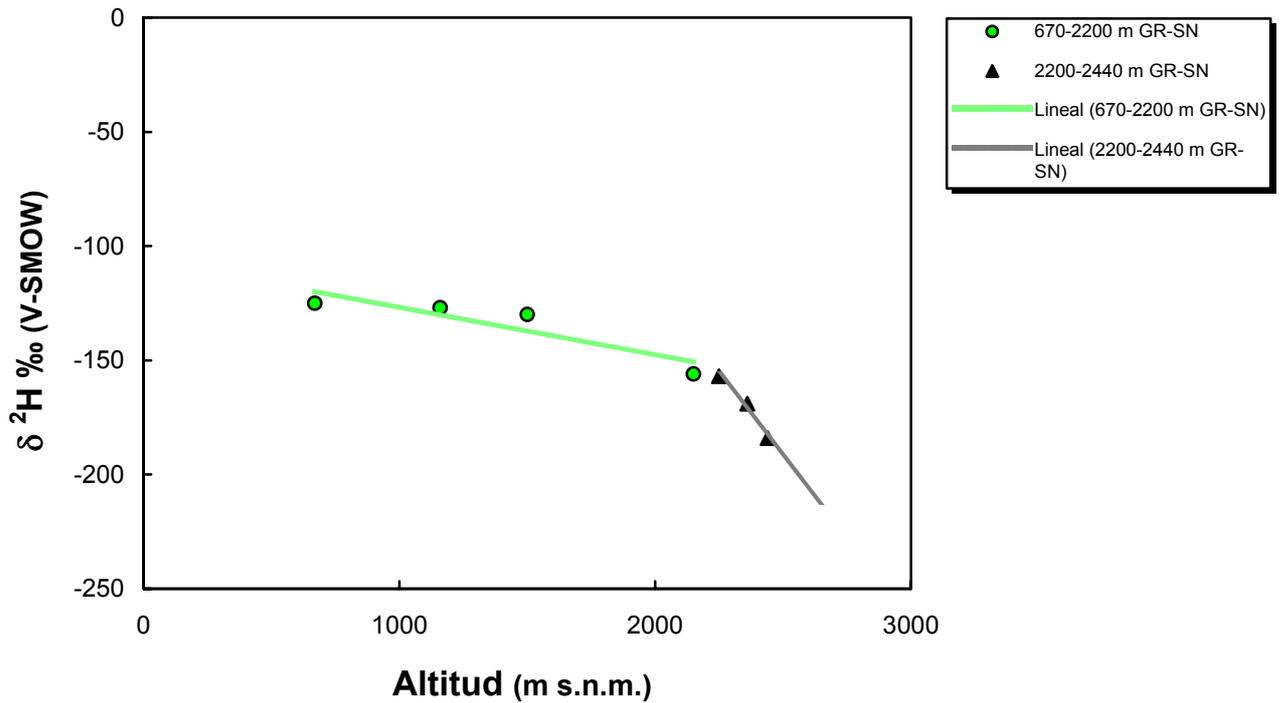
**Fig. 5.35.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 23-10-01 (M-GR) y 24-10-01 (GR-SN).



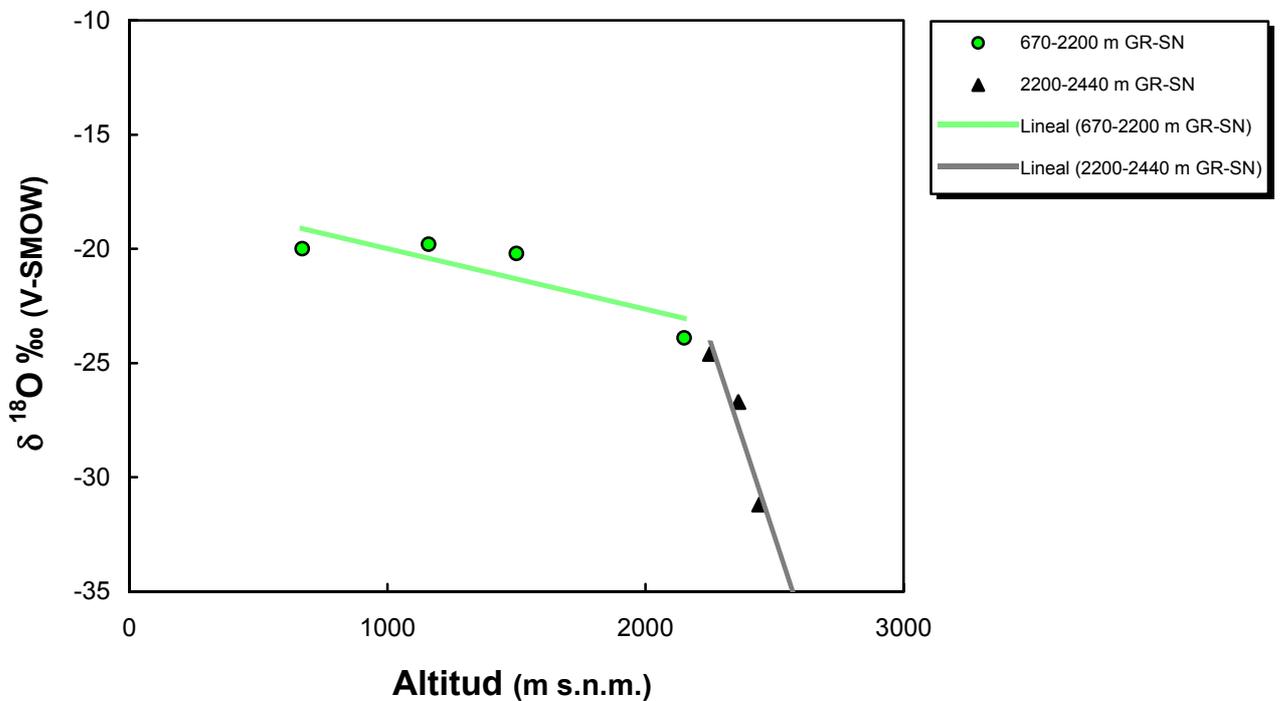
**Fig. 5.36.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 23-10-01 (M-GR) y 24-10-01 (GR-SN).



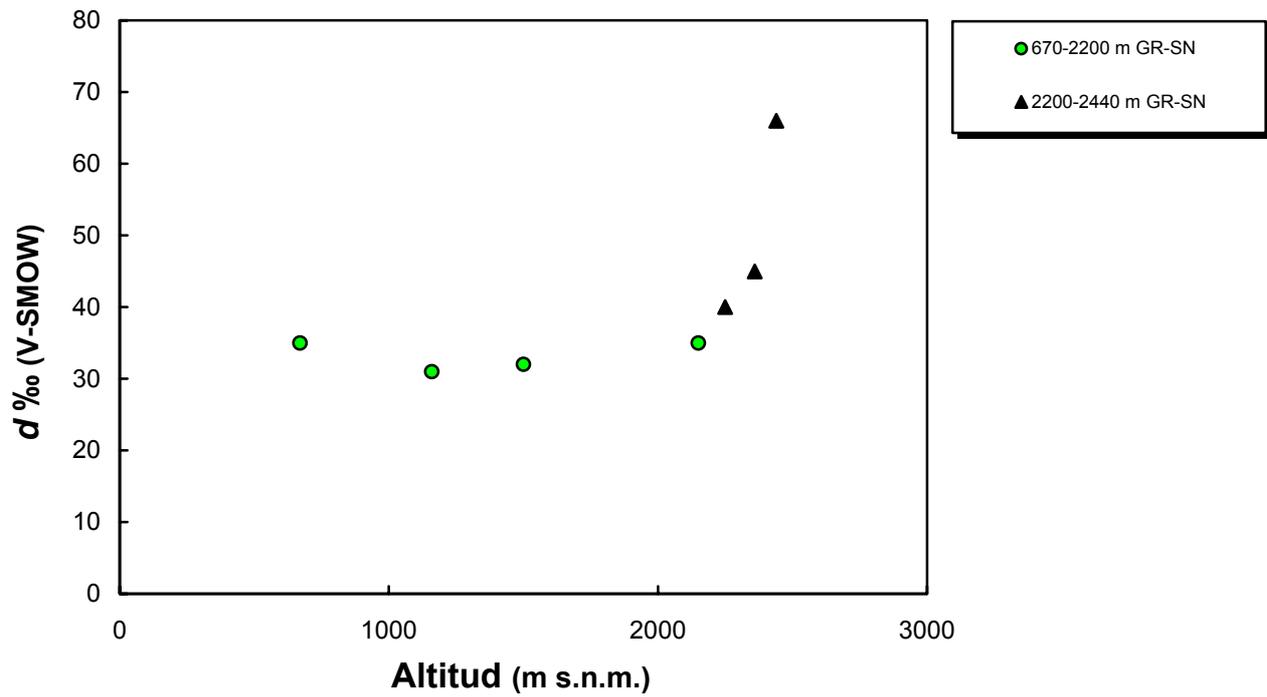
**Fig. 5.37.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 23-10-01 (M-GR) y 24-10-01 (GR-SN).



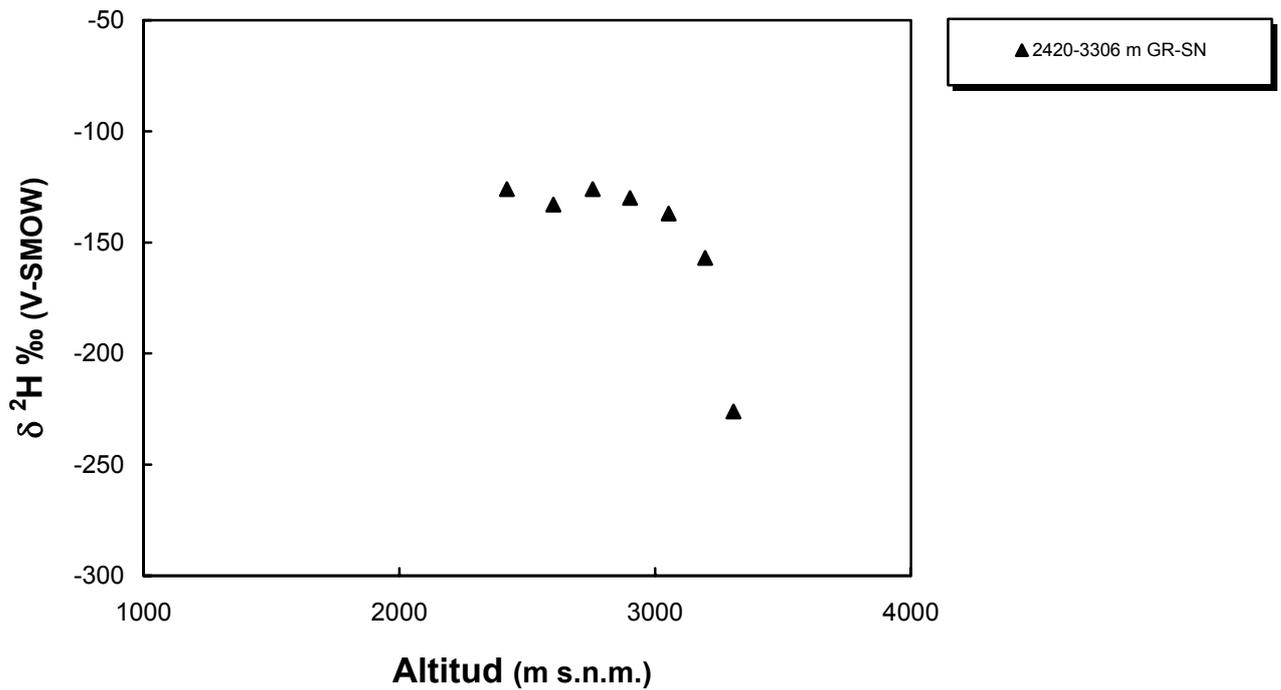
**Fig. 5.38.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 29-1-02.



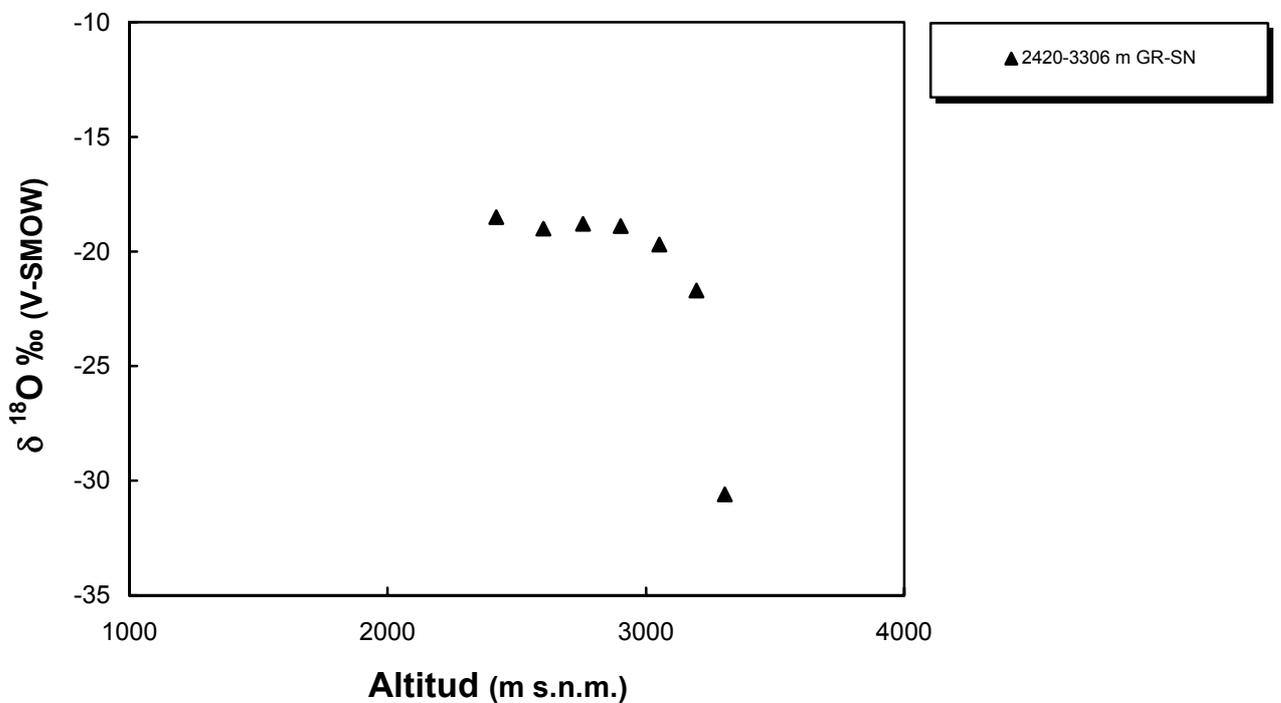
**Fig. 5.39.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 29-1-02.



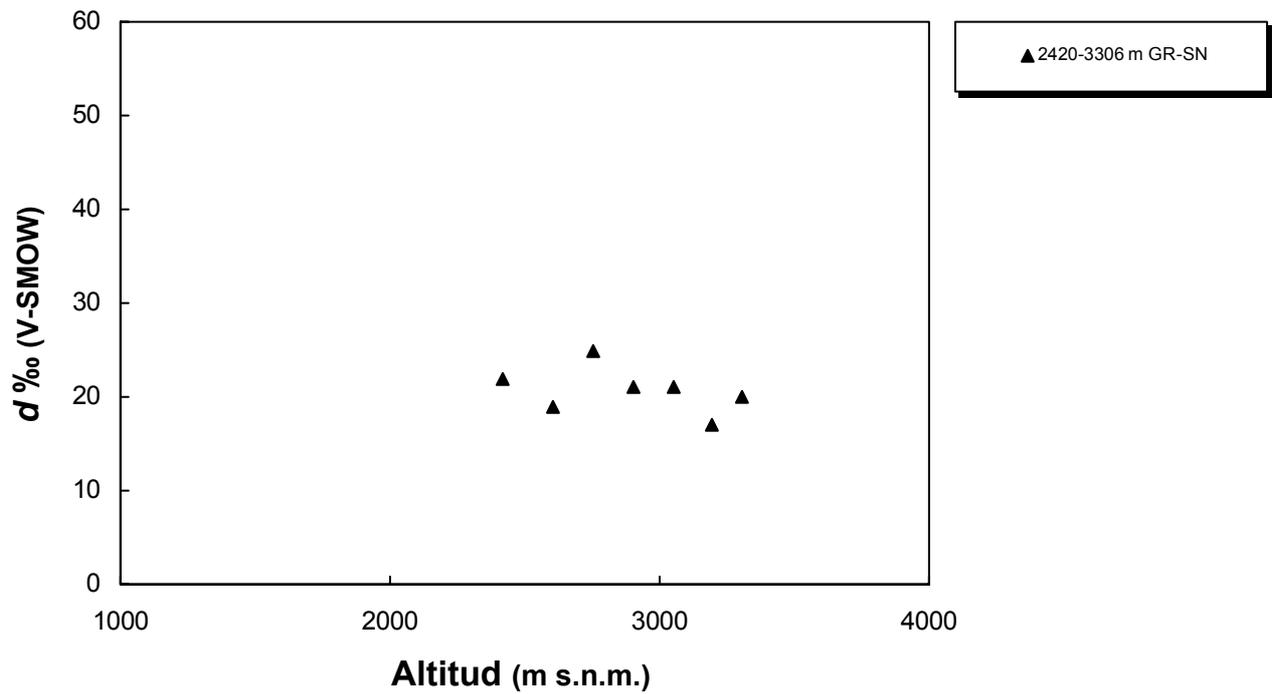
**Fig. 5.40.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 29-1-02.



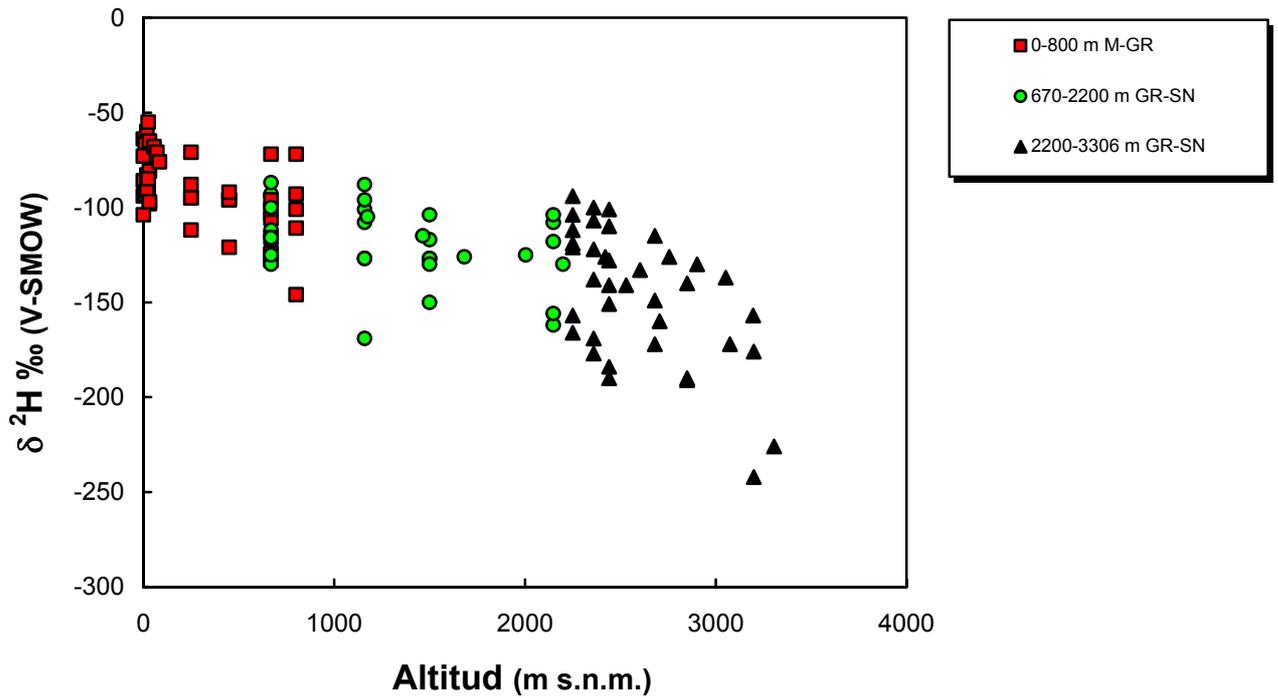
**Fig. 5.41.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes al día 13-9-02.



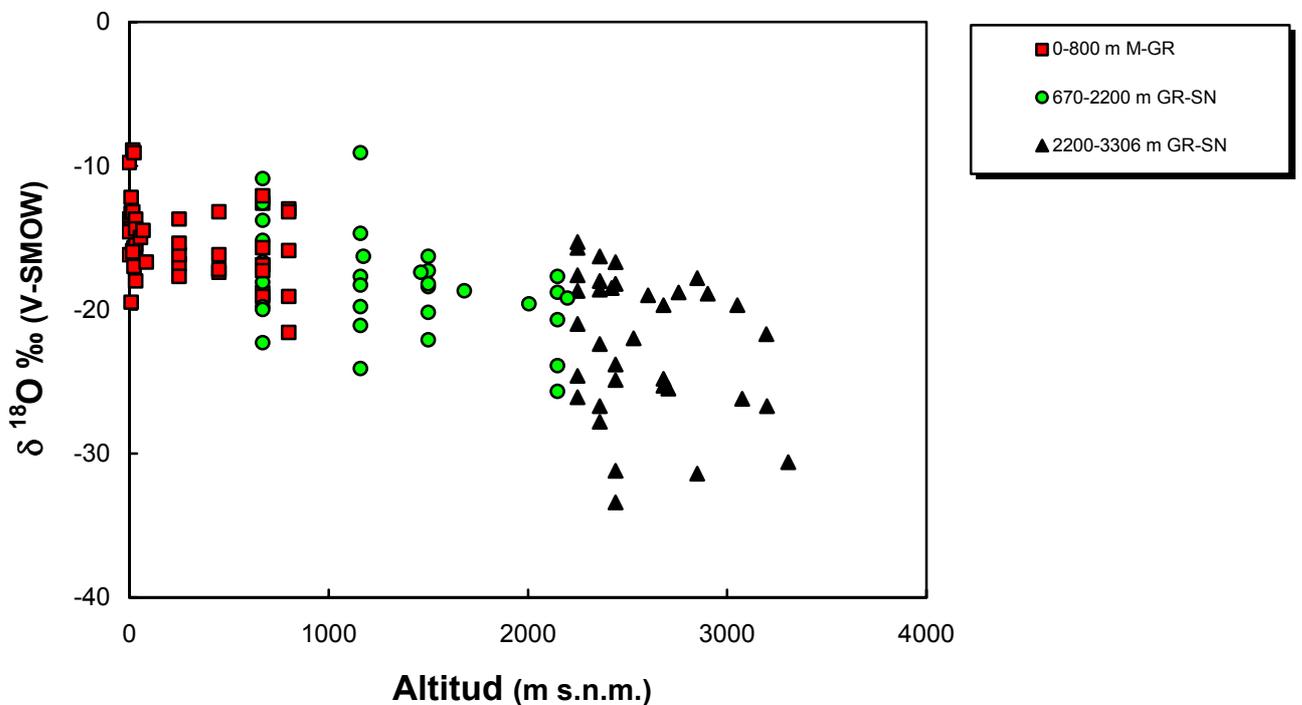
**Fig. 5.42.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes al día 13-9-02.



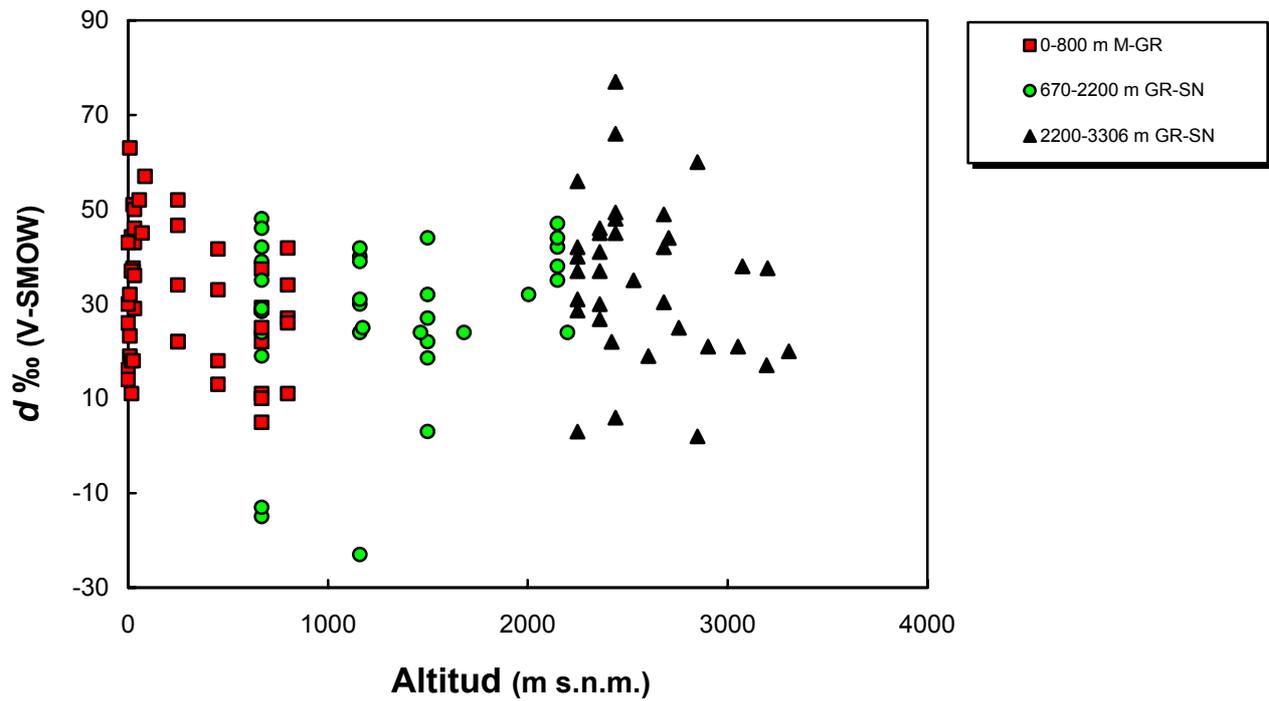
**Fig. 5.43.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes al día 13-9-02.



**Fig. 5.44.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ). Muestras pertenecientes a todos los días del muestreo.



**Fig. 5.45.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Muestras pertenecientes a todos los días del muestreo.



**Fig. 5.46.** Ladera Noroeste de Sierra Nevada (GR-SN) y trayecto Motril-Granada (M-GR). Gradientes de exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico ( $d$ ). Muestras pertenecientes a todos los días del muestreo.

#### **1.1.4. La humedad relativa y la temperatura en la vertiente Noroeste de Sierra Nevada, y al Oeste de sus estribaciones (Motril-Granada y Granada-Sierra Nevada).**

##### **1.4.1.1. *Relación entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico y la humedad relativa.***

En este apartado se presenta la relación que existe entre la composición isotópica del hidrógeno, oxígeno y del exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico con respecto a la humedad relativa del aire (tabla 5.17 a 5.23 y figuras 5.47 a 5.76).

Al igual que en el apartado anterior, las muestras de vapor de agua son las que corresponden a las campañas Motril-Granada y Granada-Sierra Nevada. Se han unido series de datos de diferentes días, correspondientes a las dos campañas, utilizando la misma sistemática empleada hasta ahora, es decir, siempre y cuando cumplieran las condiciones siguientes: que fueran días contiguos y que la estabilidad atmosférica no cambiara en demasía.

Todos los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico se representan en unidades  $\delta$  ‰, frente al patrón V-SMOW. La humedad relativa del aire en %.

**Tabla 5.17.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa del aire ( $h$ ). Estos corresponden a los muestreos desde Motril hasta Granada y desde Granada hasta Sierra Nevada (vertiente noroeste, en la falda del Veleta), representados como M-GR y GR-S.N. respectivamente. También se da el total de todos ellos siguiendo el mismo procedimiento. Esta humedad relativa es el resultado del promedio de los diferentes valores que se alcanzaron durante la medida del vapor de agua atmosférico. En la columna encabezada por N está el número de datos en los que se ha basado el cálculo.  $h$  se da en unidades de %.

<b>Día de muestreo GR-S.N.</b>	<b>Día de muestreo M-GR</b>	<b><math>h</math> (%) máx. M-GR</b>	<b><math>h</math> (%) mín. M-GR</b>	<b><math>h</math> (%) máx. GR-S.N.</b>	<b><math>h</math> (%) mín. GR-S.N.</b>	<b><math>h</math> (%) Media M-GR</b>	<b><math>h</math> (%) Media GR-S.N.</b>	<b><math>h</math> (%) Media TOTAL</b>	<b>N</b>
<b>14-6-00</b>	-	-	-	45	37	-	56	56	8
<b>26-7-00</b>	<b>27-7-00</b>	59	41	54	31	48	44	46	21
<b>10-10-00</b>	<b>9-10-00</b>	65	38	70	21	54	41	48	19
<b>19-12-00</b>	<b>18-12-00</b>	71	37	63	22	54	39	47	17
<b>16-3-01</b>	-	-	-	73	54	-	60	60	7
<b>16-5-01</b>	<b>15-5-01</b>	53	38	58	41	47	47	47	17
<b>24-10-01</b>	<b>23-10-01</b>	69	53	61	33	62	45	54	16
<b>29-1-02</b>	-	-	-	51	33	-	43	43	7
<b>13-9-02</b>	-	-	-	43	26	-	36	36	7
<b>TOTAL</b>		<b>71</b>	<b>37</b>	<b>73</b>	<b>21</b>	<b>53</b>	<b>45</b>	<b>48</b>	<b>119</b>

**Tabla 5.18.** Ecuaciones de regresión inversa entre  $\delta^2H$  del vapor de agua y la humedad relativa del aire ( $h$ ).

Día de muestreo GR-SN	Día de muestreo M-GR	Ecuaciones de regresión inversa.	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	-	$\delta^2 H = -\frac{5914}{h} + 2$	0,371	8	-
26-7-00	27-7-00	$\delta^2 H = -\frac{3810}{h} - 37$	0,848	21	0,001
10-10-00	9-10-00	$\delta^2 H = -\frac{6789}{h} + 32$	0,614	19	0,01
19-12-00	18-12-00	$\delta^2 H = -\frac{3733}{h} - 40$	0,775	17	0,001
16-3-01	-	$\delta^2 H = -\frac{3123}{h} - 44$	0,442	7	-
16-5-01	15-5-01	-	-	17	-
24-10-01	23-10-01	$\delta^2 H = -\frac{6820}{h} + 30$	0,878	16	0,001
29-1-02	-	$\delta^2 H = -\frac{5523}{h} - 18$	0,919	7	0,01
13-9-02	-	$\delta^2 H = -\frac{3167}{h} - 56$	0,269	7	-
<b>TOTAL</b>		$\delta^2 H = -\frac{4419}{h} - 20$	<b>0,637</b>	<b>119</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (1)<sup>4</sup></b>		$\delta^2 H = -\frac{4398}{h} - 23$	<b>0,718</b>	<b>102</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (2)<sup>5</sup></b>		$\delta^2 H = -\frac{4507}{h} - 21$	<b>0,740</b>	<b>95</b>	<b>0,001</b>

<sup>4</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondiente a los días 15/16-5-01.

<sup>5</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

**Tabla 5.19.** Ecuaciones de regresión lineal entre  $\delta^2\text{H}$  del vapor de agua y la humedad relativa del aire ( $h$ ).

<b>Día de muestreo GR-SN</b>	<b>Día de muestreo M-GR</b>	<b>Ecuaciones de regresión lineal.</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>N</b>	<b>Significancia</b>
<b>14-6-00</b>	-	$\delta^2\text{H} = 1,9h-209$	0,372	8	-
<b>26-7-00</b>	<b>27-7-00</b>	$\delta^2\text{H} = 2,2h-229$	0,689	21	0,001
<b>10-10-00</b>	<b>9-10-00</b>	$\delta^2\text{H} = 3,4h-276$	0,539	19	0,05
<b>19-12-00</b>	<b>18-12-00</b>	$\delta^2\text{H} = 2,2h-231$	0,731	17	0,001
<b>16-3-01</b>	-	$\delta^2\text{H} = 0,8h-141$	0,376	7	-
<b>16-5-01</b>	<b>15-5-01</b>	-	-	17	-
<b>24-10-01</b>	<b>23-10-01</b>	$\delta^2\text{H} = 2,8h-254$	0,858	16	0,001
<b>29-1-02</b>	-	$\delta^2\text{H} = 3,3h-292$	0,936	7	0,001
<b>13-9-02</b>	-	$\delta^2\text{H} = 2,3h-228$	0,179	7	-
<b>TOTAL</b>		<b><math>\delta^2\text{H} = 2,3h-230</math></b>	<b>0,568</b>	<b>119</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (1)<sup>6</sup></b>		<b><math>\delta^2\text{H} = 2,4h-237</math></b>	<b>0,679</b>	<b>102</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (2)<sup>7</sup></b>		<b><math>\delta^2\text{H} = 2,4h-239</math></b>	<b>0,699</b>	<b>95</b>	<b>0,001</b>

<sup>6</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondiente a los días 15/16-5-01.

<sup>7</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

**Tabla 5.20.** Ecuaciones de regresión inversa entre  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua y la humedad relativa del aire ( $h$ ).

<b>Día de muestreo GR-SN</b>	<b>Día de muestreo M-GR</b>	<b>Ecuaciones de regresión inversa.</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>N</b>	<b>Significancia</b>
<b>14-6-00</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{700}{h} - 6$	0,289	8	-
<b>26-7-00</b>	<b>27-7-00</b>	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{562}{h} - 7$	0,787	20	0,001
<b>10-10-00</b>	<b>9-10-00</b>	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{919}{h} + 1$	0,576	18	0,01
<b>19-12-00</b>	<b>18-12-00</b>	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{571}{h} - 7$	0,869	17	0,001
<b>16-3-01</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{429}{h} - 9$	0,326	6	-
<b>16-5-01</b>	<b>15-5-01</b>	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{669}{h} + 2$	0,308	17	-
<b>24-10-01</b>	<b>23-10-01</b>	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{773}{h} - 3$	0,862	16	0,001
<b>29-1-02</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{1034}{h} + 1$	0,947	7	0,001
<b>13-9-02</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = -\frac{415}{h} - 9$	0,317	7	-
<b>TOTAL</b>		$\delta^{18}\text{O} = -\frac{597}{h} - 5$	<b>0,531</b>	<b>116</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (1)<sup>8</sup></b>		$\delta^{18}\text{O} = -\frac{590}{h} - 6$	<b>0,698</b>	<b>99</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (2)<sup>9</sup></b>		$\delta^{18}\text{O} = -\frac{646}{h} - 5$	<b>0,756</b>	<b>92</b>	<b>0,001</b>

<sup>8</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondiente a los días 15/16-5-01.

<sup>9</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

**Tabla 5.21.** Ecuaciones de regresión lineal entre  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua y la humedad relativa del aire ( $h$ ).

<b>Día de muestreo GR-SN</b>	<b>Día de muestreo M-GR</b>	<b>Ecuaciones de regresión lineal.</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>N</b>	<b>Significancia</b>
<b>14-6-00</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = 0,2h-30$	0,289	8	-
<b>26-7-00</b>	<b>27-7-00</b>	$\delta^{18}\text{O} = 0,3h-7$	0,718	20	0,001
<b>10-10-00</b>	<b>9-10-00</b>	$\delta^{18}\text{O} = 0,4h-39$	0,527	18	0,05
<b>19-12-00</b>	<b>18-12-00</b>	$\delta^{18}\text{O} = 0,3h-36$	0,742	17	0,001
<b>16-3-01</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = 0,1h-22$	0,266	6	-
<b>16-5-01</b>	<b>15-5-01</b>	$\delta^{18}\text{O} = 0,3h-28$	0,325	17	-
<b>24-10-01</b>	<b>23-10-01</b>	$\delta^{18}\text{O} = 0,3h-34$	0,781	16	0,001
<b>29-1-02</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = 0,6h-50$	0,947	7	0,001
<b>13-9-02</b>	-	$\delta^{18}\text{O} = 0,3h-32$	0,221	7	-
<b>TOTAL</b>		<b><math>\delta^{18}\text{O} = 0,3h-32</math></b>	<b>0,437</b>	<b>116</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (1)<sup>10</sup></b>		<b><math>\delta^{18}\text{O} = 0,3h-34</math></b>	<b>0,645</b>	<b>99</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (2)<sup>11</sup></b>		<b><math>\delta^{18}\text{O} = 0,3h-35</math></b>	<b>0,693</b>	<b>92</b>	<b>0,001</b>

<sup>10</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondiente a los días 15/16-5-01.

<sup>11</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

**Tabla 5.22.** Ecuaciones de regresión inversa entre el exceso en deuterio ( $d$ ) del vapor de agua y la humedad relativa del aire ( $h$ ).

Día de muestreo GR-SN	Día de muestreo M-GR	Ecuaciones de regresión inversa	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	-	-	-	8	-
26-7-00	27-7-00	$d = -\frac{1330}{h} + 3$	0,410	20	0,1
10-10-00	9-10-00	-	-	18	-
19-12-00	18-12-00	$d = +\frac{864}{h} + 22$	0,264	16	-
16-3-01	-	$d = +\frac{1192}{h} + 11$	0,227	6	-
16-5-01	15-5-01	-	-	17	-
24-10-01	23-10-01	$d = +\frac{1437}{h} - 3$ <sup>12</sup>	0,737	16	0,001
29-1-02	-	$d = +\frac{2790}{h} - 26$	0,828	7	0,05
13-9-02	-	$d = +\frac{201}{h} + 15$	0,225	7	-
<b>TOTAL</b>		-	-	<b>115</b>	-
<b>TOTAL (1)</b> <sup>13</sup>		-	-	<b>98</b>	-
<b>TOTAL (2)</b> <sup>14</sup>		$d = +\frac{836}{h} + 19$	<b>0,175</b>	<b>91</b>	<b>0,1</b>

<sup>12</sup> Fórmula calculada sólo con los datos pertenecientes a Granada-Sierra Nevada, es decir, excluyendo los de Motril-Granada.

<sup>13</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondiente a los días 15/16-5-01.

<sup>14</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

**Tabla 5.23.** Ecuaciones de regresión lineal entre el exceso en deuterio ( $d$ ) del vapor de agua y la humedad relativa del aire ( $h$ ).

Día de muestreo GR-SN	Día de muestreo M-GR	Ecuaciones regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	-	-	-	8	-
26-7-00	27-7-00	$d = +0,7h+66$	0,367	20	0,1
10-10-00	9-10-00	$d = -0,5h+57$	0,100	18	-
19-12-00	18-12-00	-	-	16	-
16-3-01	-	$d = -0,3h+47$	0,177	6	-
16-5-01	15-5-01	-	-	17	-
24-10-01	23-10-01	$d = -0,7h+61$	0,651	16	0,01
29-1-02	-	$d = -1,6h+108$	0,745	7	0,05
13-9-02	-	$d = -0,2h+28$	0,294	7	-
<b>TOTAL</b>		-	-	<b>115</b>	-
<b>TOTAL (1)<sup>15</sup></b>		-	-	<b>98</b>	-
<b>TOTAL (2)<sup>16</sup></b>		<b><math>d = -0,3h+54</math></b>	<b>0,102</b>	<b>91</b>	-

<sup>15</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondiente a los días 15/16-5-01.

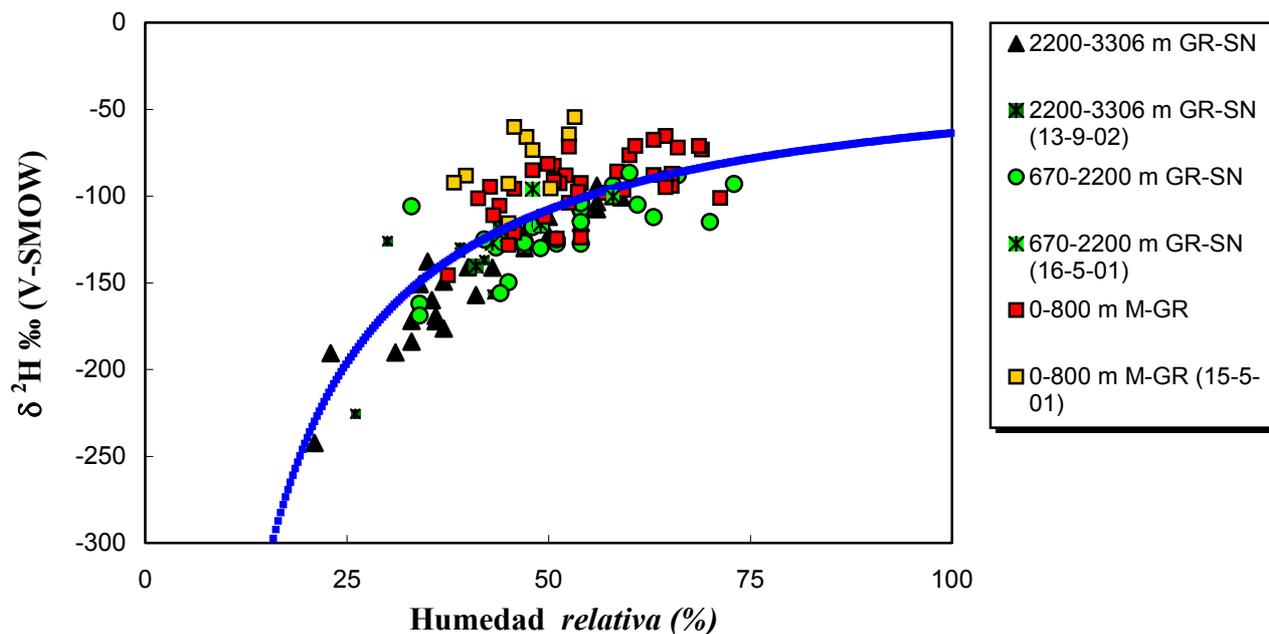
<sup>16</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

Las figuras que representan los diferentes gráficos van a tener la siguiente leyenda:

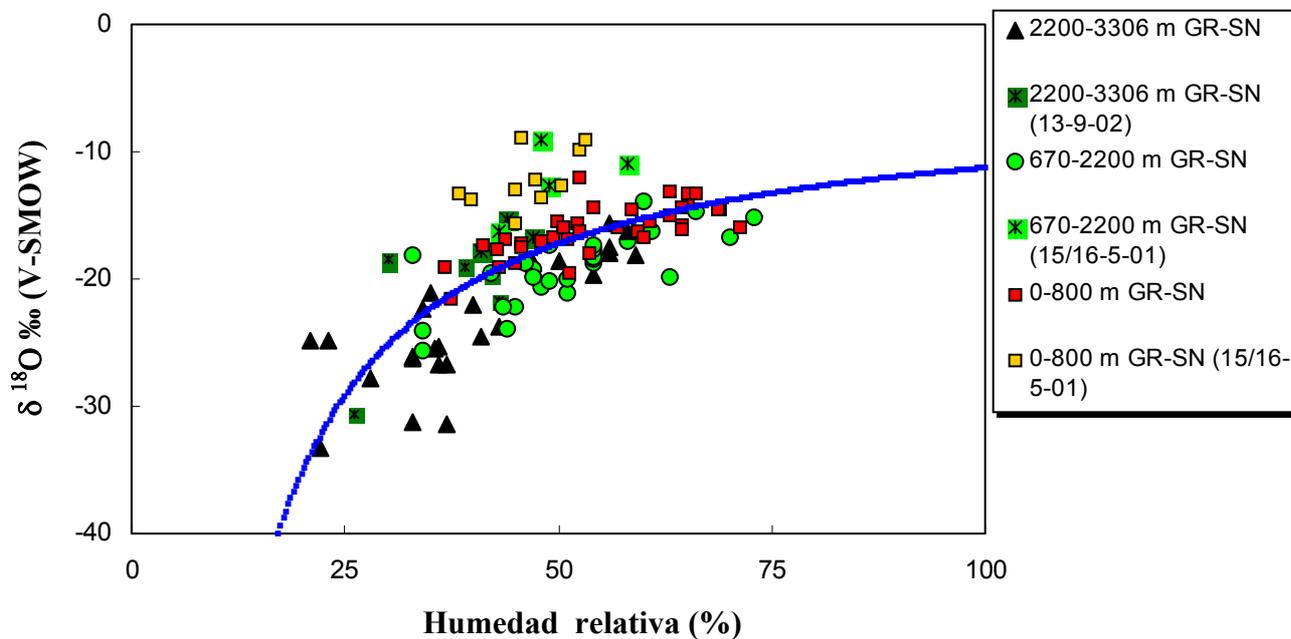
Los datos van a estar representados según la siguiente gama de colores:

- Cuadrados de color rojo para las muestras correspondientes a la campaña Motril-Granada (intervalo de altitud desde los 0 m hasta los 800 m s.n.m.). Cuadrados de color amarillo para las muestras recogidas el día 15-5-01.
- Círculos de color verde claro para las muestras correspondientes a la campaña Granada-Sierra Nevada (intervalo de altitud desde los 670 m hasta los 2.200 m s.n.m.). Cuadrados de color verde claro con fondo de estrella negro para aquellas que se obtuvieron el día 16-5-01.
- Triángulos de color negro para las muestras correspondientes a la campaña Granada-Sierra Nevada (intervalo de altitud desde los 2.200 m hasta los 3.306 m s.n.m.). Cuadrados de color verde oscuro para las muestras correspondientes al día 13-9-02.

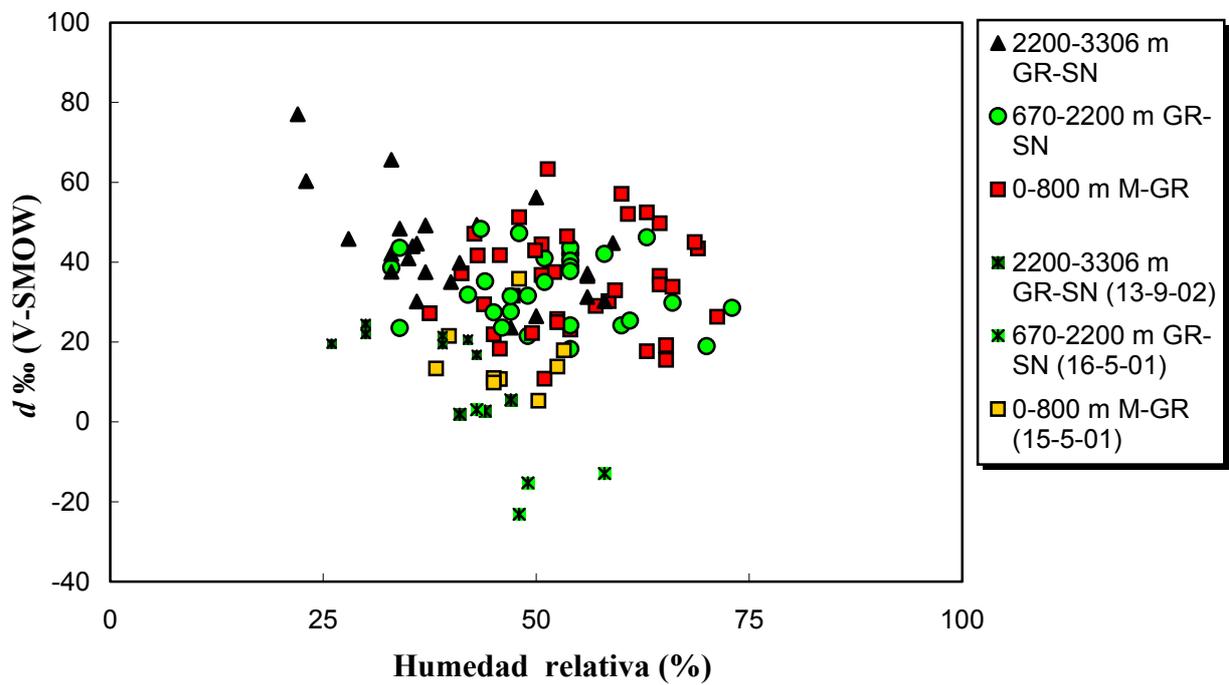
En todas las figuras se va a incluir la línea de regresión inversa, que representan todos los datos excepto los días de muestreo 15/16-5-01 y 13-9-02, en color azul, calculado a partir de la ecuación recogidas en las tablas 5.18 y 5.20, para  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ .



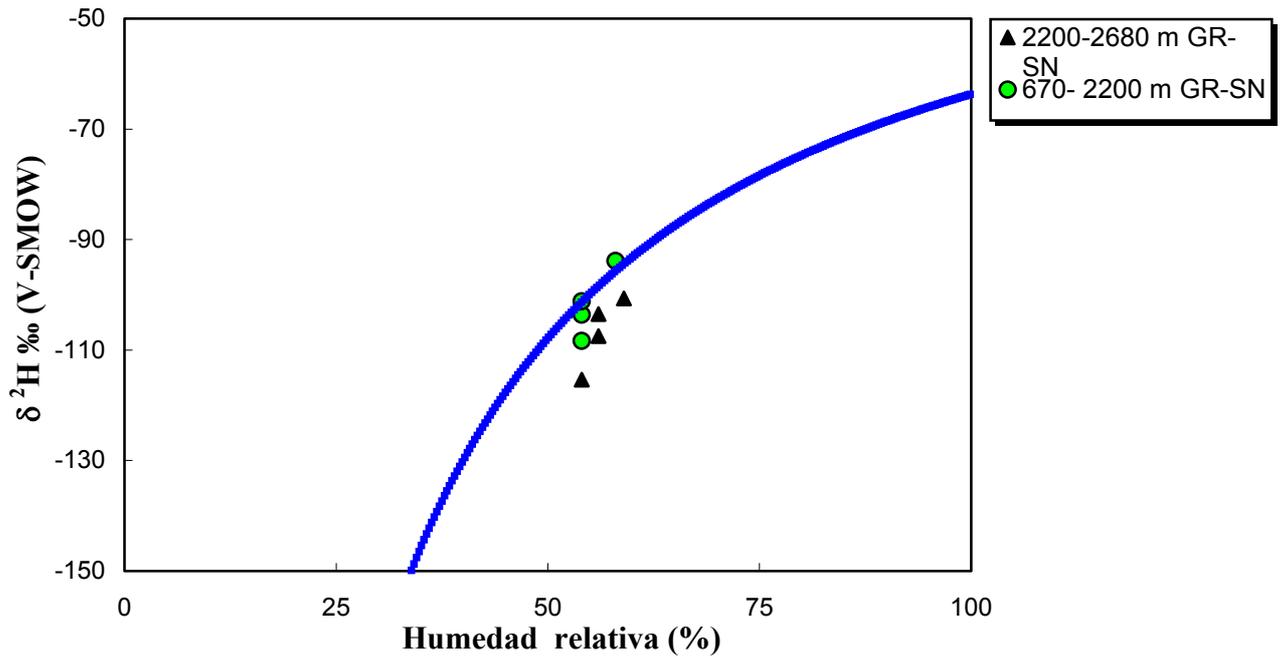
**Fig. 5.47.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.306 m s.n.m.), para todas las muestras. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa “total” (tabla 5.18).



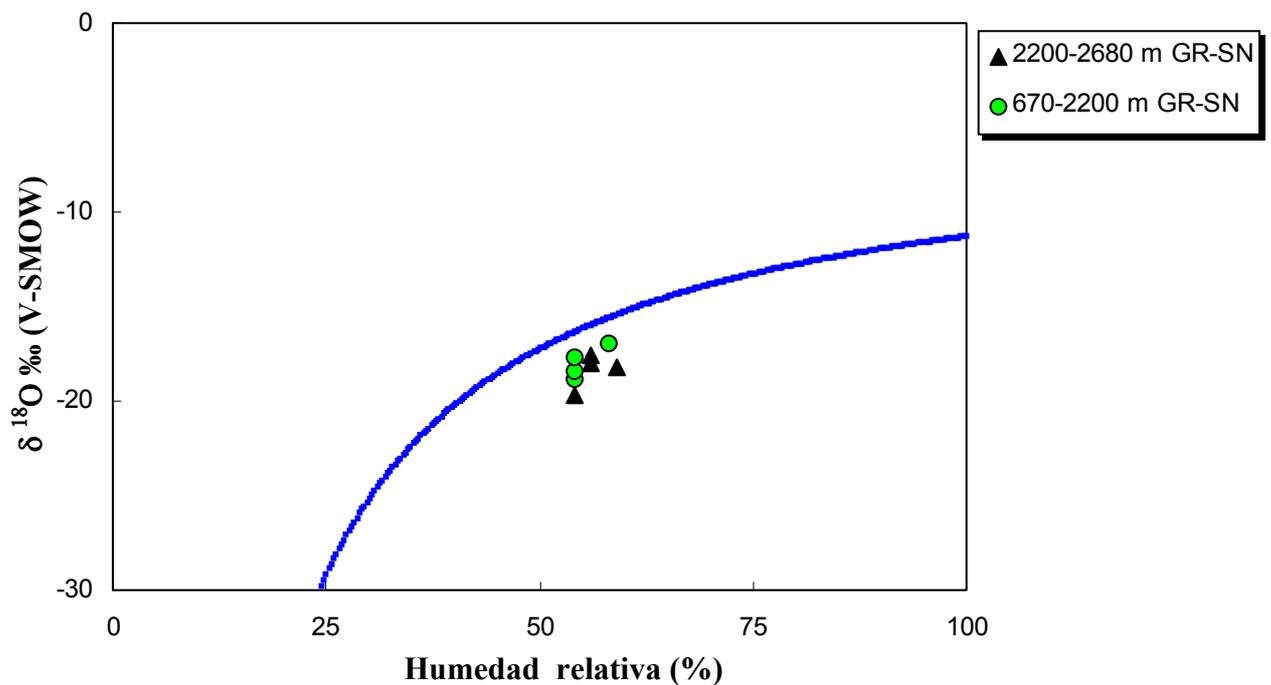
**Fig. 5.48.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.306 m s.n.m.), para todas las muestras. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa “total” (tabla 5.20).



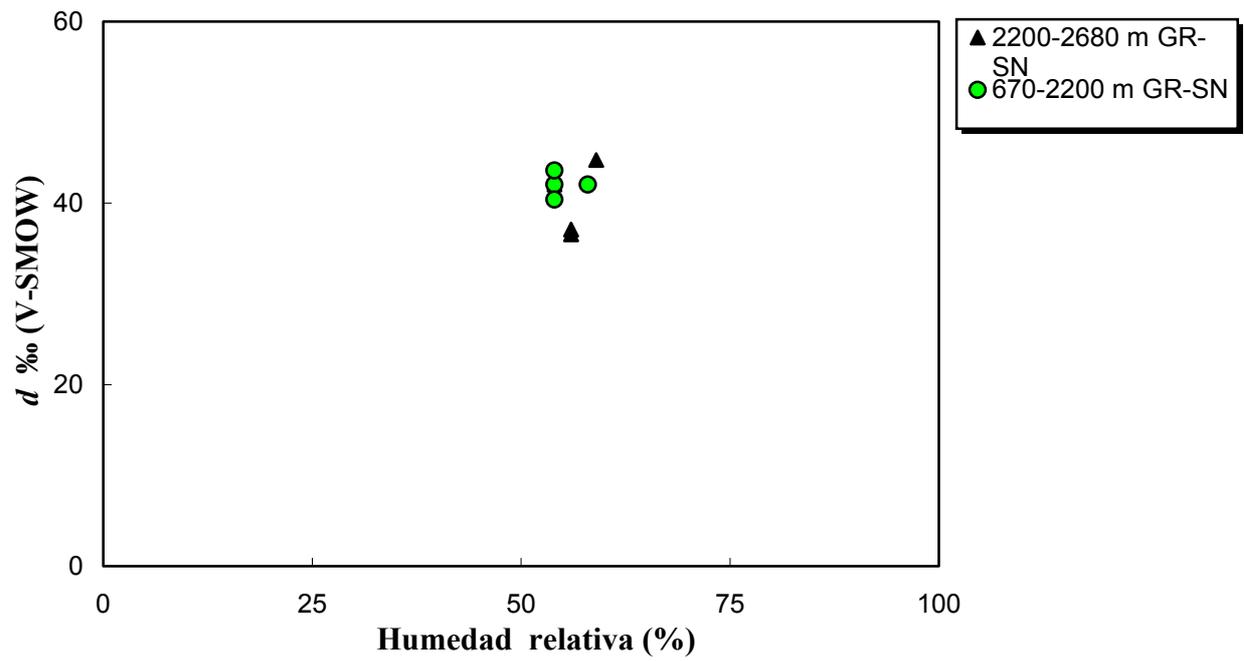
**Fig. 5.49.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.306 m s.n.m.), para todas las muestras.



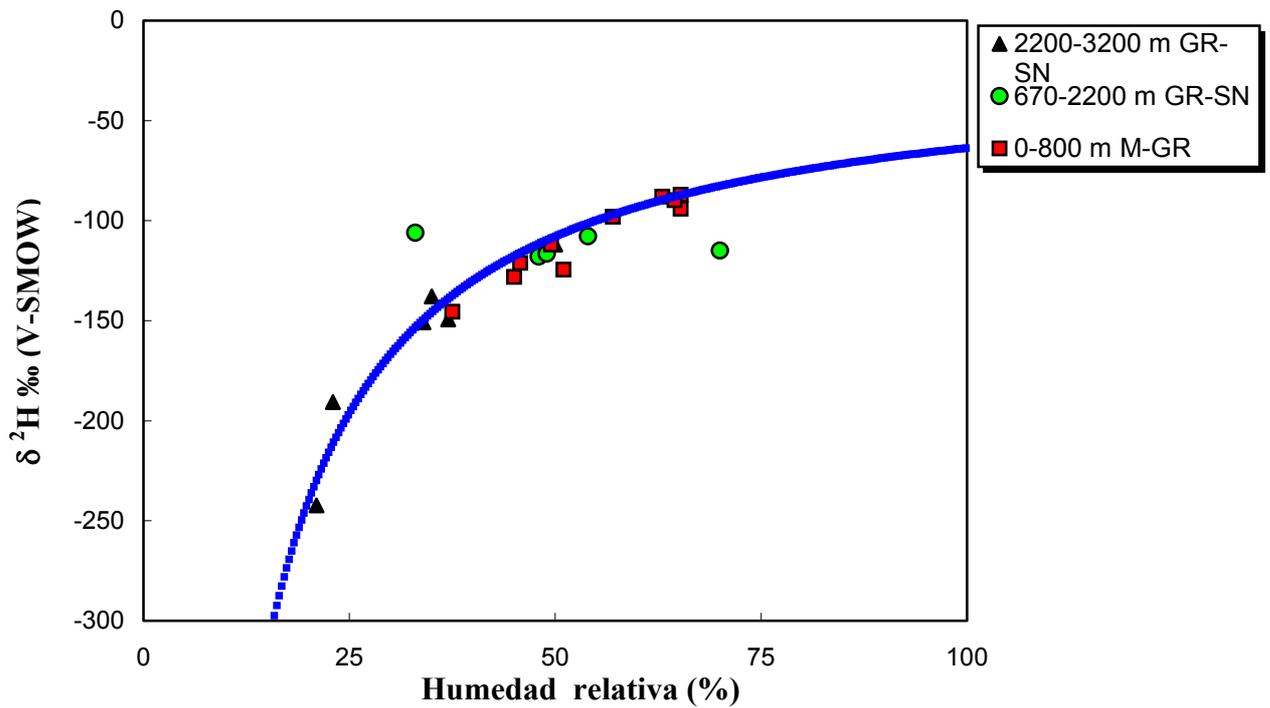
**Fig. 5.50.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 2.680 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo del 14-6-00. Ladera Noroeste de Sierra Nevada. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa “total” (tabla 5.18).



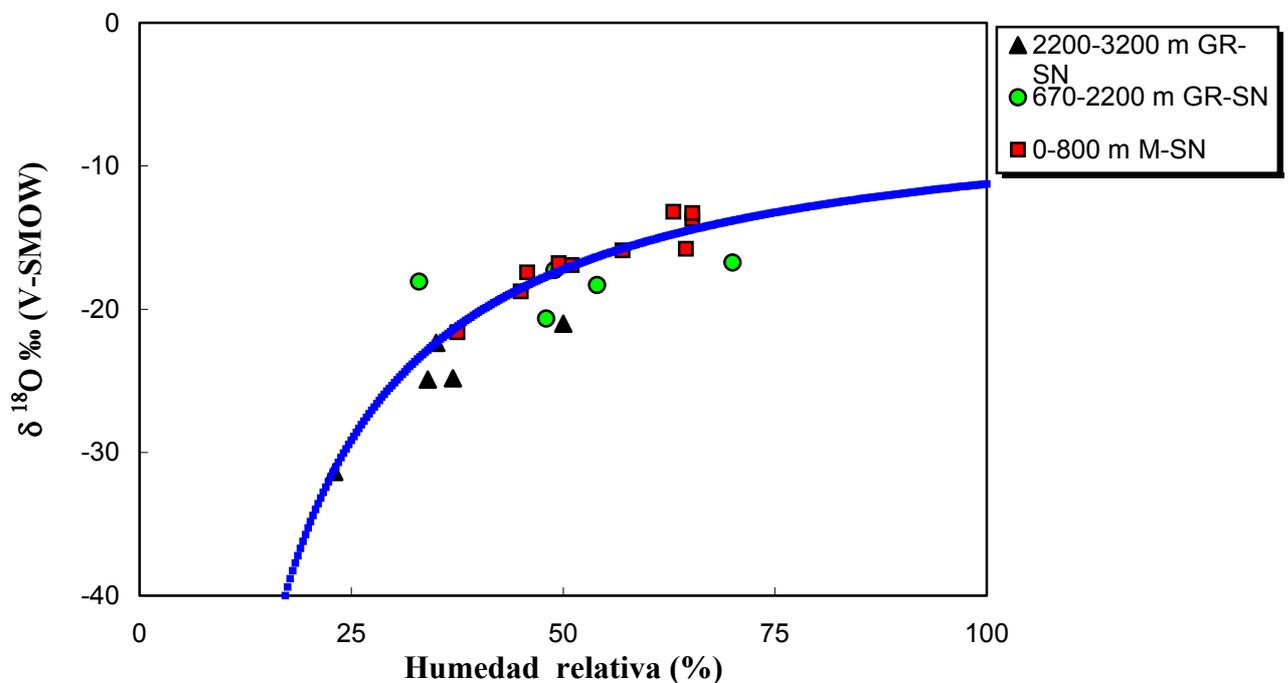
**Fig. 5.51.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 2.680 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo del 14-6-00. Ladera Noroeste de Sierra Nevada. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa “total” (tabla 5.20).



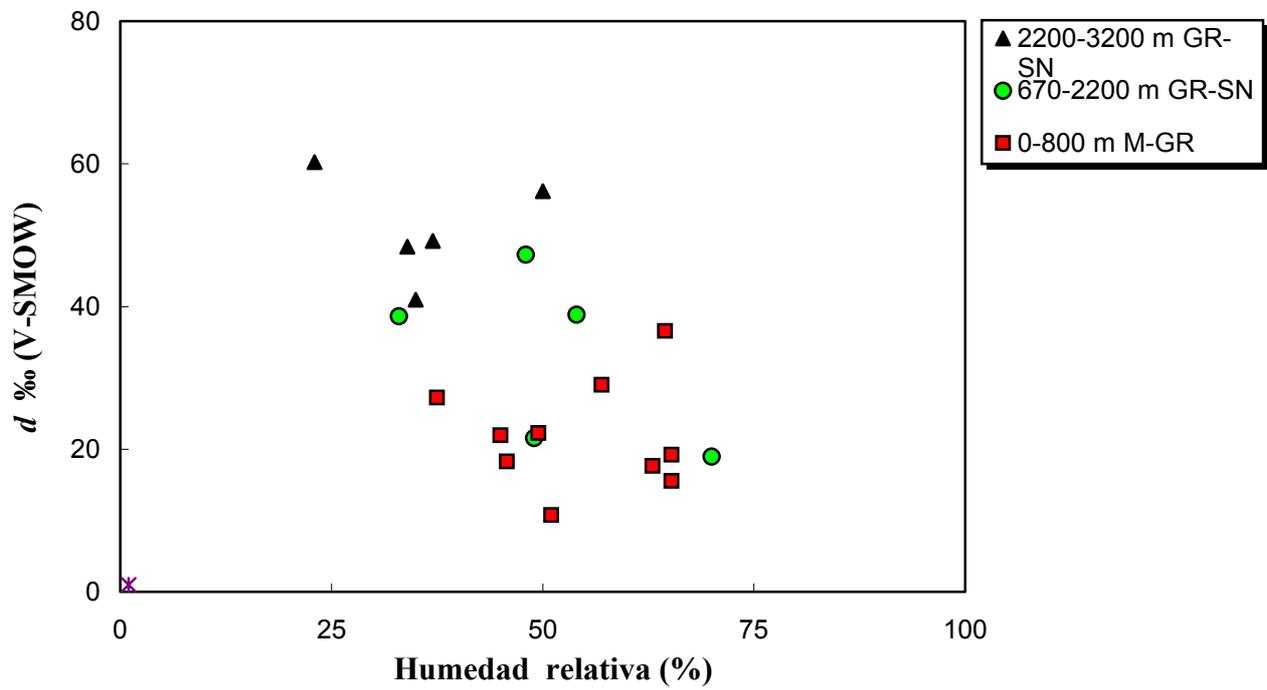
**Fig. 5.52.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 2.680 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo del 14-6-00. Ladera Noroeste de Sierra Nevada.



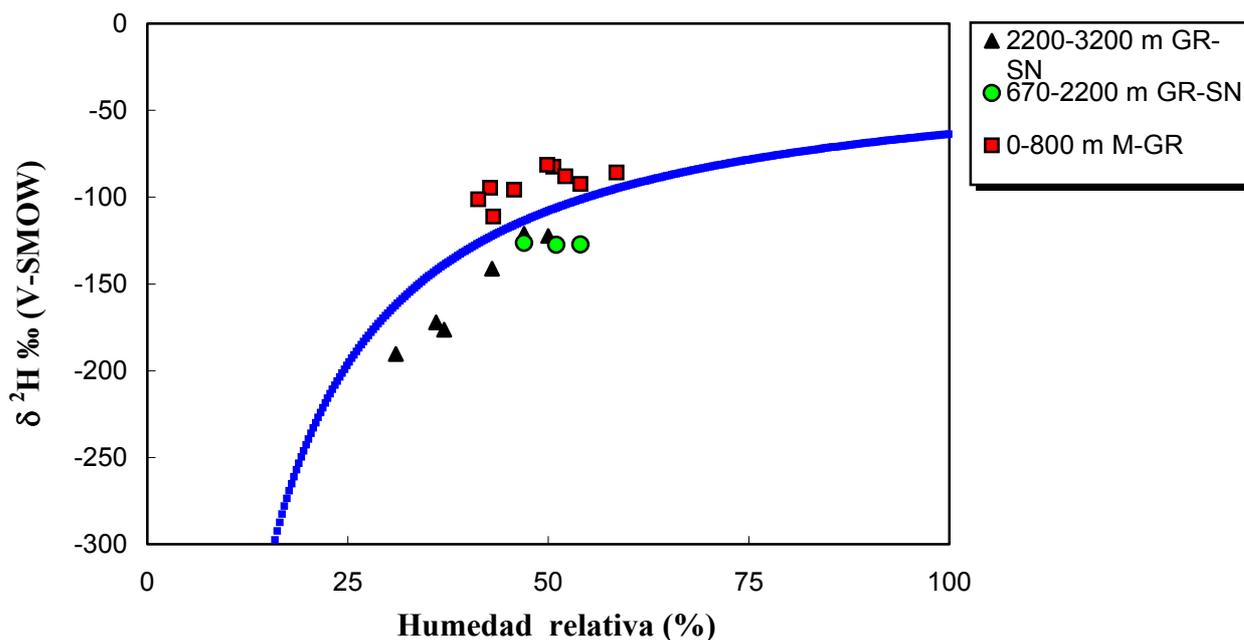
**Fig. 5.53.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.200 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 26-7-00 y 27-7-00. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.18).



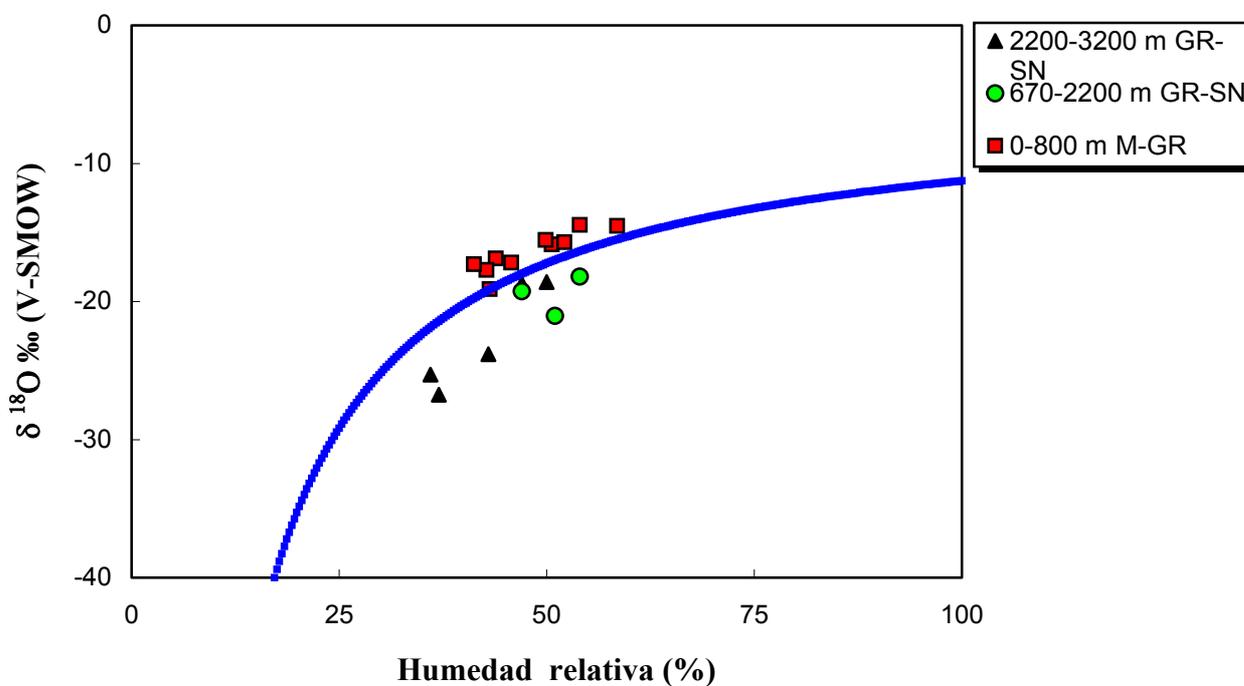
**Fig. 5.54.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.200 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 26-7-00 y 27-7-00. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.20).



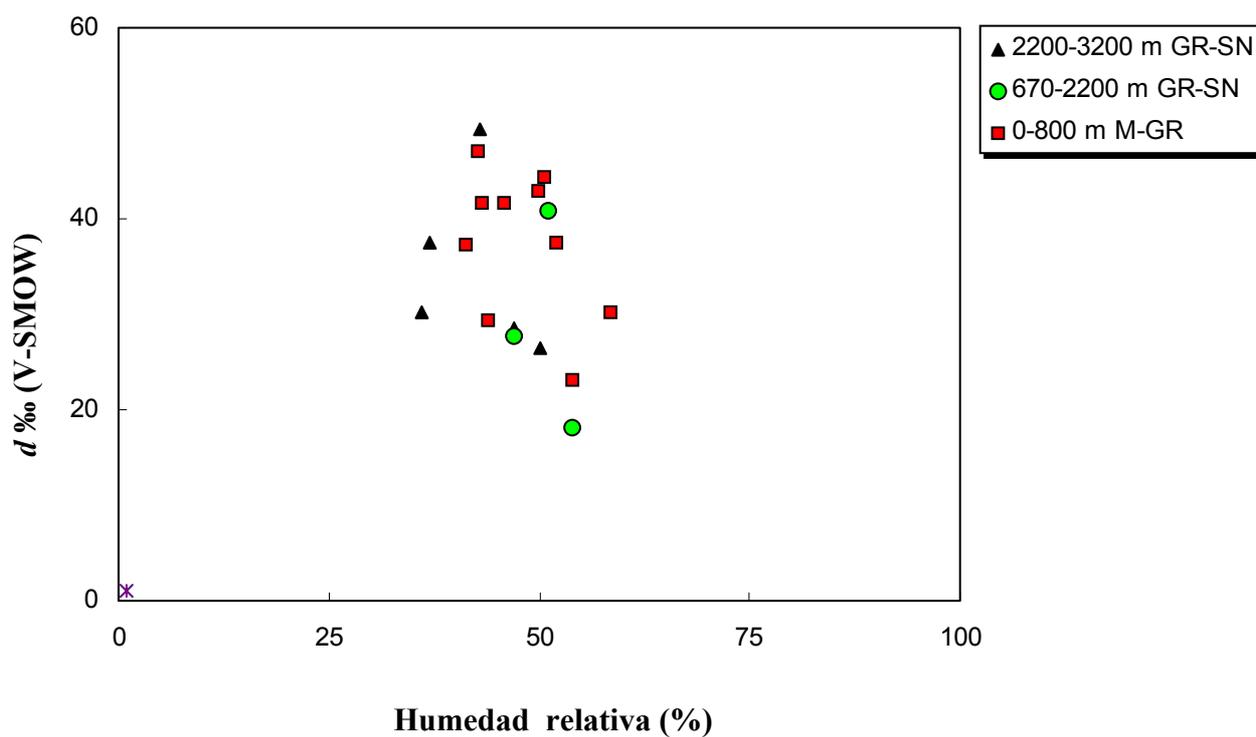
**Fig. 5.55.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.200 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 26-7-00 y 27-7-00.



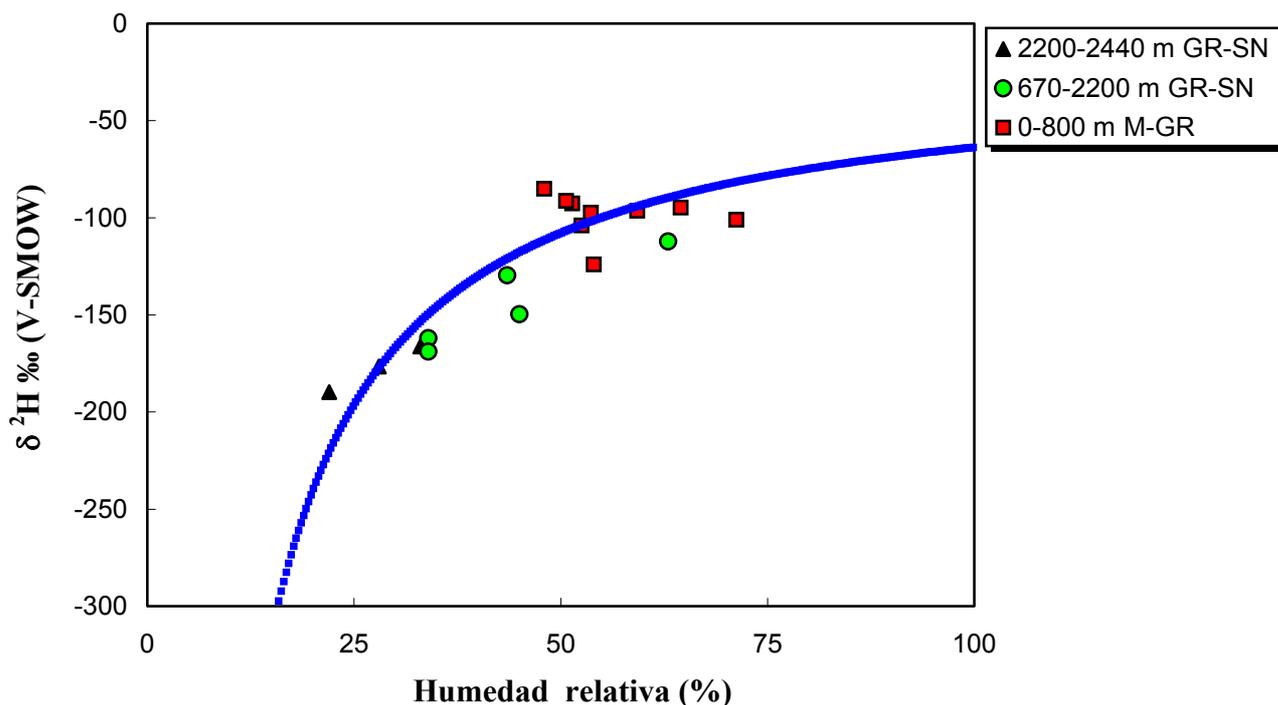
**Fig. 5.56.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.200 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 9-10-00 y 10-10-00. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.18).



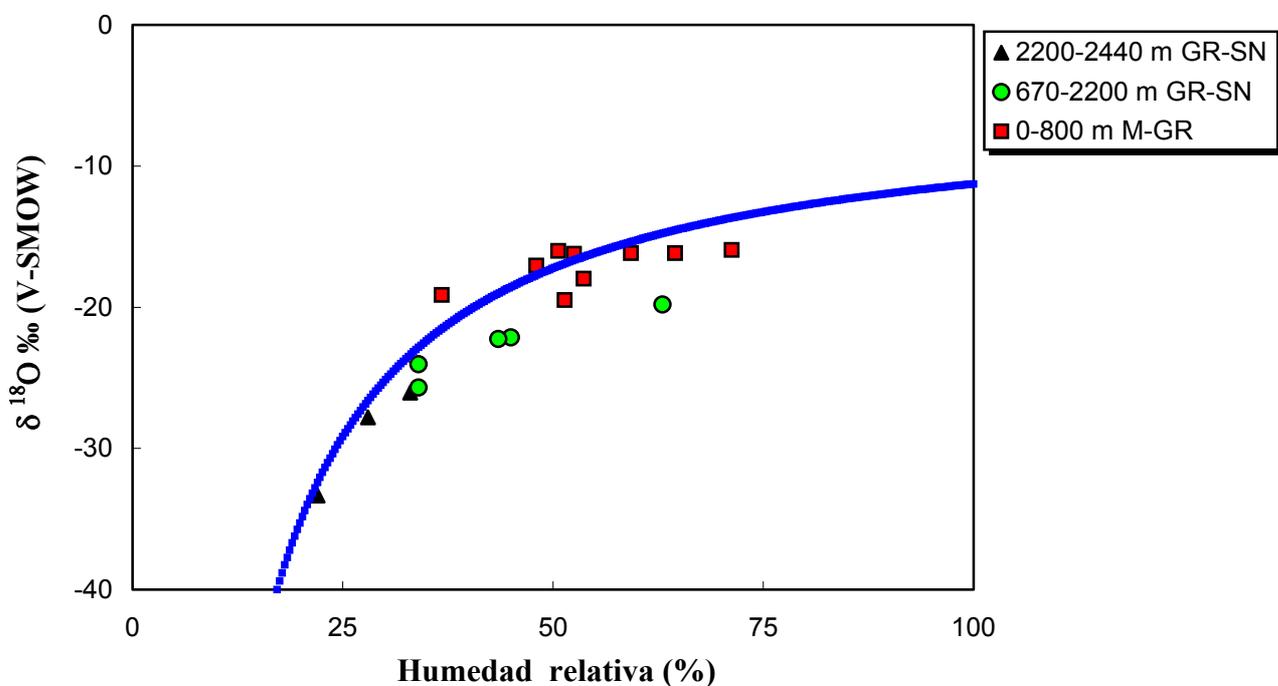
**Fig. 5.57.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.200 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 9-10-00 y 10-10-00. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.20).



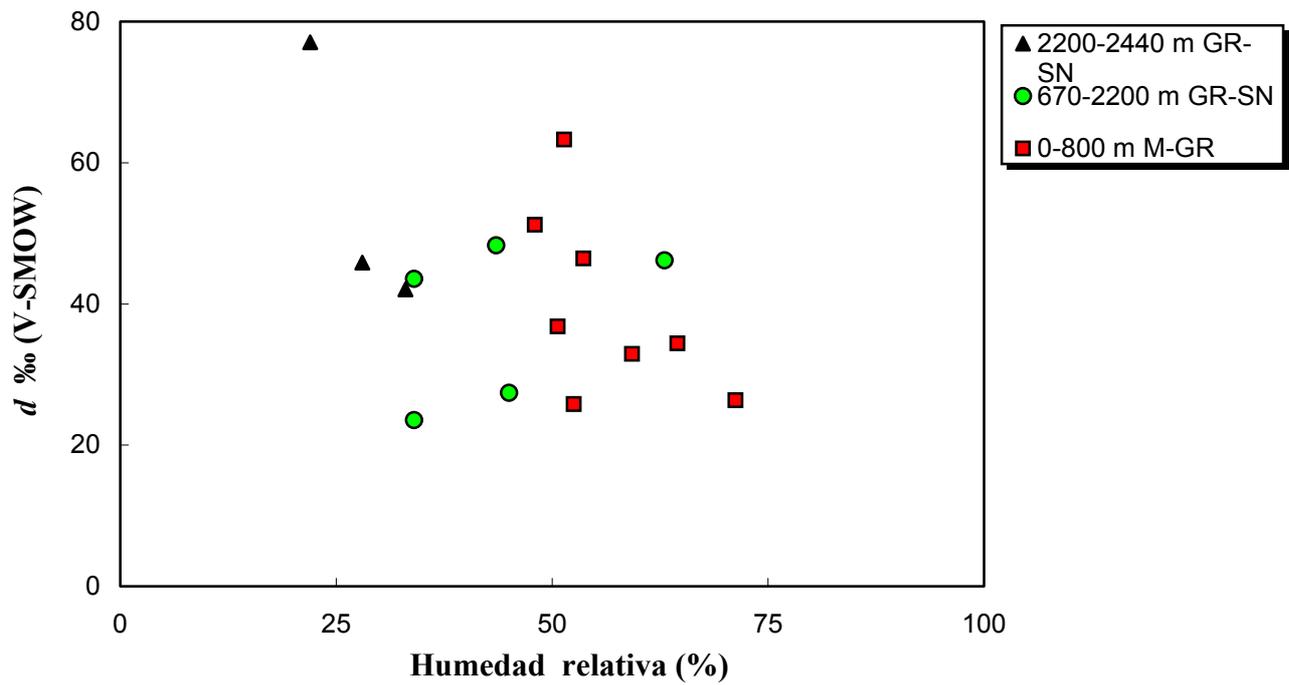
**Fig. 5.58.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.200 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 9-10-00 y 10-10-00.



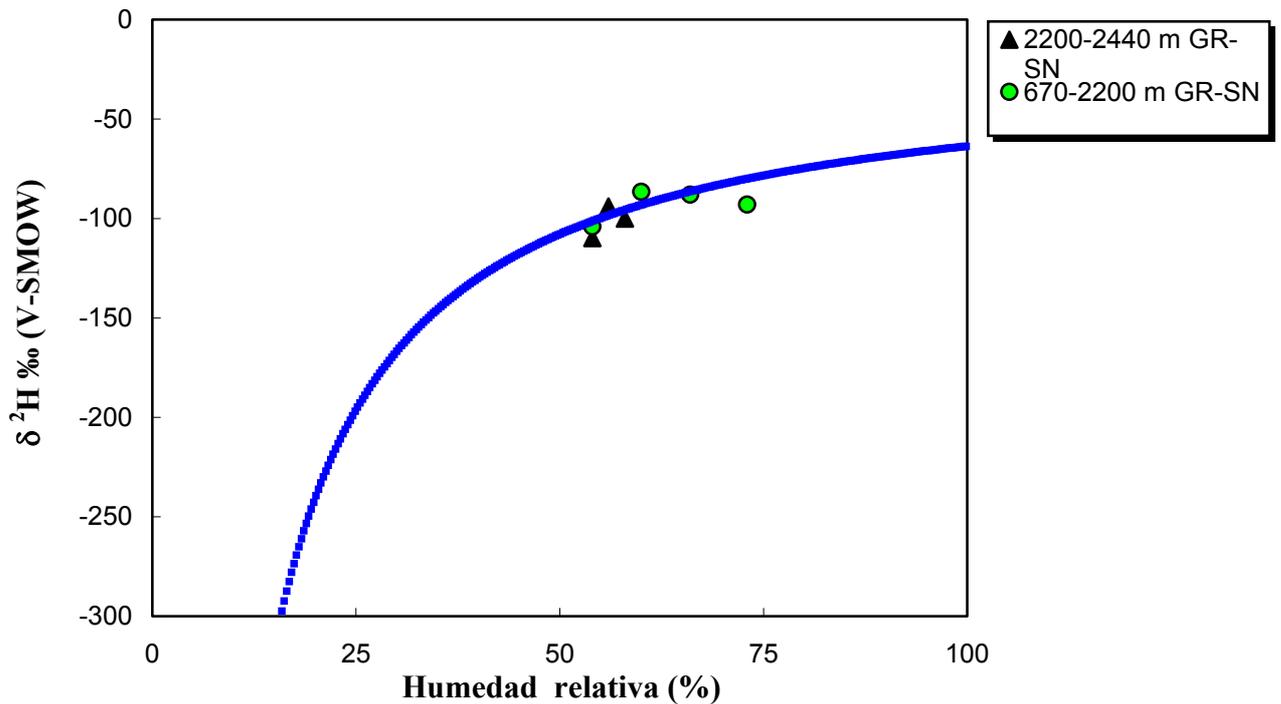
**Fig. 5.59.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 2.440 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 18-12-00 y 19-12-00. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.18).



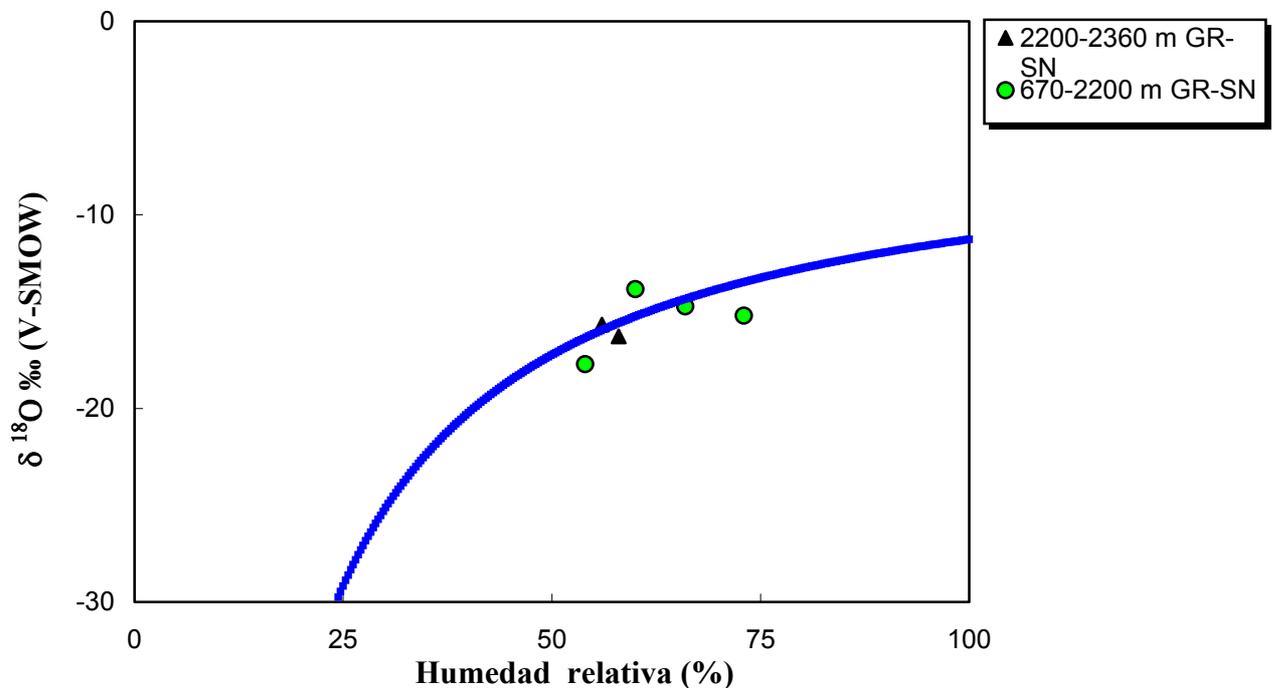
**Fig. 5.60.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 2.440 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 18-12-00 y 19-12-00. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.20).



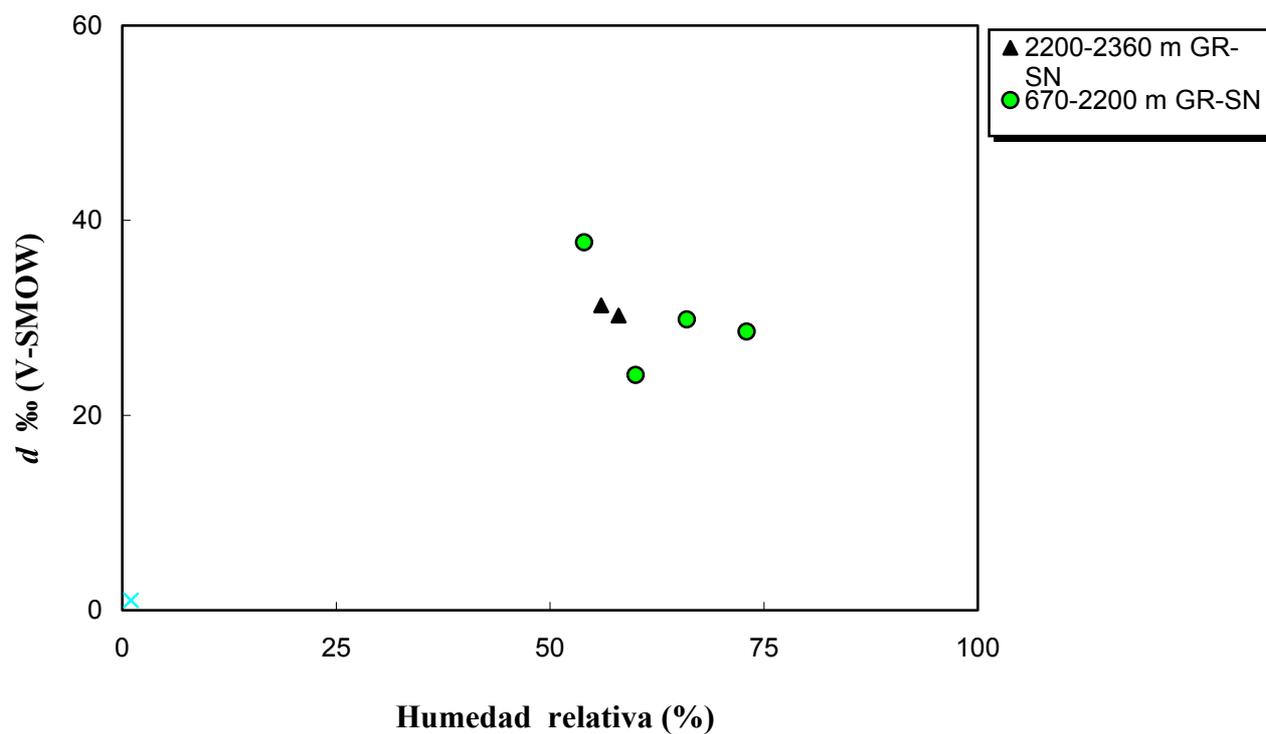
**Fig. 5.61.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 2.440 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 18-12-00 y 19-12-00.



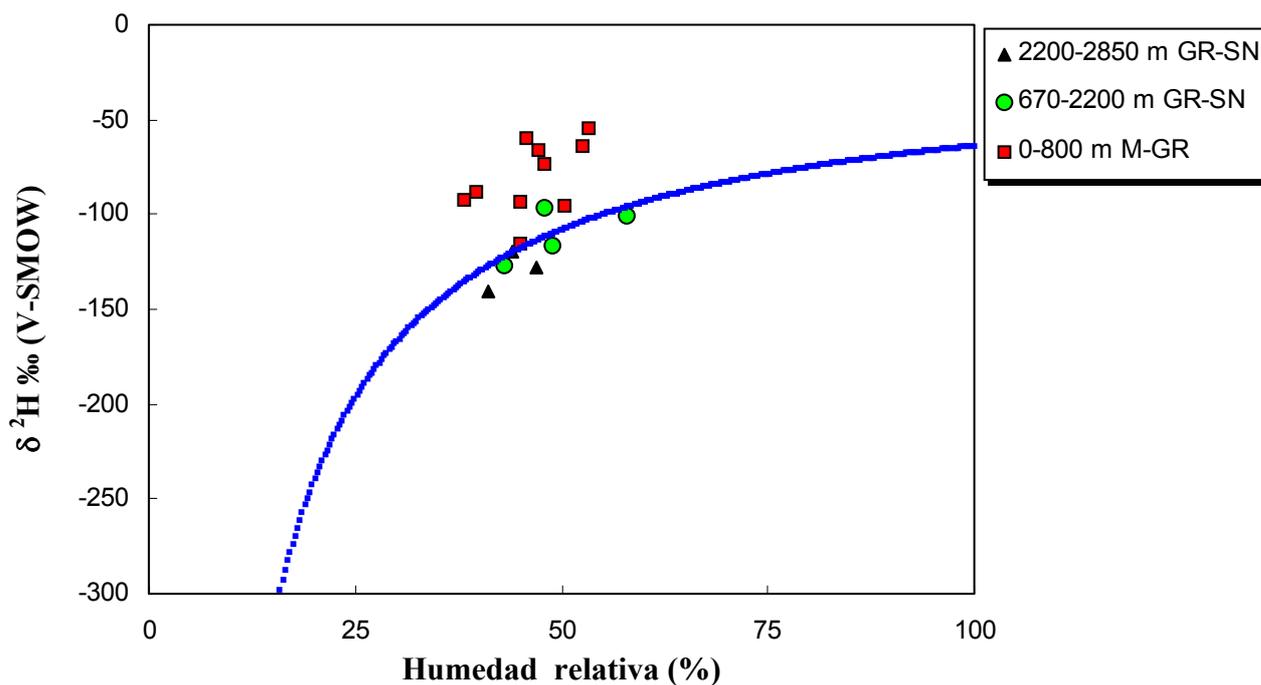
**Fig. 5.62.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 2.440 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo del 16-3-01. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.18).



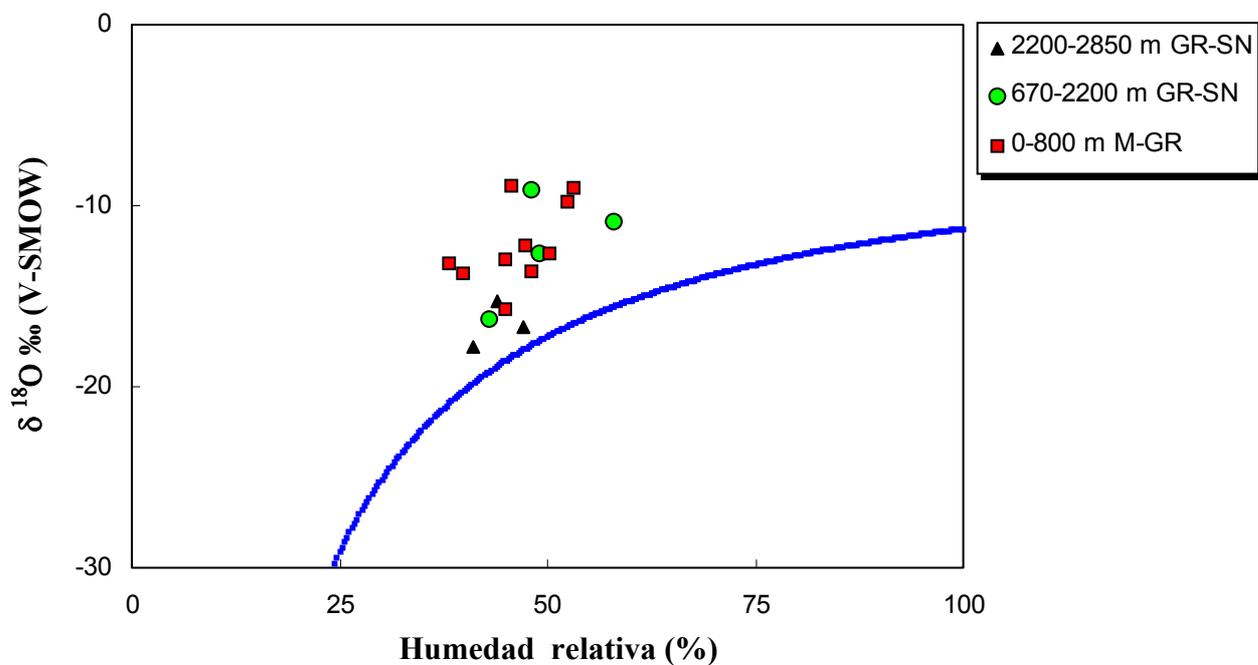
**Fig. 5.63.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 2.360 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo del 16-3-01. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.20).



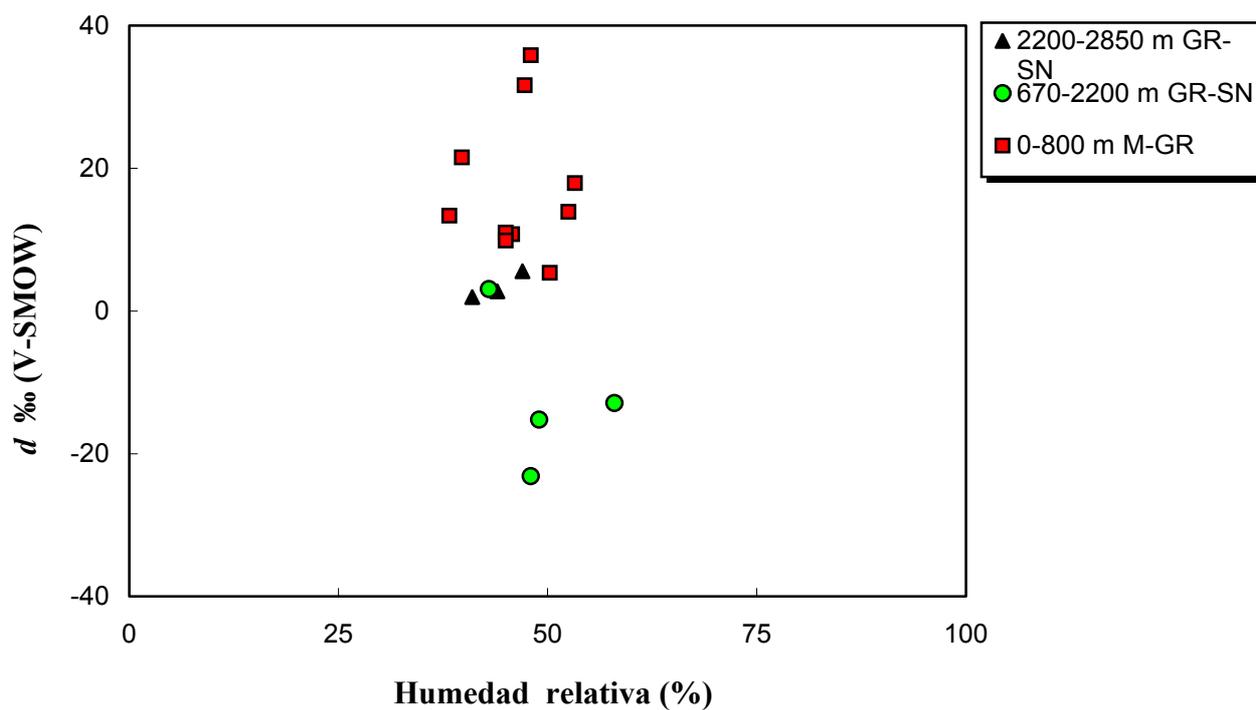
**Fig. 5.64.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 2.360 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo del 16-3-01.



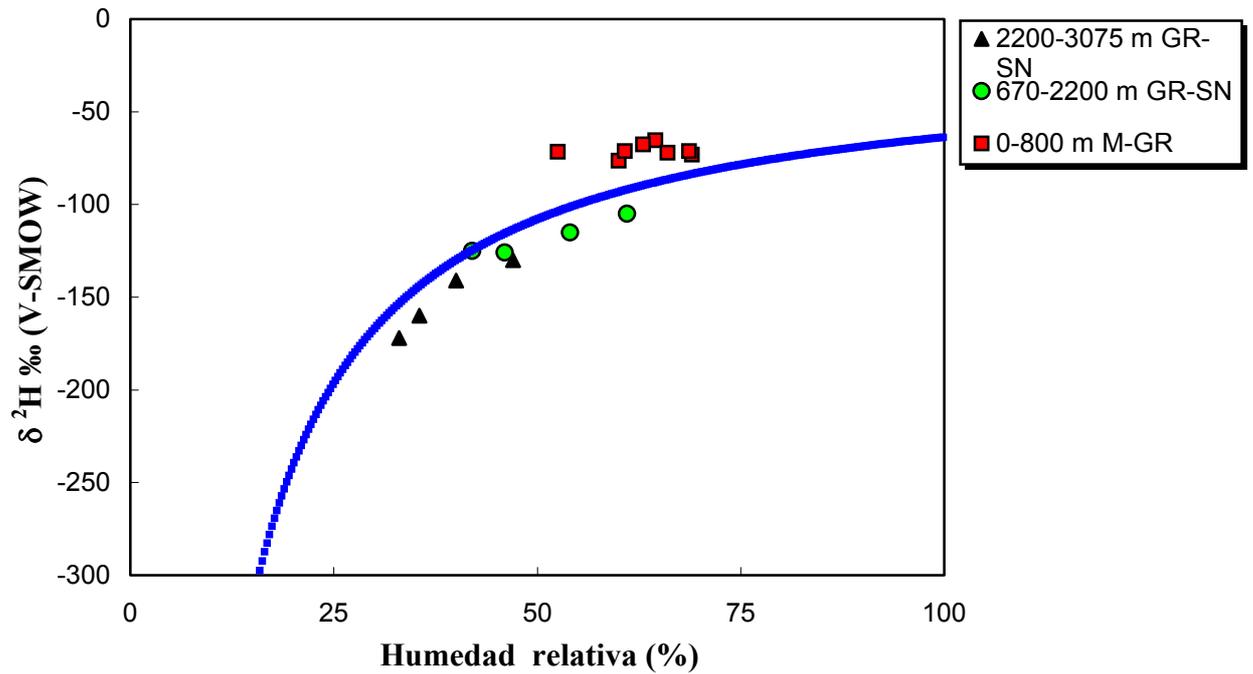
**Fig. 5.65.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 2.850 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 15-5-01 y 16-5-01. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.18).



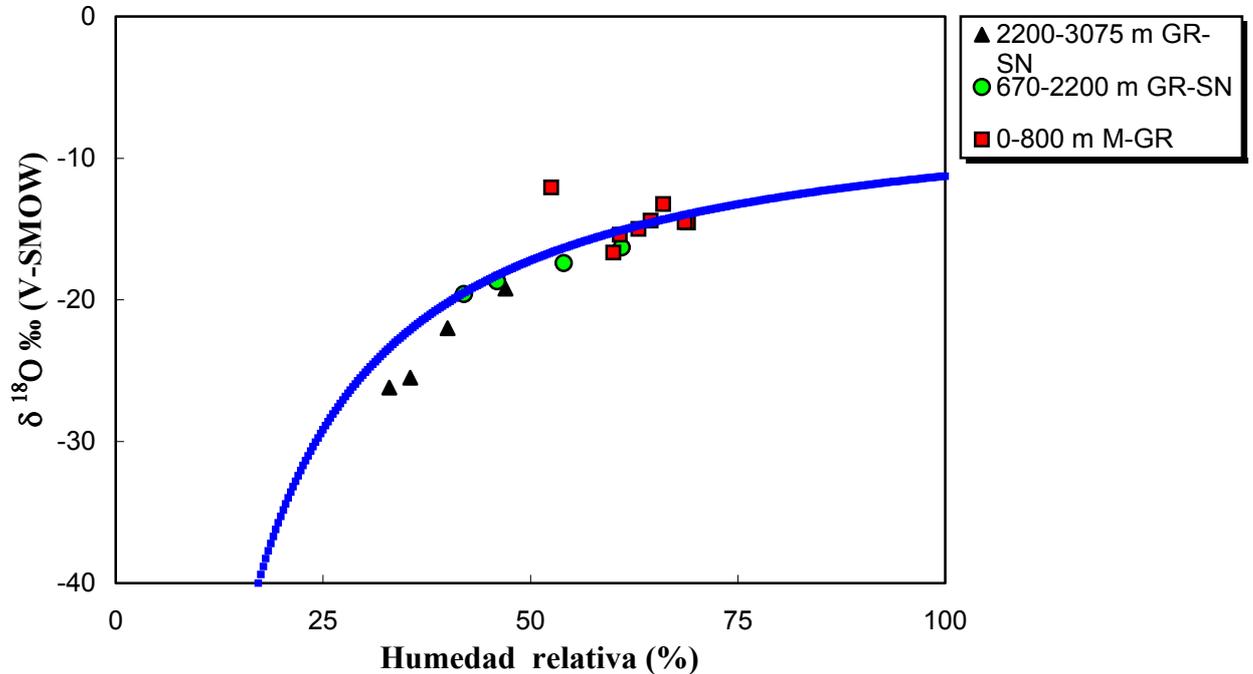
**Fig. 5.66.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 2.850 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 15-5-01 y 16-5-01. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.20).



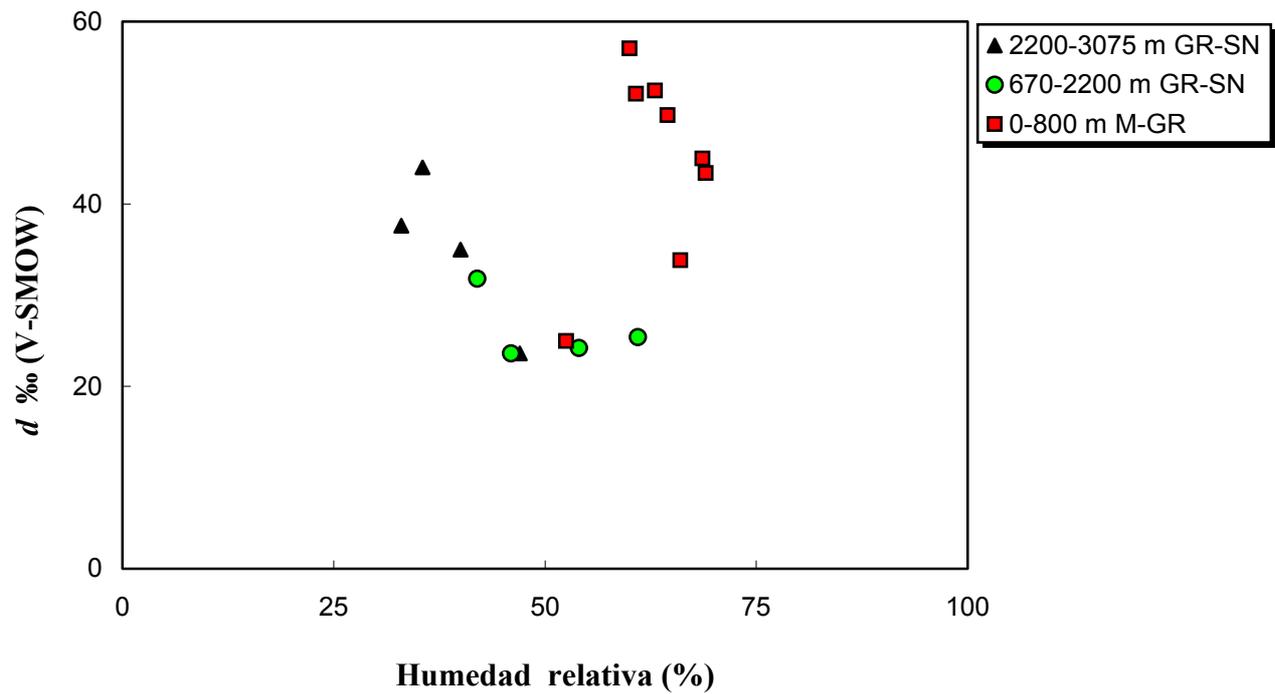
**Fig. 5.67.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 2.850 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 15-5-01 y 16-5-01.



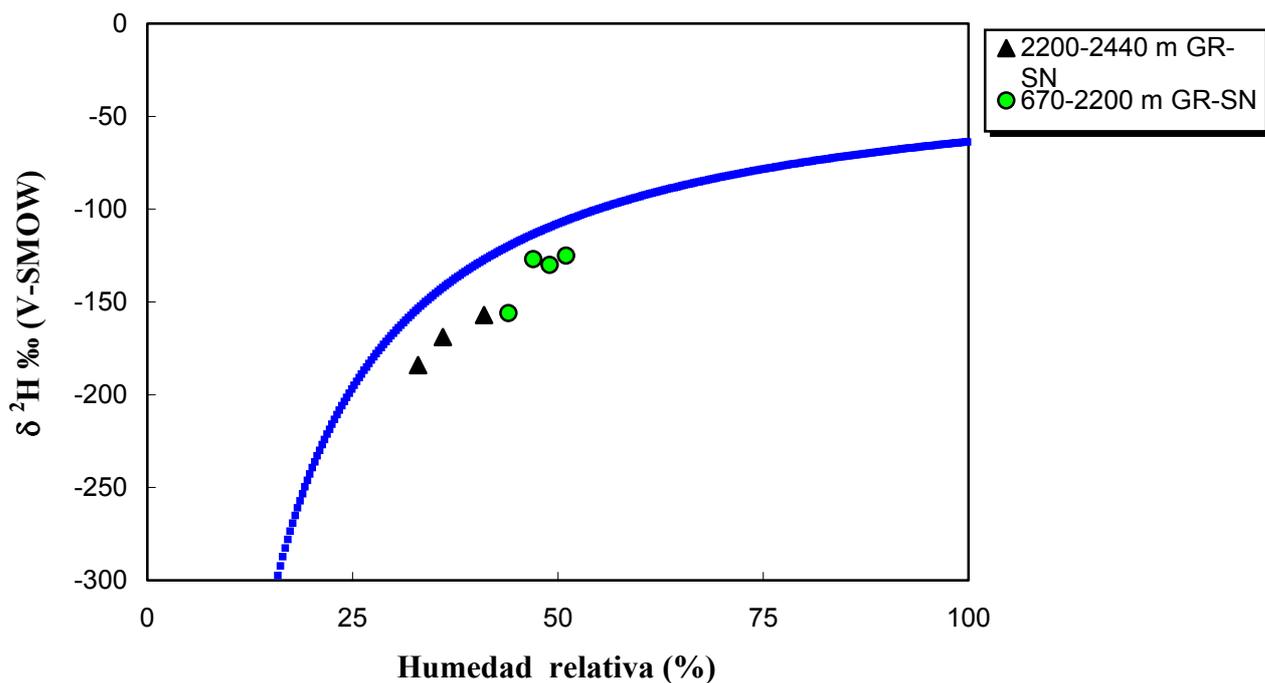
**Fig. 5.68.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.075 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 23-10-01 y 24-10-01. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.18).



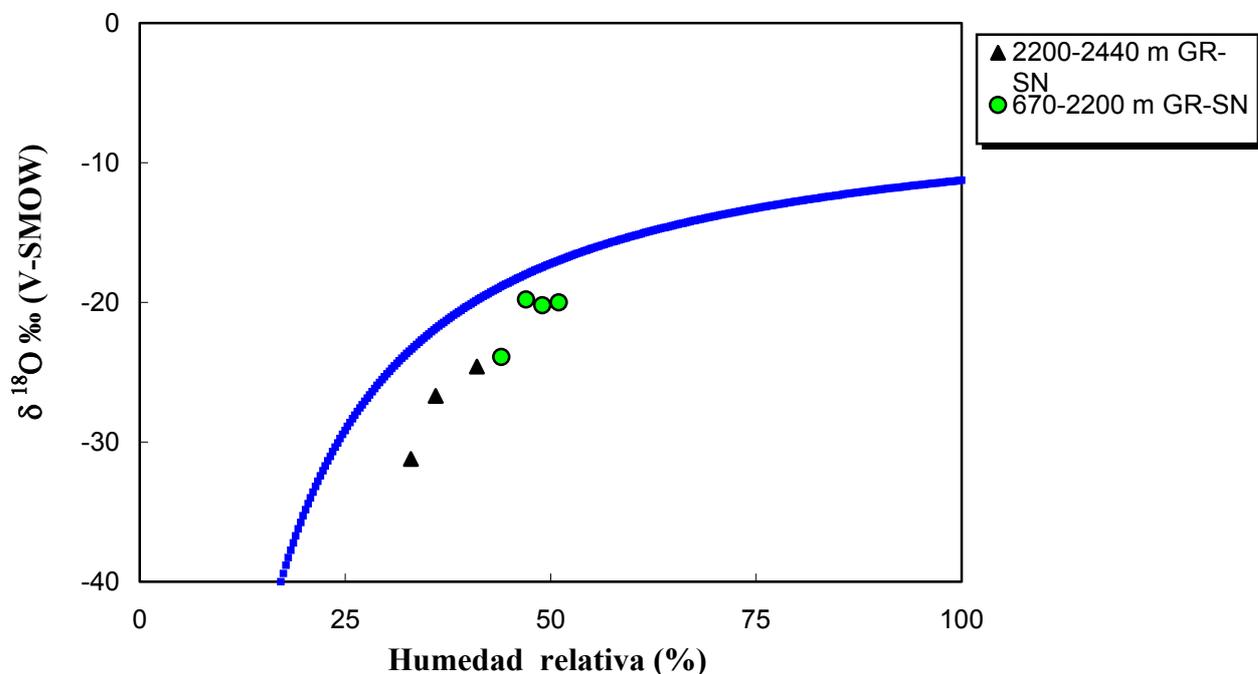
**Fig. 5.69.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.075 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 23-10-01 y 24-10-01. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.20).



**Fig. 5.70.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Motril hasta Sierra Nevada (0 hasta los 3.075 m s.n.m.) correspondiente a los días de muestreo 23-10-01 y 24-10-01.

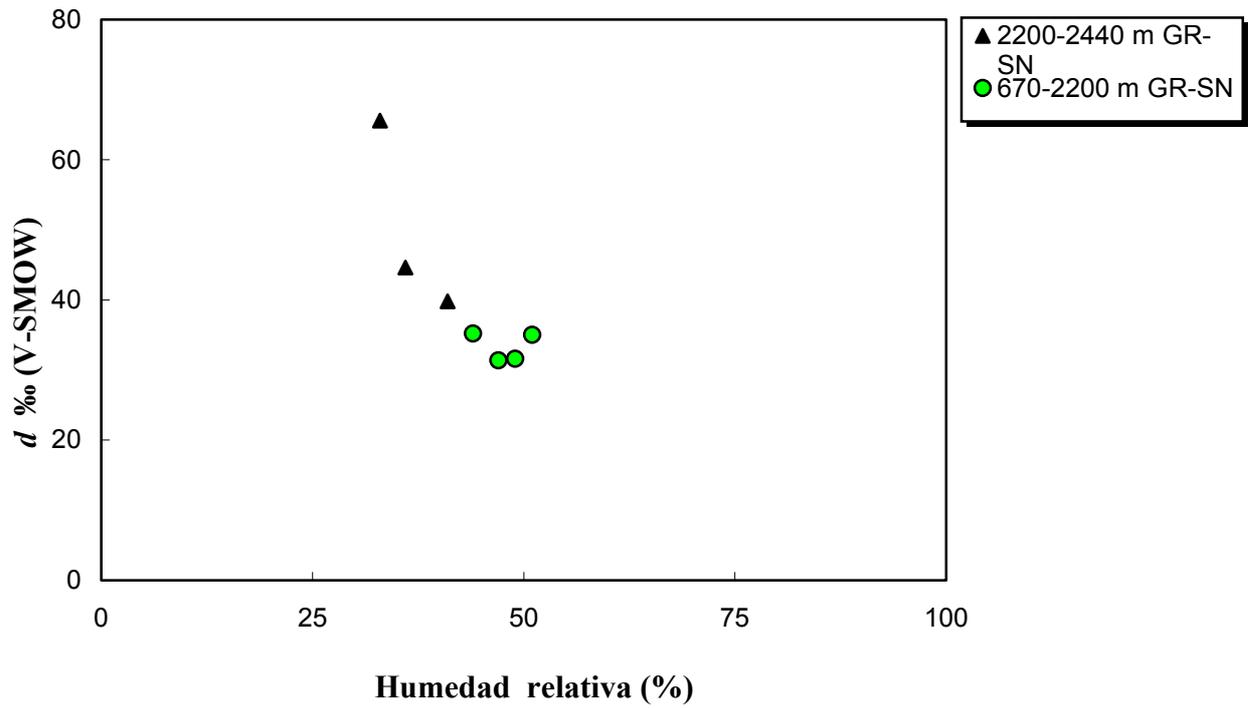


**Fig. 5.71.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 3.075 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo 29-1-02. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa “total” (tabla 5.18).

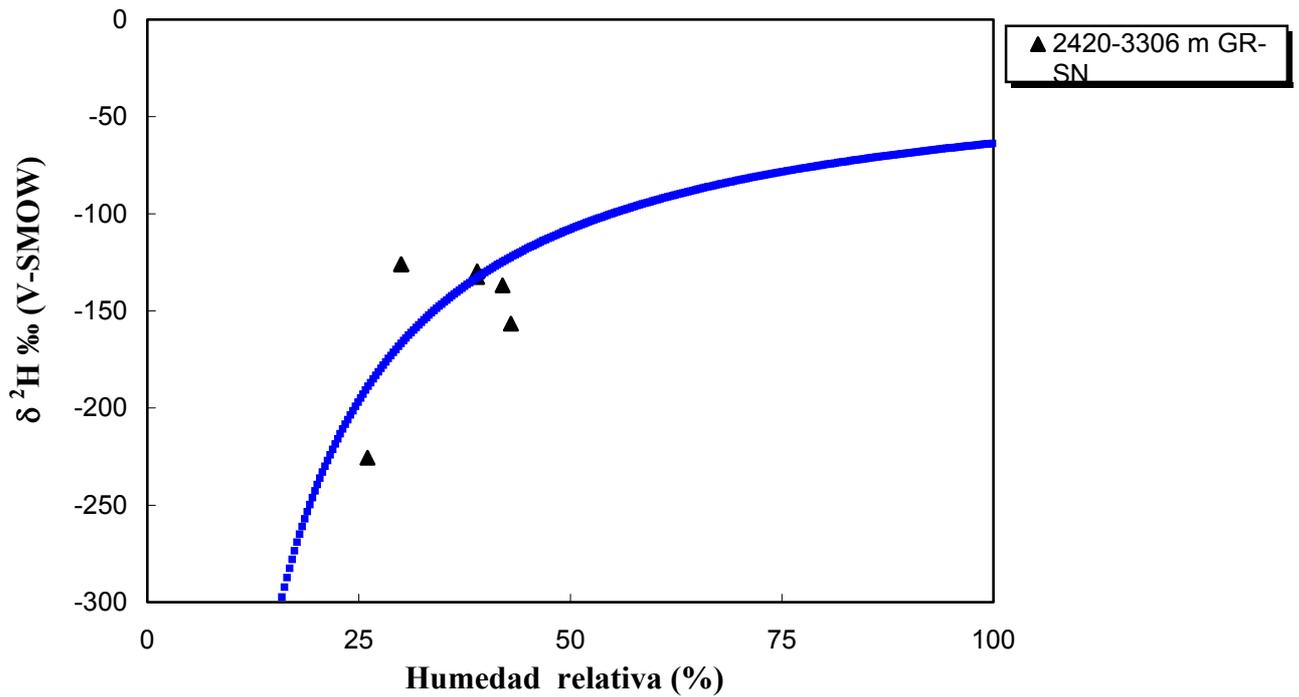


**Fig. 5.72.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 3.075 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo 29-1-02. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa “total” (tabla 5.20).

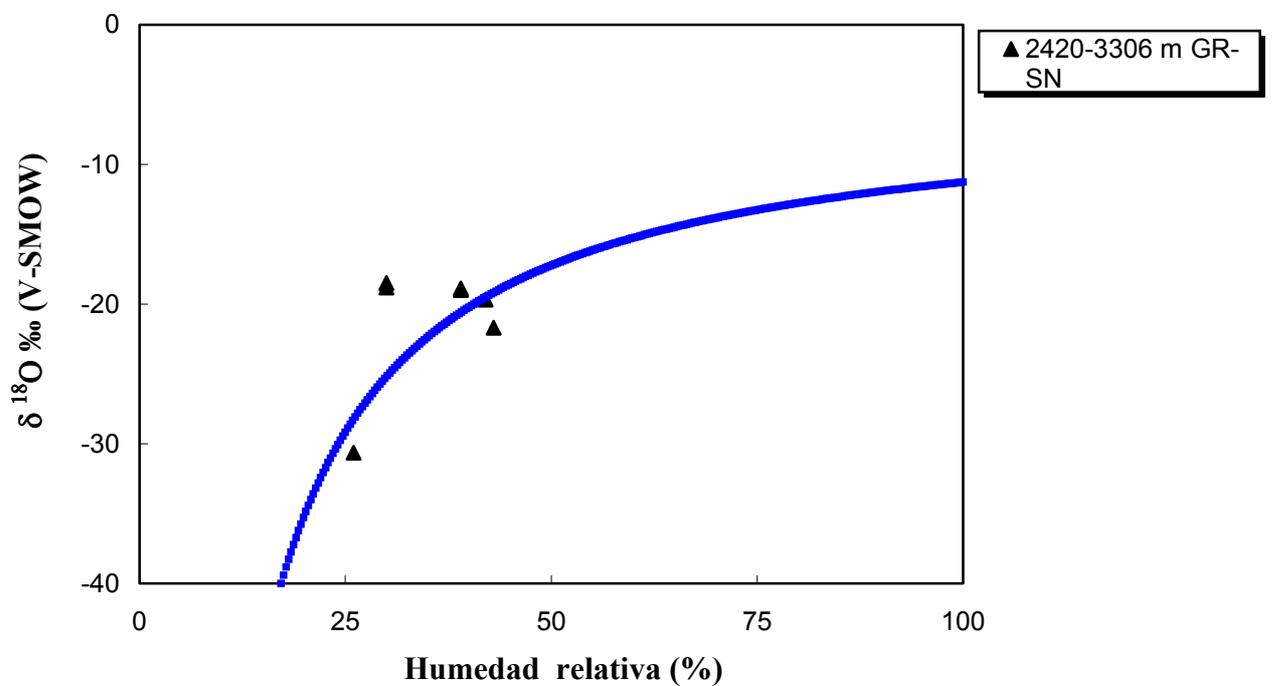




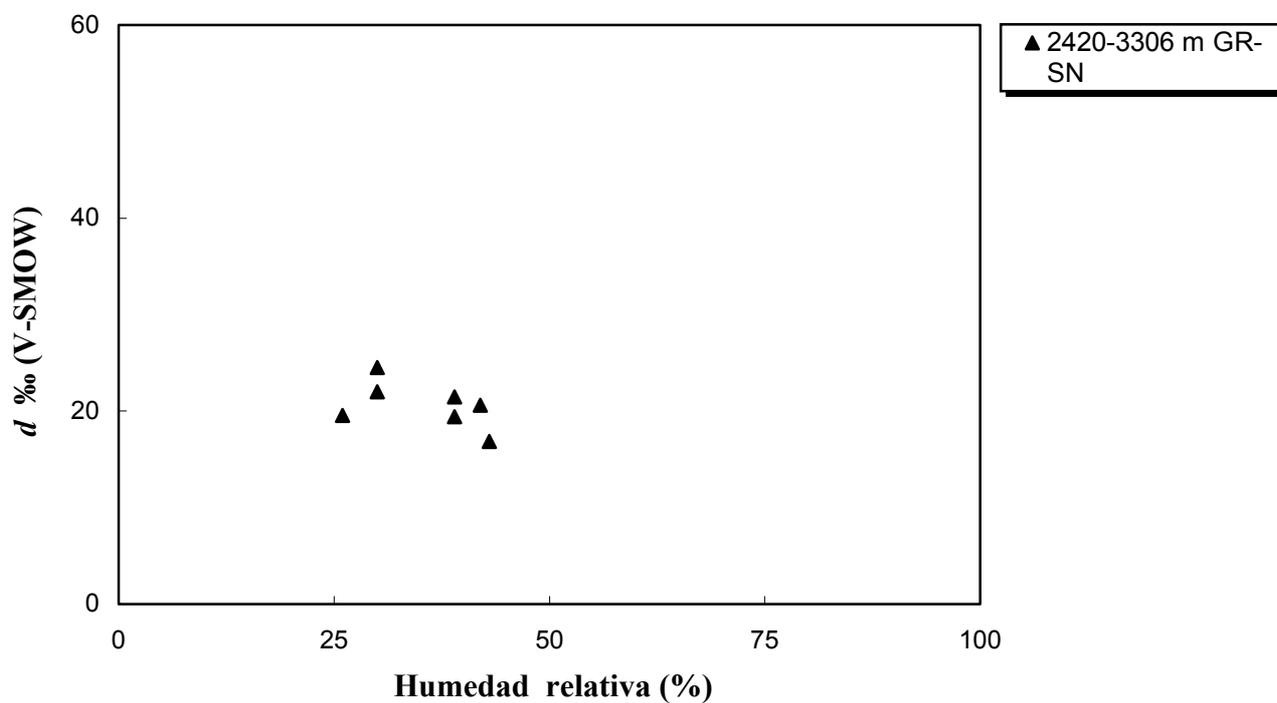
**Fig. 5.73.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico desde Granada hasta Sierra Nevada (670 hasta los 3.075 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo 29-1-02.



**Fig. 5.74.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico en Sierra Nevada (desde los 2420 hasta los 3.306 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo 13-9-02. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.18).



**Fig. 5.75.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico en Sierra Nevada (desde los 2420 hasta los 3.306 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo 13-9-02. La línea azul corresponde a la línea de dependencia inversa "total" (tabla 5.20).



**Fig. 5.76.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del vapor de agua atmosférico en Sierra Nevada (desde los 2420 hasta los 3.306 m s.n.m.) correspondiente al día de muestreo 13-9-02.

#### 1.4.1.2. Relación entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico frente a la humedad relativa y a la temperatura.

En este apartado se relacionarán la humedad relativa y la temperatura del aire en el momento del muestreo del vapor de agua, y la altitud en la cual se recogieron las muestras, con la composición isotópica ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y del exceso en deuterio) del vapor de agua atmosférico.

Al igual que en los apartados anteriores, las muestras de vapor de agua son las que corresponden a las campañas Motril-Granada y Granada-Sierra Nevada. Se han unido series de datos de diferentes días, correspondientes a las dos campañas, utilizando la misma sistemática utilizada hasta ahora, es decir, siempre y cuando cumplieran las condiciones siguientes: que fueran días contiguos y que la estabilidad atmosférica no cambiara demasiado.

Los resultados se van a exponer mediante tablas y figuras. En las figuras estarán representados los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico real, que se han medido, y los valores teóricos a partir de las ecuaciones que correlacionan. Estas ecuaciones van a tener como variable dependiente, la composición isotópica del vapor de agua ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y el exceso en deuterio,  $d$ ) y como variables independientes las siguientes:

-  Humedad relativa del aire.
-  Humedad relativa y la temperatura del aire.
-  Humedad relativa del aire, la temperatura del aire y la altitud a la que se recogieron las muestras de vapor.

Las diferentes variables que se van a utilizar van a tener la siguiente simbología:

$t$ : temperatura del aire en ° C.

$h$ : humedad relativa del aire en %.

A: altitud en cientos de metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.)

Composición isotópica del vapor de agua: unidades  $\delta$  en ‰, frente al patrón V-SMOW.

En las tablas que vienen a continuación se incluyen las siguientes ecuaciones:

Tabla 5.24. Ecuaciones de regresión donde, la variable dependiente es la composición isotópica del hidrógeno en el vapor de agua atmosférico. Las dos ecuaciones que se dan para cada serie de muestras diarias son:

⊕ Como variables independientes: la humedad relativa y la temperatura del aire.

⊕ Como variables independientes: la humedad relativa, la temperatura y la altitud a la que se obtuvieron las muestras.

En las tablas 5.25 y 5.26 vienen reflejadas las ecuaciones donde las variables dependientes son, respectivamente, la composición isotópica del oxígeno y del exceso en deuterio del vapor de agua.

**Tabla 5.24.** Ecuaciones donde la variable dependiente es  $\delta^2H$ , y como variables independientes: la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ) del aire; ( $h$ ), ( $t$ ) y la altitud ( $A$ ) en cientos de metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.).

Día de muestreo	Ecuaciones de tendencia de regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
<b>14-6-00</b>	$\delta^2H=2,1h+0,6t-231$	0,794	8	0,05
	$\delta^2H=1,9h+0,2t-0,5A-204$	0,969	8	0,001
<b>26/27-7-00</b>	$\delta^2H=2,0h+2,0t-273$	0,779	21	0,001
	$\delta^2H=1,7h+1,6t-0,6A-242$	0,788	21	0,001
<b>9/10-10-00</b>	$\delta^2H=1,9h+2,8t-250$	0,889	19	0,001
	$\delta^2H=1,5h+1,8t-0,9A-207$	0,900	19	0,001
<b>18/19-12-00</b>	$\delta^2H=1,8h+3,2t-234$	0,967	17	0,001
	$\delta^2H=1,7h+2,9t-0,3A-224$	0,968	17	0,001
<b>16-3-01</b>	$\delta^2H=0,3h+1,5t-224$	0,594	7	-
	$\delta^2H=-0,1h+0,8t-0,6A-90$	0,665	7	-
<b>15/16-5-01</b>	$\delta^2H=2,2h+4,0t-278$	0,530	17	0,05
	$\delta^2H=0,4h-0,3t-2,5A-86$	0,754	17	0,001
<b>23/24-10-01</b>	$\delta^2H=2,2h+1,7t-248$	0,924	16	0,001
	$\delta^2H=0,6h+0,5t-2,4A-116$	0,953	16	0,001
<b>29-1-02</b>	$\delta^2H=3,4h+1,5t-314$	0,953	7	0,01
	$\delta^2H=2,7h+1,2t-0,8A-263$	0,964	7	0,001
<b>13-9-02</b>	$\delta^2H=3,8h+7,5t-406$	0,996	7	0,001
	$\delta^2H=3,8h+7,7t+0,3A-418$	0,996	7	0,001
<b>TOTAL</b>	<b><math>\delta^2H=2,2h+1,3t-245</math></b>	<b>0,669</b>	<b>119</b>	<b>0,001</b>
	<b><math>\delta^2H=1,6h+0,8t-1,2A-189</math></b>	<b>0,747</b>	<b>119</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (1)<sup>17</sup></b>	<b><math>\delta^2H=2,3h+1,1t-248</math></b>	<b>0,750</b>	<b>102</b>	<b>0,001</b>
	<b><math>\delta^2H=1,8h+0,8t-0,9A-209</math></b>	<b>0,785</b>	<b>102</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (2)<sup>18</sup></b>	<b><math>\delta^2H=2,2h+1,0t-248</math></b>	<b>0,763</b>	<b>95</b>	<b>0,001</b>
	<b><math>\delta^2H=1,9h+0,6t-1,0A-208</math></b>	<b>0,808</b>	<b>95</b>	<b>0,001</b>

<sup>17</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondientes a los días 15/16-5-01.

<sup>18</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

**Tabla 5.25.** Ecuaciones donde la variable dependiente es  $\delta^{18}\text{O}$ , y como variables independientes: la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ) del aire; ( $h$ ), ( $t$ ) y la altitud ( $A$ ) en cientos de metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.).

Día de muestreo	Ecuaciones de tendencia de regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
<b>14-6-00</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,1t-34$	0,918	8	0,01
	$\delta^{18}\text{O}=0,2h+0,1t+0,0A-33$	0,941	8	0,01
<b>26/27-7-00</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,2t-39$	0,754	20	0,001
	$\delta^{18}\text{O}=0,1h-0,1t-0,3A-21$	0,879	20	0,001
<b>9/10-10-00</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,3t-36$	0,832	18	0,001
	$\delta^{18}\text{O}=0,2h+0,1t-0,1A-30$	0,852	18	0,001
<b>18/19-12-00</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,3t-36$	0,844	17	0,001
	$\delta^{18}\text{O}=0,1h-0,1t-0,4A-23$	0,897	17	0,001
<b>16-3-01</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,1h+0,2t-21$	0,361	6	-
	$\delta^{18}\text{O}=-0,0h-0,2t-0,2A-9$	0,638	6	-
<b>15/16-5-01</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,3t-35$	0,506	17	0,05
	$\delta^{18}\text{O}=0,2h+0,1t+0,2^{\text{a}}-19$	0,640	17	0,01
<b>23/24-10-01</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,1t-34$	0,786	16	0,001
	$\delta^{18}\text{O}=0,1h-0,1t-0,2A-20$	0,811	16	0,001
<b>29-1-02</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,6h+0,4t$	0,964	7	0,001
	$\delta^{18}\text{O}=0,7h+0,5t+0,1^{\text{a}}-61$	0,967	7	0,01
<b>13-9-02</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,5h+0,9t-53$	0,994	7	0,001
	$\delta^{18}\text{O}=0,5h+0,9t-0,1A-50$	0,994	7	0,001
<b>TOTAL</b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,2t-34$	<b>0,525</b>	<b>116</b>	<b>0,001</b>
	$\delta^{18}\text{O}=0,2h+0,1t-0,2A-27$	<b>0,598</b>	<b>116</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (1)<sup>19</sup></b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,1t-35$	<b>0,706</b>	<b>99</b>	<b>0,001</b>
	$\delta^{18}\text{O}=0,2h+0,1t-0,1A-31$	<b>0,728</b>	<b>99</b>	<b>0,001</b>
<b>TOTAL (2)<sup>20</sup></b>	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,1t-36$	<b>0,742</b>	<b>92</b>	<b>0,001</b>
	$\delta^{18}\text{O}=0,3h+0,1t-0,1A-31$	<b>0,798</b>	<b>92</b>	<b>0,001</b>

<sup>19</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondientes a los días 15/16-5-01.

<sup>20</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

**Tabla 5.26.** Ecuaciones donde la variable dependiente es el exceso en deuterio ( $d$ ), y como variables independientes: la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ) del aire; ( $h$ ), ( $t$ ) y la altitud ( $A$ ) en cientos de metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.).

Día de muestreo	Ecuaciones de tendencia de regresión lineal	R <sup>2</sup>	N	Significancia
14-6-00	$d = 0,2h - 0,2t + 35$	0,168	8	-
	$d = 0,0h - 0,3t - 0,3A + 51$	0,412	8	-
26/27-7-00	$d = -0,7h - 1,1t + 98$	0,520	20	0,05
	$d = -0,1h - 0,2t + 1,0A + 33$	0,697	20	0,001
9/10-10-00	$d = -0,8h + 0,7t + 63$	0,363	18	-
	$d = -0,7h + 1,1t + 0,4A + 46$	0,388	18	-
18/19-12-00	$d = -0,6h + 0,8t + 62$	0,280	16	-
	$d = 0,2h + 3,0t + 2,1A - 9$	0,407	16	-
16-3-01	$d = -0,1h - 1,0t + 44$	0,357	6	-
	$d = 0,1h - 0,3t + 0,4A + 21$	0,441	6	-
15/16-5-01	$d = -0,5h + 1,7t - 1$	0,262	17	-
	$d = -1,1h + 0,3t - 0,8A + 63$	0,334	17	-
23/24-10-01	$d = -0,1h + 1,3t + 23$	0,477	16	-
	$d = -0,4h + 1,1t - 0,4A + 44$	0,484	16	-
29-1-02	$d = -1,7h - 1,9t + 135$	0,836	7	0,05
	$d = -3,0h - 2,6t - 1,5A - 227$	0,975	7	0,001
13-9-02	$d = -0,1h + 0,4t - 19$	0,727	7	0,1
	$d = -0,1h + 0,9t + 0,8A - 16$	0,964	7	0,01
<b>TOTAL</b>	-	-	<b>115</b>	-
<b>TOTAL (1)<sup>21</sup></b>	-	-	<b>98</b>	-
<b>TOTAL (2)<sup>22</sup></b>	<b><math>d = -0,4h + 0,0t - 54</math></b>	<b>0,102</b>	<b>91</b>	-
	<b><math>d = -0,3h + 0,1t + 0,1A - 51</math></b>	<b>0,103</b>	<b>91</b>	-

<sup>21</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de la serie de valores correspondientes a los días 15/16-5-01.

<sup>22</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos a excepción de las series de valores correspondientes a los días 15/16-5-01 y 13-9-02.

### **V.1.2. La vertiente Sureste de Sierra Nevada, estribación Oeste de Sierra Nevada (Capileira-Sierra Nevada).**

En este capítulo se presentan los resultados de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y exceso en deuterio,  $d$ ), obtenidos en la vertiente Sureste de Sierra Nevada, en la estribación Oeste de Sierra Nevada. Las muestras se han obtenido en un intervalo de altitud comprendido entre 1.810 m y los 1.683 m s.n.m. La campaña se ha situado, íntegramente, en la provincia de Granada.

Siguiendo la sistemática que se ha aplicado en capítulos anteriores, los valores isotópicos se van a relacionar con distintos parámetros, como la altitud, la humedad relativa y la temperatura del aire.

Los resultados de las relaciones se van a dar mediante tablas (tablas 5.27 a 5.35) gráficos (figuras desde la 5.77 a la 5.86), y los datos en si van a estar reflejados en el Apéndice I.

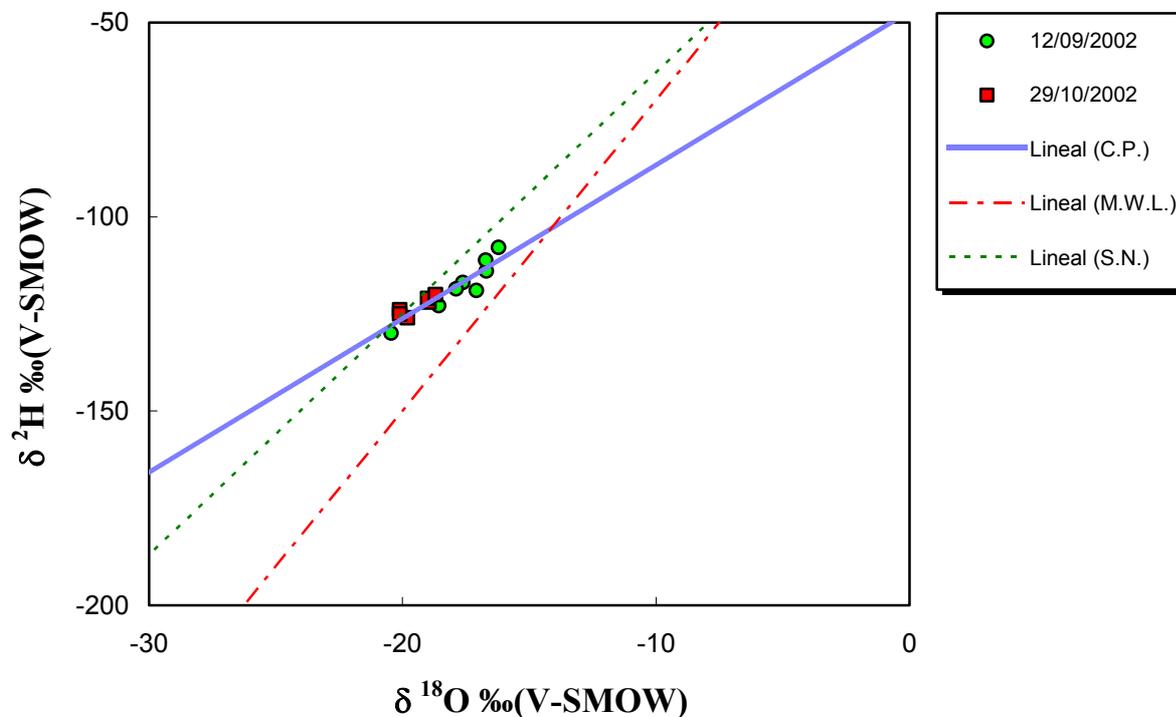
La leyenda de las figuras se ha insertado en cada una de ellas. Ya que, al igual que en el capítulo de la campaña del Puerto de la Ragua, se disponen de menos series diarias de datos de vapor de agua atmosférico, en comparación con los de las campañas de muestreo de la estribación Oeste de Sierra Nevada. Así se han podido incluir todos los datos en una sola figura, para cada uno de los parámetros relacionados.

**Tabla 5.27.** Valores máximos, mínimos y medios de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  (‰ V-SMOW) del vapor de agua atmosférico. N representa el número de datos para cada una de las especies isotópicas.

SERIES DE MUESTREO	$\delta^{18}\text{O}$ mín.	$\delta^{18}\text{O}$ máx.	$\delta^2\text{H}$ mín.	$\delta^2\text{H}$ máx.	$\delta^{18}\text{O}$ media	$\delta^2\text{H}$ media	$\delta^{18}\text{O}$ N	$\delta^2\text{H}$ N	$\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ N
<b>12-9-02</b>	-20,4	-16,2	-130	-108	-17,7	-118	8	8	8
<b>29-10-02</b>	-20,1	-18,7	-120	-126	-19,4	-123	6	6	6
<b>TOTAL</b>	<b>-20,4</b>	<b>-16,2</b>	<b>-130</b>	<b>-108</b>	<b>-19,2</b>	<b>-120</b>	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>14</b>

**Tabla 5.28.** Valores máximos, mínimos y medios del exceso en deuterio (‰ V-SMOW) del vapor de agua atmosférico, calculados a partir de la fórmula:  $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964).

SERIE DE MUESTREO	"d" máx.	"d" mín.	"d" media total	N
<b>12-9-02</b>	34	18	24	8
<b>29-10-02</b>	37	30	33	6
<b>TOTAL</b>	<b>37</b>	<b>18</b>	<b>28</b>	<b>14</b>



**Fig. 5.77.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno de las muestras de vapor de agua atmosférico. Como reza en la leyenda están, en el siguiente orden, las líneas de tendencia: C.P.: correspondiente a este muestreo (Capileira-Sierra Nevada); M.W.L.: Meteoric Water Line; S.N.: perteneciente a la vertiente Noroeste de Sierra Nevada.

**Tabla 5.29.** Ecuaciones de regresión lineal de  $\delta^2\text{H}$  frente al  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua atmosférico para cada uno de las series diarias de muestreo. En la ecuación "total" están representados todas las muestras de la campaña. Se recoge  $R^2$  y N, este último representa el número de valores que se ha tenido en cuenta en la ecuación.

SERIE DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL.	$R^2$	N	SIGNIFICACIÓN
12-9-02	$\delta^2\text{H} = 4,9\delta^{18}\text{O} - 31$	0,911	8	0,001
29-10-02	$\delta^2\text{H} = 3,3\delta^{18}\text{O} - 59$	0,788	6	0,05
<b>TOTAL</b>	<b><math>\delta^2\text{H} = 4,0\delta^{18}\text{O} - 47</math></b>	<b>0,876</b>	<b>14</b>	<b>0,001</b>

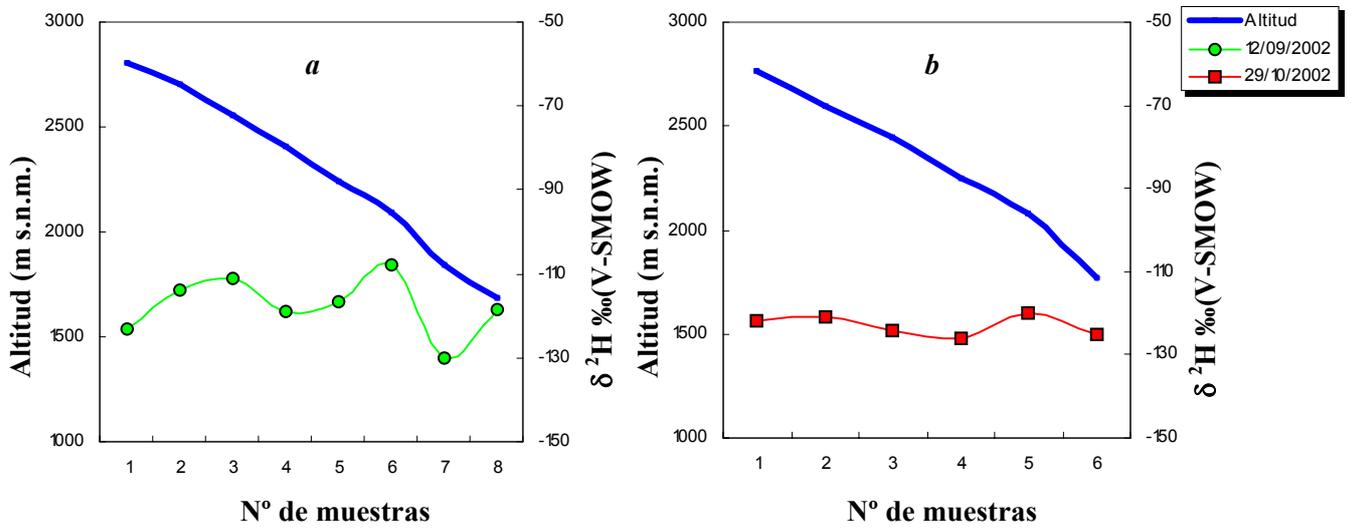


Fig. 5.78. (a)  $\delta^2\text{H}$  del vapor de agua atmosférico frente a la altitud recogida el día 12-9-02; (b) para el día 29-10-02.

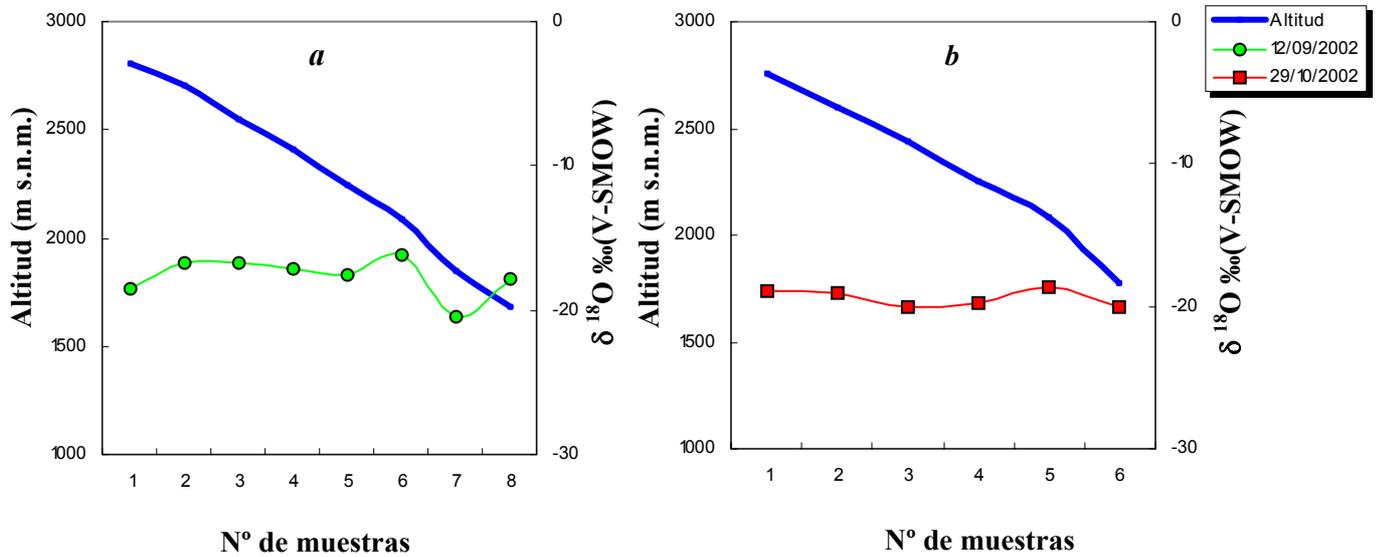
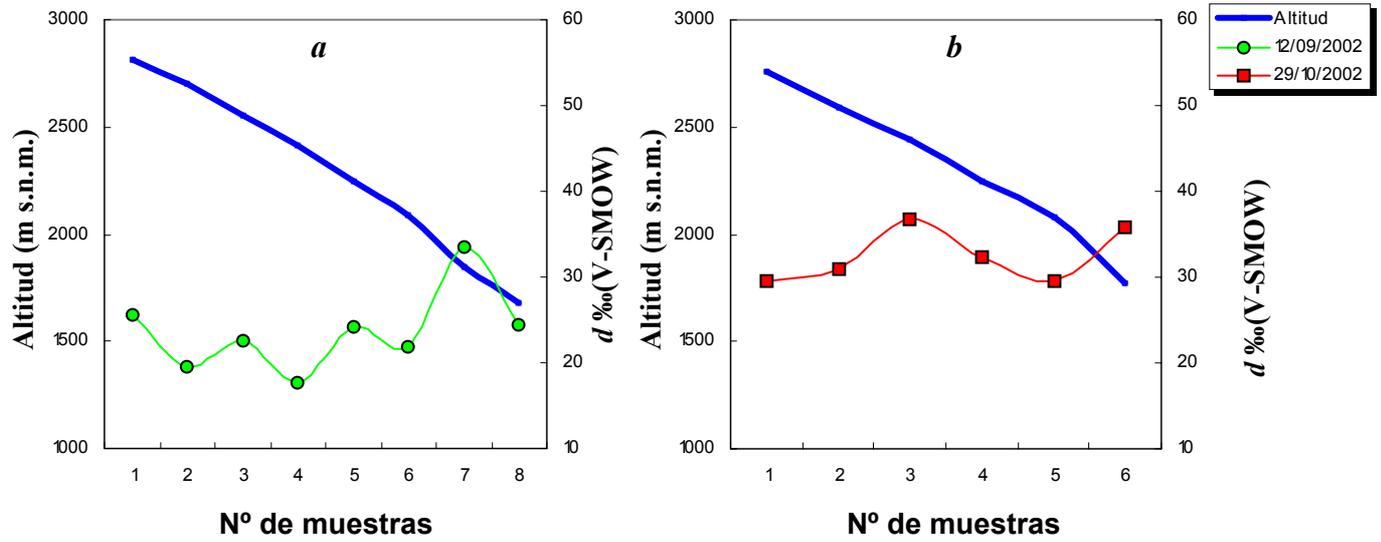
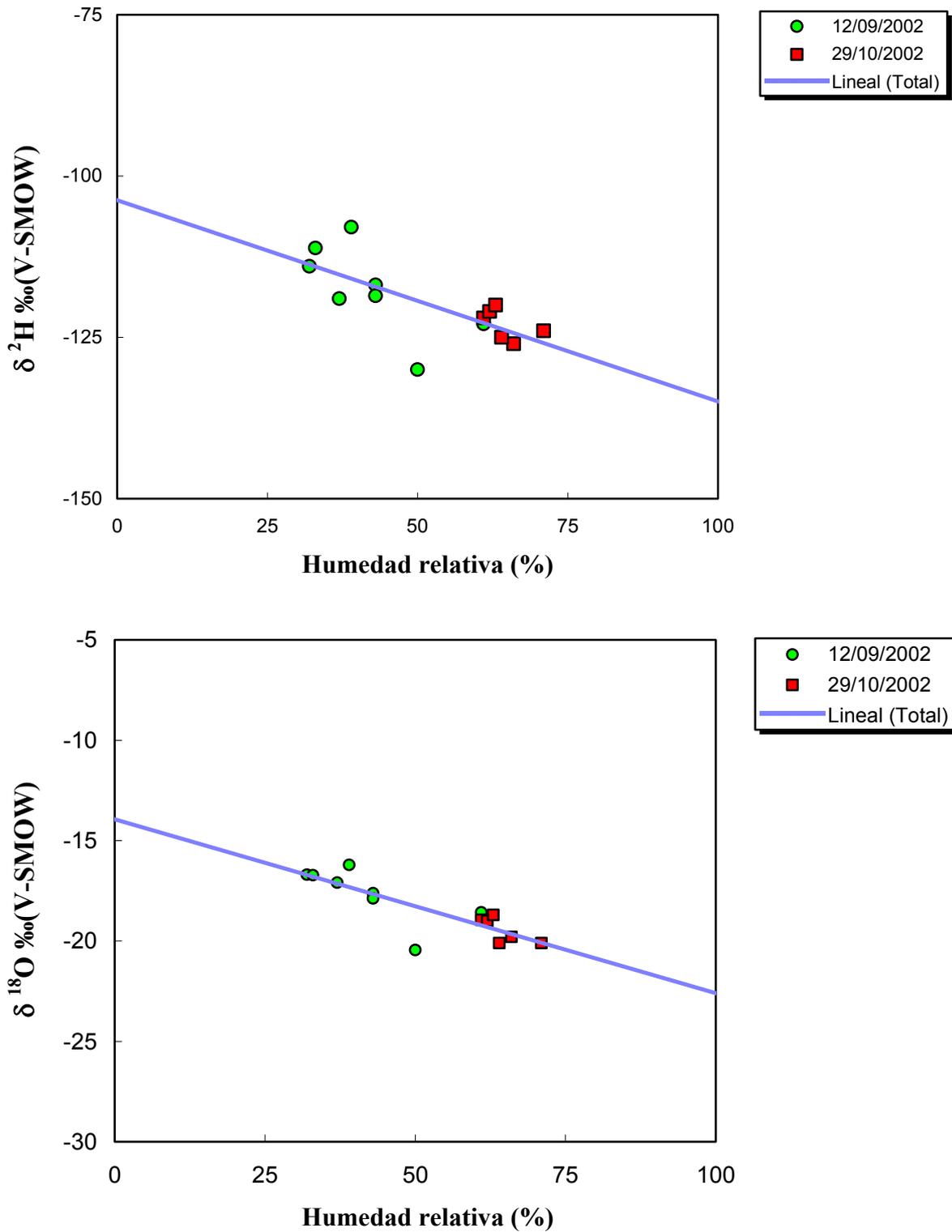


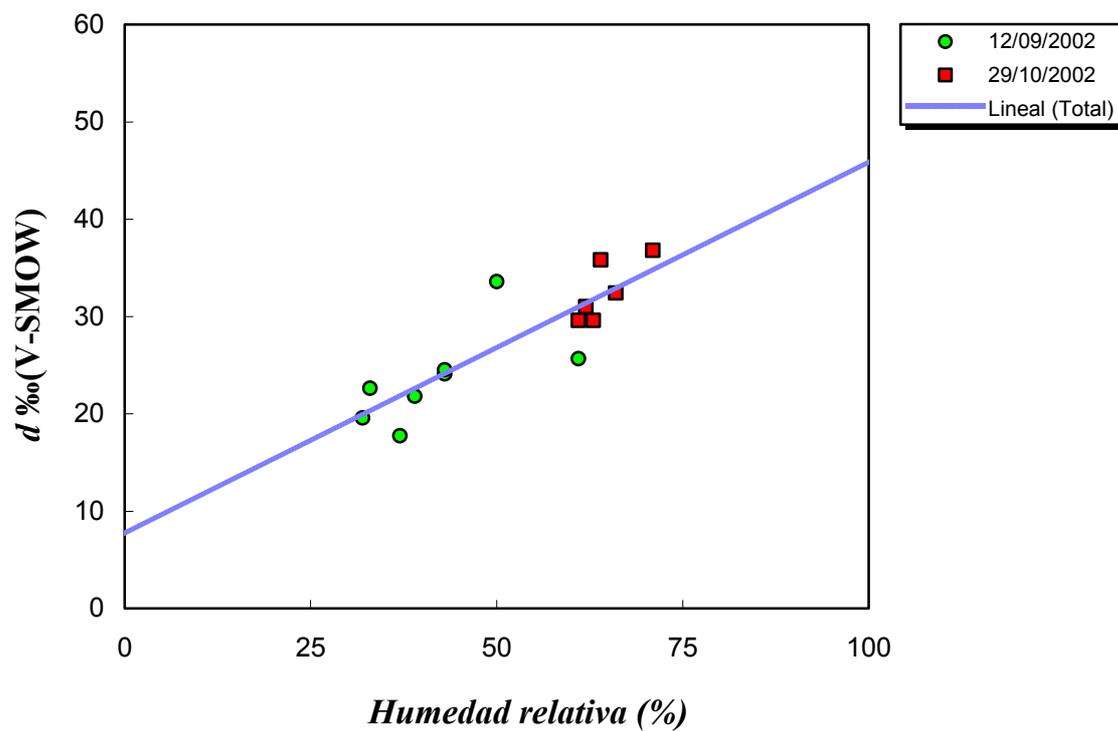
Fig. 5.79. (a)  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua atmosférico frente a la altitud recogida el día 12-9-02; (b) para el día 29-10-02.



**Fig. 5.80 (a)** Exceso en deuterio ( $d$ ) del vapor de agua atmosférico frente a la altitud recogida el día 12-9-02; (b) para el día 29-10-02



**Fig. 5.81 y 5.82.**  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  frente a la humedad relativa del aire, respectivamente. Los círculos verdes representan los datos recogidos el día 12-9-02, los cuadrados son los pertenecientes al 29-10-02. La línea de tendencia de color azul representa a todos los datos.



**Fig. 5.83.** Exceso en deuterio ( $d$ ) frente a la humedad relativa del aire, respectivamente. Los círculos verdes representan los datos recogidos el día 12-9-02, los cuadrados son los pertenecientes al 29-10-02. La línea de tendencia de color azul representa a todos los datos.

**Tabla 5.30.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa del aire ( $h$  %) para cada una de las series de muestreo. N representa el número de muestras de vapor de agua atmosférico, en las cuales se ha medido la humedad relativa.

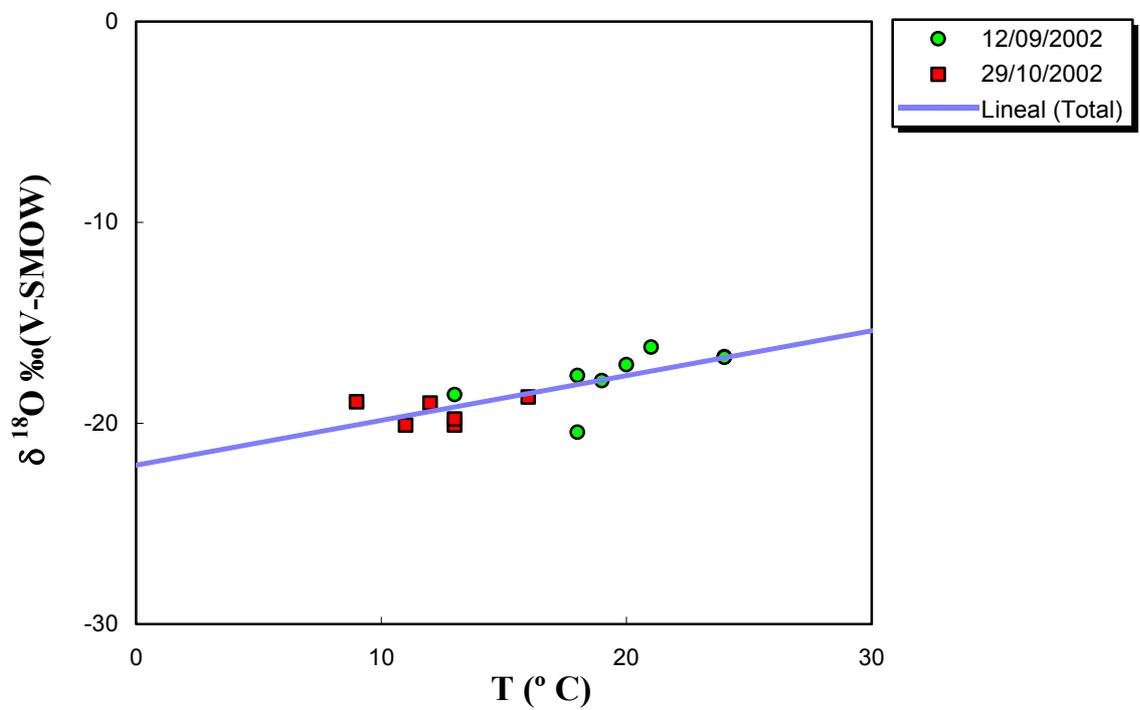
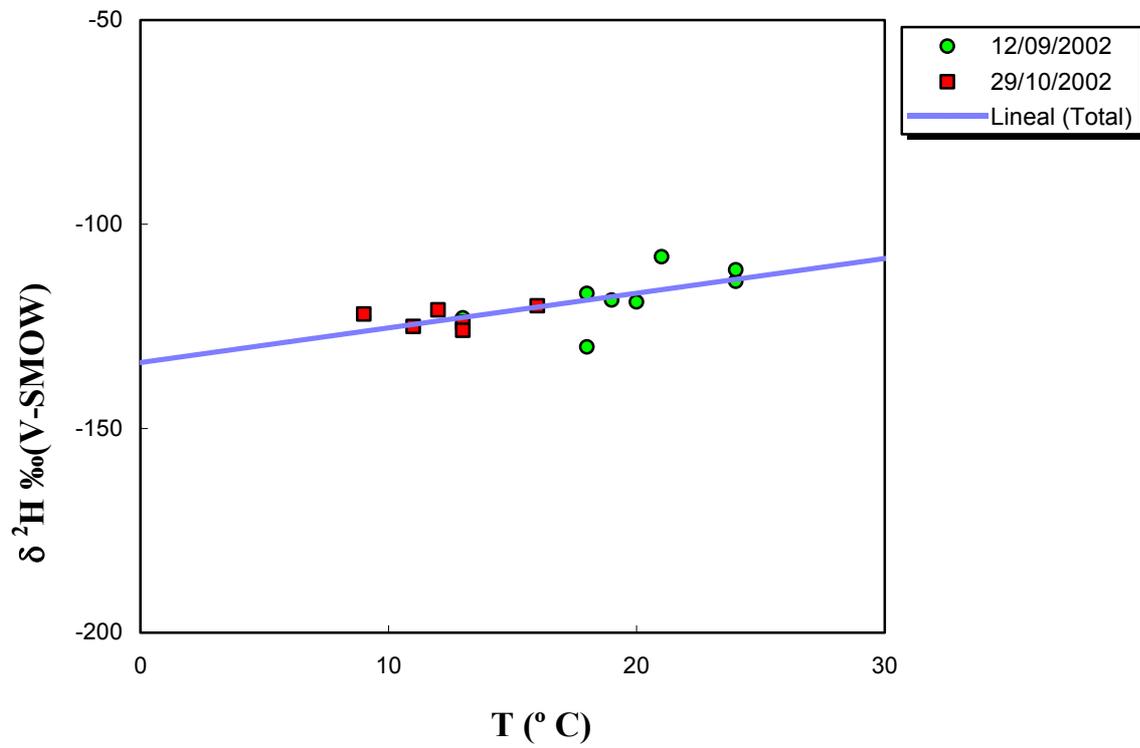
SERIE DE MUESTREO	$h$ (%) máx.	$h$ (%) mín.	$h$ (%) media	N
12-9-02	61	32	42	8
29-10-02	71	61	65	6
<b>TOTAL</b>	<b>71</b>	<b>32</b>	<b>52</b>	<b>14</b>

**Tabla 5.31.** Ecuaciones de regresión lineal, entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y el exceso en deuterio) y la humedad relativa del aire ( $h$ ).

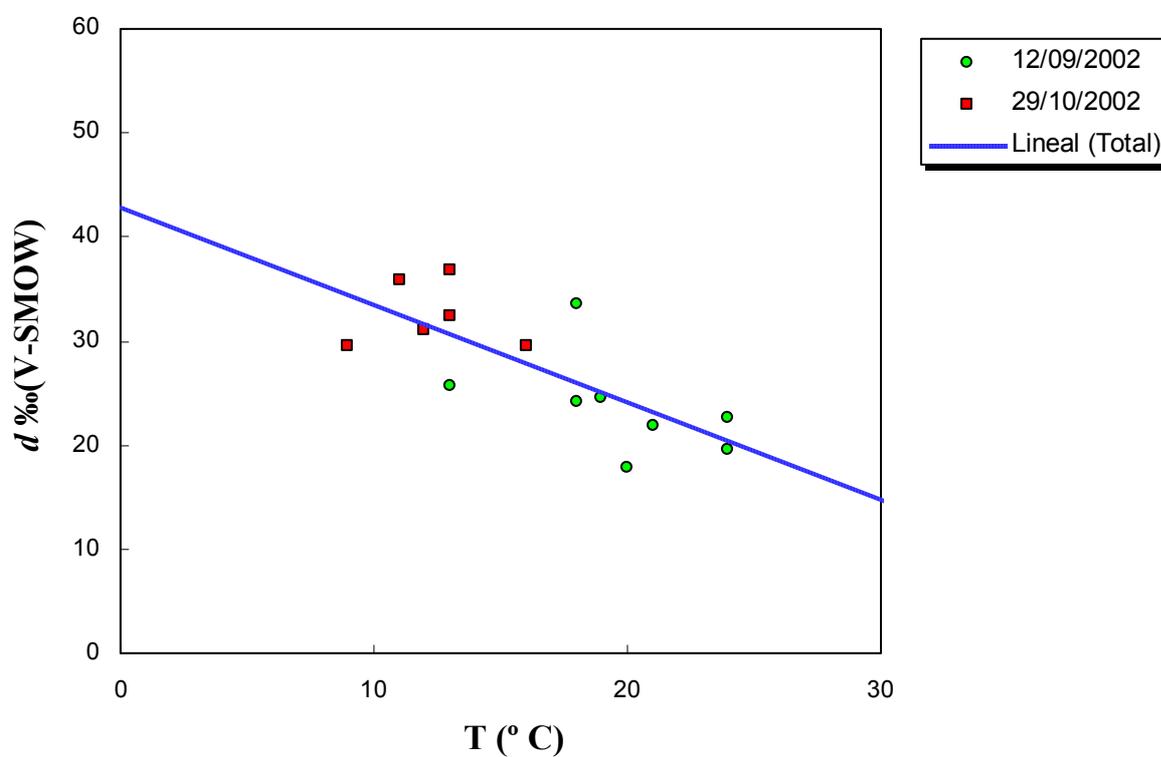
SERIES DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL.	R <sup>2</sup>	N	SIGNIFICANCIA
12-9-02	$\delta^2\text{H} = -0,5h - 97$	0,475	8	-
	$\delta^{18}\text{O} = -0,1h - 13$	0,523	8	-
	$d = 0,3h + 11$	0,401	8	-
29-10-02	$\delta^2\text{H} = -0,4h - 100$	0,288	6	-
	$\delta^{18}\text{O} = -0,1h - 11$	0,555	6	-
	$d = 0,7h + 10$	0,596	6	-
<b>TOTAL</b>	<b><math>\delta^2\text{H} = -0,3h - 104</math></b>	<b>0,509</b>	<b>14</b>	<b>0,1</b>
	<b><math>\delta^{18}\text{O} = -0,1h - 14</math></b>	<b>0,715</b>	<b>14</b>	<b>0,01</b>
	<b><math>d = 0,4h + 8</math></b>	<b>0,735</b>	<b>14</b>	<b>0,01</b>

**Tabla 5.32.** Ecuaciones de regresión inversa, entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y el exceso en deuterio) y la humedad relativa del aire ( $h$ ). Como hasta ahora, la composición isotópica está en unidades  $\delta$  ‰ frente al patrón V-SMOW; la humedad relativa del aire está en %.

SERIES DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN INVERSA	R <sup>2</sup>	N	SIGNIFICANCIA
<b>12-9-02</b>	$\delta^2 H = \frac{970}{h} - 141$	0,493	8	-
	$\delta^{18} O = \frac{201}{h} - 23$	0,556	8	-
	$d = -\frac{641}{h} + 40$	0,446	8	-
<b>29-10-02</b>	$\delta^2 H = \frac{1583}{h} - 148$	0,310	6	-
	$\delta^{18} O = \frac{581}{h} - 29$	0,574	6	-
	$d = -\frac{2862}{h} + 77$	0,599	6	-
<b>TOTAL</b>	$\delta^2 H = \frac{742}{h} - 135$	<b>0,551</b>	<b>14</b>	<b>0,05</b>
	$\delta^{18} O = \frac{201}{h} - 23$	<b>0,726</b>	<b>14</b>	<b>0,01</b>
	$d = -\frac{849}{h} + 45$	<b>0,714</b>	<b>14</b>	<b>0,01</b>



**Fig. 5.84 y 5.85.**  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  frente a la temperatura del aire, respectivamente. Los círculos verdes representan los datos recogidos el día 12-9-02, los cuadrados son los pertenecientes al 29-10-02. La línea de tendencia de color azul son aquellas calculadas a partir de todos los datos.



**Fig. 5.86.** Exceso en deuterio frente a la temperatura del aire, respectivamente. Los círculos verdes representan los datos recogidos el día 12-9-02, los cuadrados son los pertenecientes al 29-10-02. Las líneas de tendencia de color azul son aquellas calculadas a partir de todos los datos.

**Tabla 5.33.** Valores máximos, mínimos y medios de la temperatura del aire ( $T$ , ° C) para cada una de las series de muestreo. N representa el número de muestras de vapor de agua atmosférico.

SERIE DE MUESTREO	$T$ (° C) máx.	$T$ (° C) mín.	$T$ (° C) media	N
12-9-02	24,0	13,0	19,6	8
29-10-02	16,0	9,0	12,3	6
<b>TOTAL</b>	<b>24,0</b>	<b>9,0</b>	<b>16,5</b>	<b>14</b>

**Tabla 5.34.** Ecuaciones de regresión lineal, entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y el exceso en deuterio) frente a la temperatura del aire ( $t$ ). Como hasta ahora, la composición isotópica se dan en unidades  $\delta$  ‰ frente al patrón V-SMOW; la temperatura del aire está en ° C.

SERIES DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
12-9-02	$\delta^2\text{H} = 1,3t - 146$	0,424	8	-
	$\delta^{18}\text{O} = 0,2t - 22$	0,398	8	-
	$d = -0,6t + 36$	0,223	8	-
29-10-02	-	-	6	-
	-	-	6	-
	-	-	6	-
TOTAL	$\delta^2\text{H} = 0,9t - 134$	<b>0,467</b>	<b>14</b>	<b>0,1</b>
	$\delta^{18}\text{O} = 0,2t - 15$	<b>0,582</b>	<b>14</b>	<b>0,05</b>
	$d = -0,9t - 43$	<b>0,545</b>	<b>14</b>	<b>0,05</b>

**Tabla 5.35.** Ecuaciones de tendencia lineal, entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y el exceso en deuterio) frente a la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura del aire ( $t$ ).

SERIES DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL	R <sup>2</sup>	N	SIGNIFICANCIA
12-9-02	$\delta^2\text{H} = -0,6h - 0,2t - 89$	0,476	8	-
	$\delta^{18}\text{O} = -0,2h - 0,3t - 3$	0,572	8	-
	$d = 1,1h + 2,2t - 68$	0,625	8	-
29-10-02	$\delta^2\text{H} = -0,4h + 0,5t - 100$	0,481	6	-
	$\delta^{18}\text{O} = -0,2h + 0,1t - 11$	0,697	6	-
	$d = 0,7h - 0,4t - 10$	0,697	6	-
TOTAL	$\delta^2\text{H} = -0,2h + 0,2t - 111$	<b>0,516</b>	<b>14</b>	<b>0,1</b>
	$\delta^{18}\text{O} = -0,1h - 0,0t - 14$	<b>0,715</b>	<b>14</b>	<b>0,01</b>
	$d = 0,5h + 0,3t - 2$	<b>0,746</b>	<b>14</b>	<b>0,01</b>

### **V.1.3. Las vertientes del Puerto de la Ragua (estribación Este de Sierra Nevada).**

En este apartado se presentan los resultados de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y exceso en deuterio,  $d$ ), obtenidos en las dos vertientes del Puerto de la Ragua (vertientes Norte y Sur), situadas en la estribación Este de la cordillera de Sierra Nevada. La vertiente Norte, entre los 1.200 m s.n.m. en La Calahorra (Marquesado del Zenete) hasta los 2.000 m s.n.m. del Puerto de la Ragua y la Sur hasta los 1.000 m s.n.m. pertenecientes a la localidad de Laroles. La campaña se ha situado dentro de las provincias de Granada y Almería.

Siguiendo la sistemática que se ha aplicado en anteriores capítulos, los valores isotópicos se van a relacionar con distintos parámetros, como la altitud y la humedad relativa del aire.

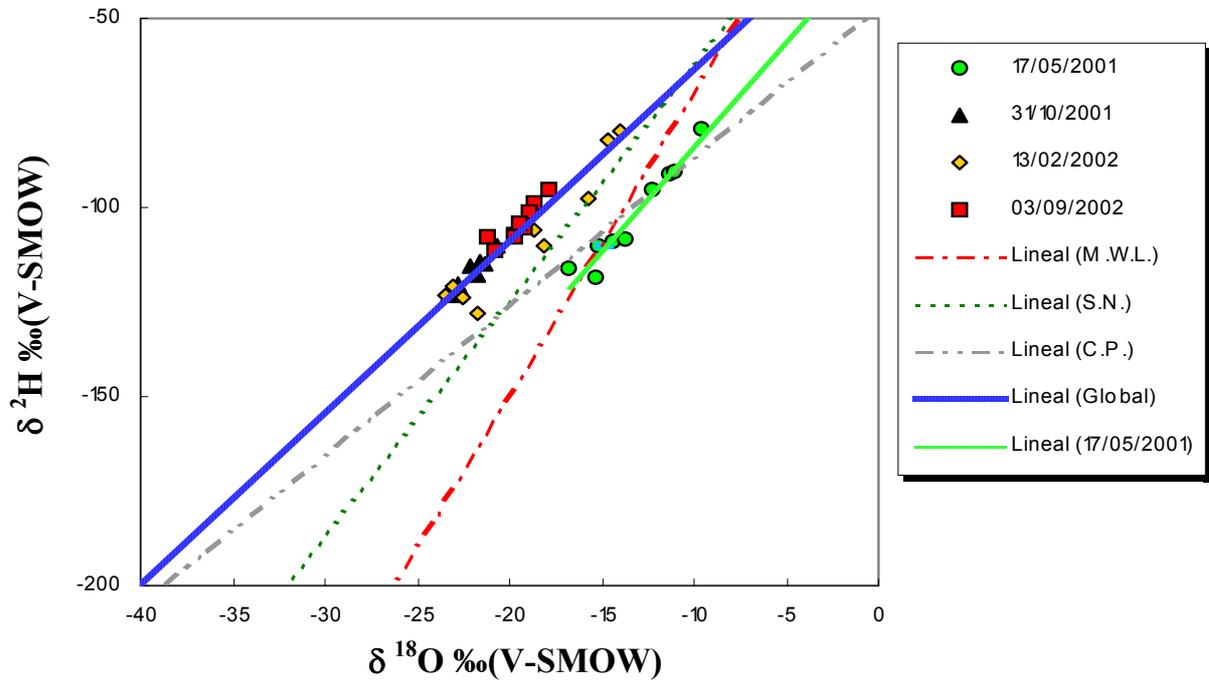
Los resultados de las relaciones se exponen mediante tablas (desde la 5.36 hasta la 5.39), y gráficos (figuras desde la 5.87 hasta la 5.93), los datos se muestran en el Apéndice I.

**Tabla 5.36.** Valores máximos, mínimos y medios de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  (‰ V-SMOW) del vapor de agua atmosférico. N representa el número de datos para cada una de las especies isotópicas.

<b>DÍAS DEL MUESTREO</b>	$\delta^{18}\text{O}$ mín.	$\delta^{18}\text{O}$ máx.	$\delta^2\text{H}$ mín.	$\delta^2\text{H}$ máx.	$\delta^{18}\text{O}$ media	$\delta^2\text{H}$ media	$\delta^{18}\text{O}$ N	$\delta^2\text{H}$ N	$\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ N
<b>17-5-01</b>	-16,8	-9,7	-119	-80	-13,3	-102	9	9	9
<b>31-10-01</b>	-23,3	-20,7	-123	-110	-22,1	-118	9	9	9
<b>13-2-02</b>	-23,5	-14,1	-128	-80	-19,1	-108	9	9	9
<b>3-9-02</b>	-21,2	-17,9	-111	-95	-19,5	-104	10	10	10
<b>TOTAL</b>	<b>-23,5</b>	<b>-9,7</b>	<b>-128</b>	<b>-80</b>	<b>-18,5</b>	<b>-108</b>	<b>37</b>	<b>37</b>	<b>37</b>

**Tabla 5.37.** Valores máximos, mínimos y medios del exceso en deuterio (‰ V-SMOW) del vapor de agua atmosférico, calculados a partir de la fórmula:  $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964).

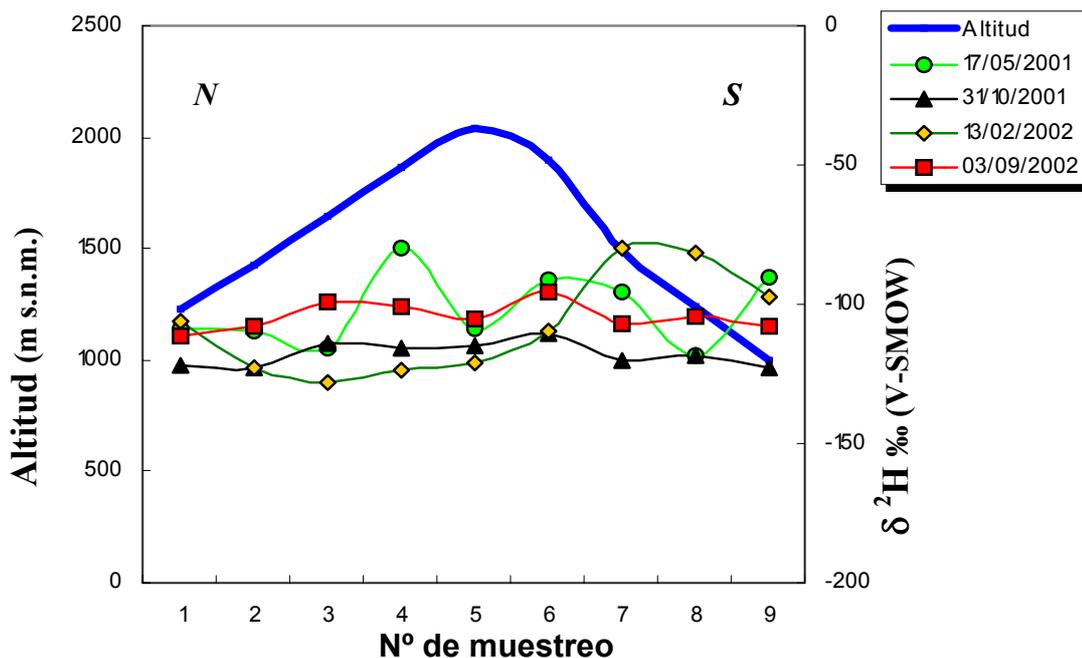
<b>DÍAS DEL MUESTREO</b>	<b>“d” máx.</b>	<b>“d” mín.</b>	<b>“d” media total</b>	<b>N</b>
<b>17-5-01</b>	18	-2	4	9
<b>31-10-01</b>	64	56	59	9
<b>13-2-02</b>	65	28	45	9
<b>3-9-02</b>	62	48	52	10
<b>TOTAL</b>	<b>65</b>	<b>-2</b>	<b>40</b>	<b>37</b>



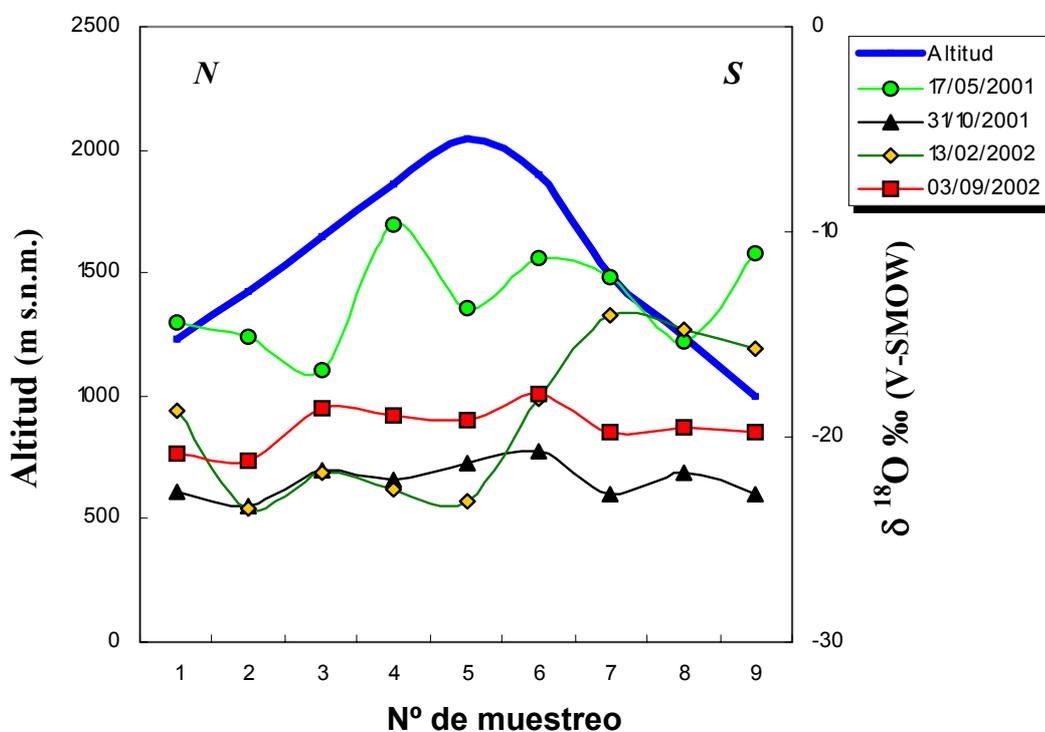
**Fig. 5.87.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno de las muestras de vapor de agua atmosférico. Como reza en la leyenda están, en el siguiente orden, las líneas de tendencia: (M.W.L.) Meteoric Water Line; la perteneciente a la vertiente Noroeste de Sierra Nevada (S.N.); vertiente Suroeste de Sierra Nevada, Capileira-Sierra Nevada (C.P.); la propia de este muestreo, excluyendo las muestras del día 17-5-01 (Global); y por último la línea que correlaciona las muestras de este último día (17-5-01).

**Tabla 5.38.** Ecuaciones de correlación lineal de  $\delta^2\text{H}$  frente al  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua atmosférico para cada uno de las series diarias de muestreo. En la ecuación “total” no se han incluido las series pertenecientes al 16-5-01 ni el 13-9-02. Se recoge  $R^2$  y N, este último representa el número de valores que se ha tenido en cuenta en la ecuación (en esta campaña, gracias a la suficiente cantidad de vapor de agua condensada, todas las muestras de vapor se han podido analizar su composición isotópica tanto de hidrógeno como de oxígeno).

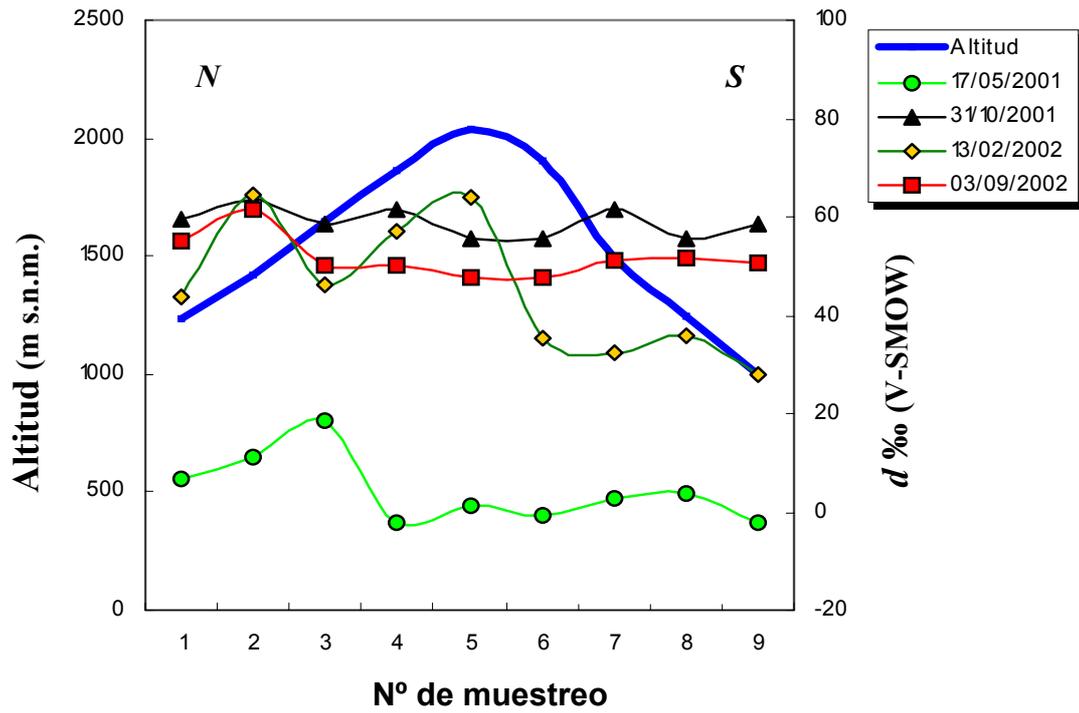
SERIES DE MUESTREO	ECUACIÓN DE CORRELACIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
<b>17-5-01</b>	$\delta^2\text{H} = 5,5\delta^{18}\text{O} - 29$	0,938	9	0,001
<b>31-10-01</b>	$\delta^2\text{H} = 5,1\delta^{18}\text{O} - 6$	0,879	9	0,001
<b>13-2-02</b>	$\delta^2\text{H} = 4,6\delta^{18}\text{O} - 19$	0,909	9	0,001
<b>3-9-02</b>	$\delta^2\text{H} = 4,8\delta^{18}\text{O} - 11$	0,754	10	0,01
<b>TOTAL</b>	<b><math>\delta^2\text{H} = 4,5\delta^{18}\text{O} - 18</math></b>	<b>0,880</b>	<b>37</b>	<b>0,001</b>



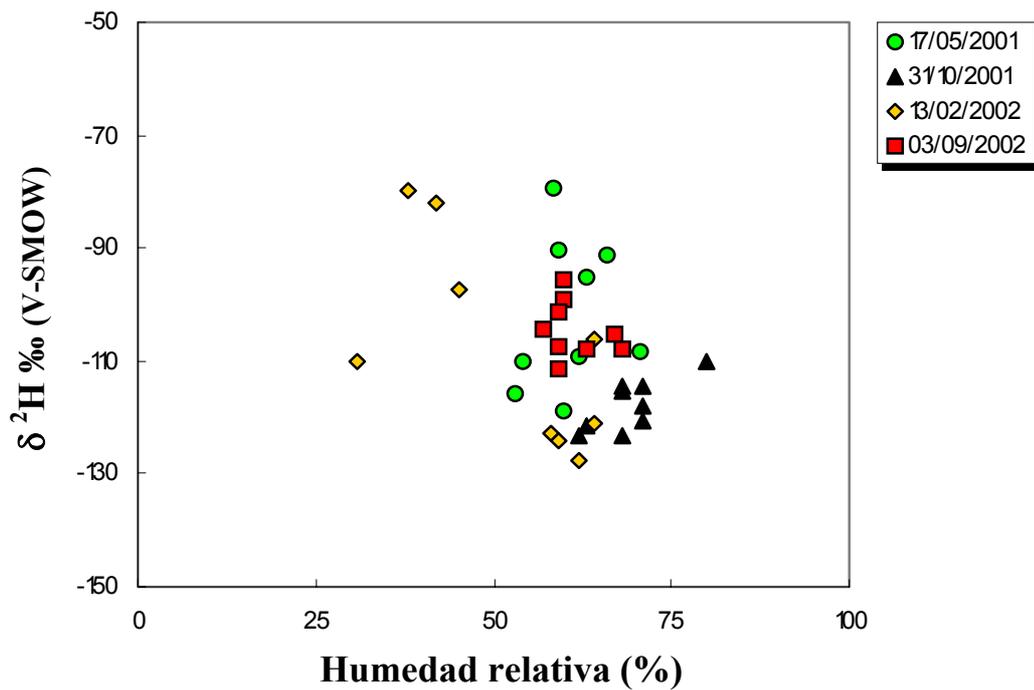
**Fig. 5.88.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la altitud. También está representada la topografía en línea más gruesa y color azul, las muestras tienen las formas y colores según el día en el que se realizó el muestreo, como reza en la leyenda.



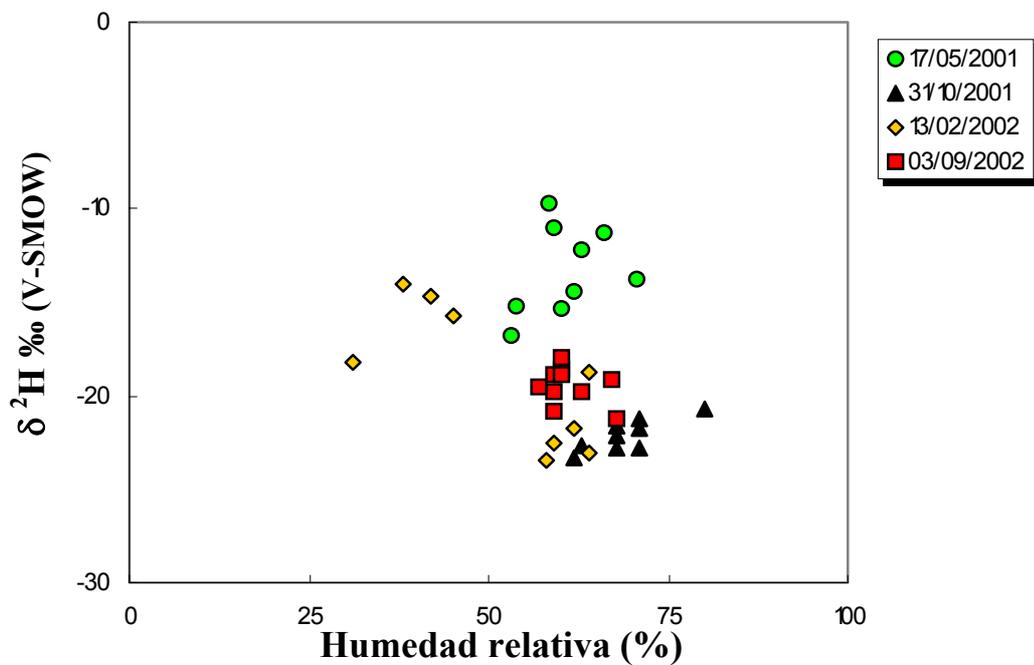
**Fig. 5.89.** Composición isotópica del oxígeno frente a la altitud. También está representada la topografía en línea más gruesa y color azul, las muestras tienen las formas y colores según el día en el que se realizó el muestreo, como reza en la leyenda.



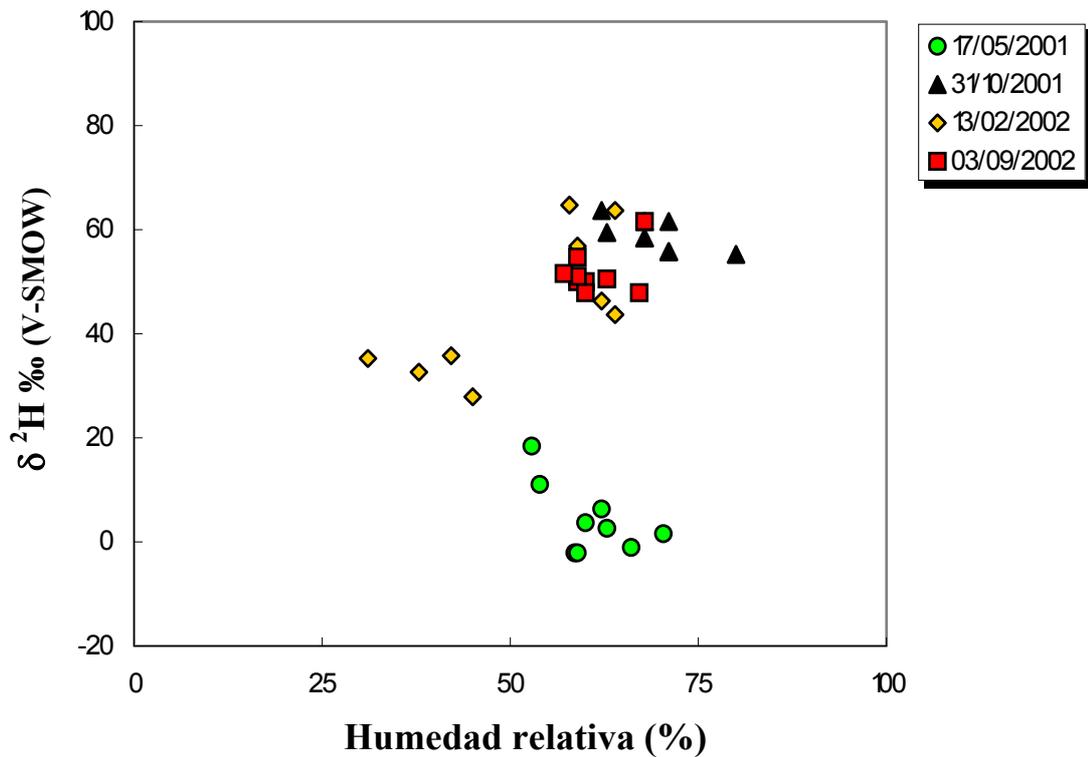
**Fig. 5.90.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la altitud. También está representada la topografía en línea más gruesa y color azul, las muestras tienen las formas y colores según el día en el que se realizó el muestreo, como reza en la leyenda.



**Fig. 5.91.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa del aire. Las muestras están representadas según el día en el que se realizó el muestreo, como reza en la leyenda.



**Fig. 5.92.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa del aire. Las muestras están representadas según el día en el que se realizó el muestreo, como reza en la leyenda.



**Fig. 5.93.** Composición isotópica del exceso en deuterio frente a la humedad relativa del aire. Las muestras están representadas según el día en el que se realizó el muestreo, como reza en la leyenda.

**Tabla 5.39.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa del aire ( $h$  %) para cada una de las series de muestreo de la campaña de muestreo "Puerto de la Ragua".  $N$  representa el número de muestras de vapor de agua atmosférico, en las cuales se ha medido la humedad relativa.

SERIE DE MUESTREO	$h$ (%) máx.	$h$ (%) mín.	$h$ (%) media	N
17-5-01	71	53	61	9
31-10-01	80	62	69	9
13-2-02	64	31	51	9
3-9-02	68	57	61	10
<b>TOTAL</b>	<b>80</b>	<b>31</b>	<b>61</b>	<b>37</b>

## **DISCUSIÓN VAPOR CON LA ALTITUD**

---

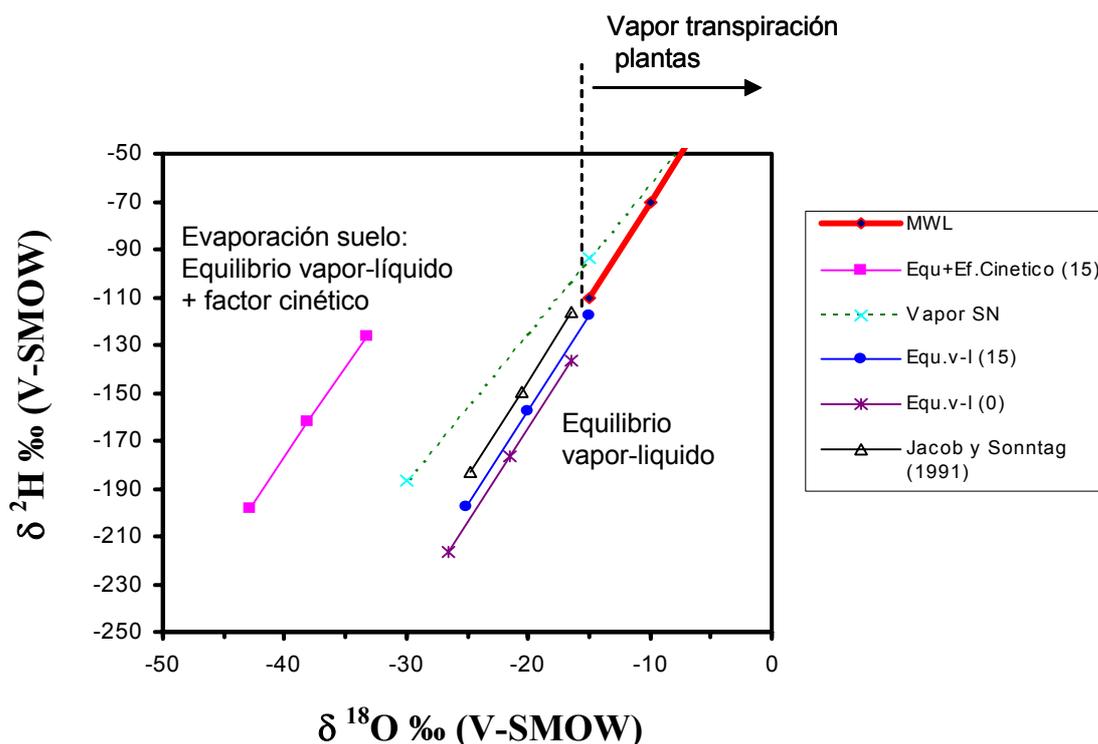
---

**Pág.: 218-243**

#### V.1.4. DISCUSIÓN.

##### *$\delta^2H$ vs. $\delta^{18}O$ en el vapor de agua atmosférico.*

Los valores isotópicos del vapor de agua en la vertiente Norte de Sierra Nevada se sitúan a la izquierda de la línea de las aguas meteóricas (MWL). En general, las muestras se alinean a lo largo de una recta ( $\delta^2H = 6,21\delta^{18}O - 0,7$ ) que tiende a separarse de la MWL ( $\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10$ ) a medida que los valores son más negativos (ver figuras 5.1/5.10). La relación que existe entre la composición isotópica del hidrógeno y del oxígeno en el agua ha sido estudiada por Craig (1961), Craig y Gordon (1965), Steward (1975), Gedzelman (1988), Federer et al., (1982), Jacob y Sonntag (1991), Gedzelman y Arnold (1994), etc. Estos autores, como ya se ha explicado más ampliamente en el capítulo II, encuentran que las razones isotópicas de ambos elementos ( $^2H/^1H$  y  $^{18}O/^{16}O$ ) siguen tendencias similares debido a que los procesos físicos que dan lugar a un fraccionamiento isotópico (evaporación y condensación, fundamentalmente) afectan de forma paralela a cada una de las especies isotópicas ligeras o pesadas (Craig, 1961). Consecuentemente, también la composición isotópica del vapor de agua a nivel del suelo debería ser próxima al agua de precipitación, en los casos en los que la fuente predominante del vapor atmosférico proceda de la transpiración de las plantas (Flanagan et al., 1991; Yopez et al., 2003), o algo más distanciada en una posición hacia la izquierda de la MWL cuando el vapor de agua procede fundamentalmente de la evaporación del agua del suelo (Craig y Gordon, 1965; Gat, 1996). Estos últimos valores, además, se caracterizan por ser muy negativos en  $\delta^{18}O$ . Por el contrario, el vapor de agua que se equilibre con el agua de lluvia durante la precipitación tendría valores más negativos tanto en  $\delta^{18}O$  como en  $\delta^2H$  que, no obstante, se situarían próximos a la MWL (Gat, 1996; Jacob y Sonntag, 1991). Obsérvense en las figuras 5.1 y 5.94 como la mayor parte de las muestras de vapor de agua en el trayecto Granada-Sierra Nevada se sitúan entre los valores teóricos de cada uno de estos procesos (Fig. 5.94).



**Fig. 5.94** Posibles fuentes y/o procesos que dan lugar al vapor de agua atmosférico. El agua de precipitación en la zona de estudio tiene valores  $\delta^{18}\text{O}$ , en general, más negativos de  $-15\text{‰}$  (V-SMOW) y se adapta relativamente bien a la línea de las aguas meteóricas de Craig (MWL). La composición isotópica del vapor de agua procedente de la transpiración de las plantas tendría valores próximos a la MWL y, por tanto, valores  $\delta^{18}\text{O}$  más altos de  $-15\text{‰}$  (V-SMOW). También se ha repensado la composición isotópica del vapor de agua equilibrado con el agua de precipitación ( $-5/-30$ ,  $-10/-70$ ,  $-15/-110$ ; pares  $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ ) usando el factor de fraccionamiento vapor-líquido para temperaturas de  $0^\circ$  y  $15^\circ\text{C}$  (Majoube, 1971). Junto a estas líneas aparecen calculados estos mismos puntos (triángulos huecos) usando las ecuaciones de Jacob y Sonntag (1991) que relaciona el vapor de agua atmosférico con el agua de precipitación en Heidelberg (datos experimentales durante los años 1981 a 1988). Un tercer proceso, la evaporación de aguas superficiales, daría lugar a valores mucho más negativos en  $\delta^{18}\text{O}$  y que se situarían a la izquierda de la MWL (Gat, 1996; Moreira et al., 1997). Los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico se alinean a lo largo de la recta ( $\delta^2\text{H} = 6,21\delta^{18}\text{O} - 0,7$ ), representada en trazo discontinuo en color verde.

Únicamente las series diarias 16-5-01 y 13-9-02 están muy próximas o incluso a la derecha de la MWL (figs. 5.7, 5.10). Estos valores podrían explicarse por un predominio de vapor de agua procedente de la transpiración de las plantas o de un equilibrio con agua de precipitación, más que de la evaporación del agua presente en el suelo (Craig y Gordon, 1965; Flanagan et al., 1991; Gat, 1996). En cualquier caso, los valores del 16-5-01 se alinean a lo largo de la típica línea de aguas superficiales (es decir, en estado líquido) que han sufrido evaporación ( $\delta^2\text{H} = 4,7\delta^{18}\text{O} - 52$ ) (Yurtsever y Gat, 1981).

Consecuentemente, el proceso de transpiración de las plantas o de equilibrio isotópico con agua de lluvia se produjo sobre aguas ya muy evaporadas. Su valor relativamente alto de exceso en deuterio “d” estaría de acuerdo con este último proceso (Yurtsever y Gat, 1981; Jacob y Sonntag, 1991). No sería este el caso de las muestras tomadas el 13-9-02 (fig. 5.1 y 5.10) que se alinean perfectamente a lo largo de la MWL y que, a priori, podrían ser más consecuentes con procesos de transpiración más que de una evaporación directa del agua presente en el suelo. Sin embargo, la mayor parte de las muestras presentan valores  $\delta^{18}\text{O}$  más negativos de -15‰ (V-SMOW), lo cual es incompatible con los valores típicos de aguas superficiales (incluso de la precipitación en forma de nieve de Sierra Nevada). Por tanto, su origen debe de relacionarse con vapor de agua que se ha equilibrado con el agua de precipitación (sin que esta sufriera procesos de evaporación) (Jacob y Sonntag, 1991). Esto es consecuente si tenemos en cuenta que 6 días antes se había producido una precipitación, aunque merece la pena decir que el día en que se recogió el vapor de agua existía una relativa estabilidad atmosférica, como se puede comprobar si se comparan las fotografías vía satélite de ese mismo día (fig. 5.96). Además, todos los datos que se tomaron ese día estaban por encima de la cota de vegetación, por lo tanto no tenemos una transpiración de la masa vegetal que nos determine la composición del vapor de agua. Consecuentemente, al ser ésta la primera precipitación desde el deshielo (primavera anterior) la fuente y el mecanismo que explican la composición isotópica del vapor de agua atmosférico debe proceder y estar en equilibrio con el agua de esa precipitación.

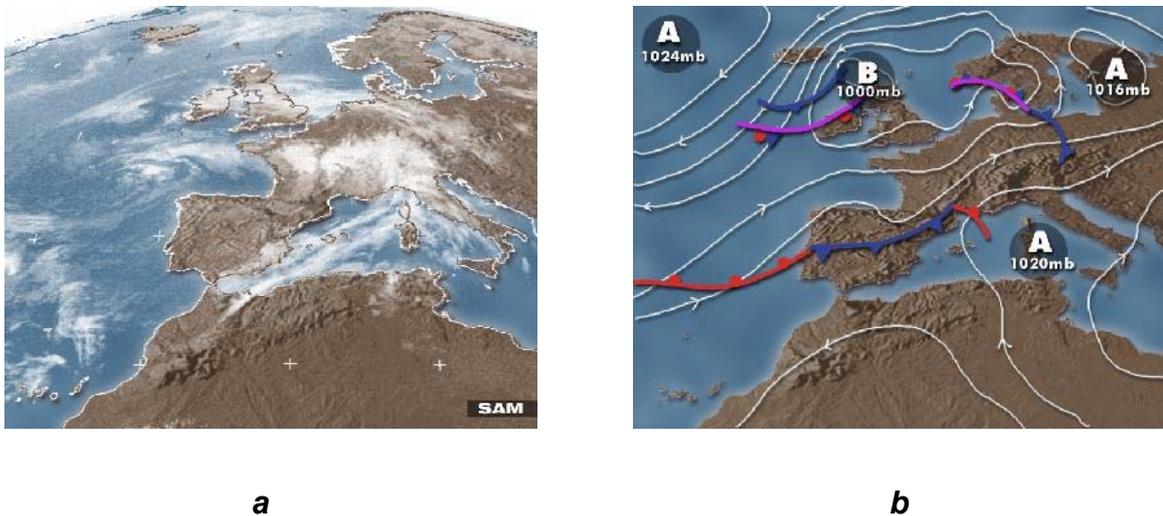
Como se ha mencionado anteriormente, si se excluyen estos dos días, influenciados por procesos de precipitación (Fig. 5.1), el resto de las muestras presentan una correlación altamente significativa (0,001;  $R^2=0,915$ ) entre los valores isotópicos  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  lo que permite modelizar el comportamiento de ambos parámetros ( $\delta^2\text{H}_{\text{vap.}} = 6,21\delta^{18}\text{O}_{\text{vap.}} - 0,7$ ) en climas tan poco regulares como es el caso del sureste de la Península Ibérica. Por otra parte, el área estudiada comprende zonas localizadas a diferentes altitudes (algunas

superiores a los 2.000 m). Esta curva se caracteriza por presentar pendientes y excesos en deuterio “d” más bajos que aquellas de climas más húmedos, como es el caso de Heidelberg ( $\delta^2\text{H}_{\text{vap.}} = 7,71\delta^{18}\text{O}_{\text{vap.}} + 6$ ; Jacob y Sonntag, 1991). Sin embargo, mientras que en Heidelberg el valor medio del exceso en deuterio “d” es de 11,44 ‰ en Sierra Nevada este mismo parámetro es mucho más alto con valores comprendidos entre 31 y 44‰. Estos valores mucho más positivos se explican por el efecto cinético que empobrece relativamente mucho más en  $\delta^{18}\text{O}$  que en  $\delta^2\text{H}$  y que acompaña al fraccionamiento vapor-líquido en los procesos de evaporación del agua del suelo (ver fig. 5.94). Así pues, una recta más próxima a la MWL cuando los valores en  $\delta^{18}\text{O}$  son más altos, y más alejada a medida que los valores son más negativos podría explicarse por una mayor influencia de la transpiración de las plantas (típica de las cotas más bajas) y un predominio de los procesos de evaporación de aguas superficiales cuando nos encontramos a cotas más altas.

En cualquier caso, incluso en las series diarias mencionadas anteriormente que se apartan de la tendencia general, la correlación es relativamente buena (tabla 5.3) lo que resulta indicativo del interés de esta técnica a la hora de comprender y modelizar el comportamiento de las masas de humedad en un determinado ambiente.

No se ha tenido en consideración, aunque resulta interesante resaltar, que parte de las muestras de la serie del 16-5-01 pudieron estar afectadas por los procesos de deshielo ya que, en Sierra Nevada, las nieves de años anteriores, cuando persisten, quedan restringidas a unos pocos ventisqueros en los que queda resguardada la nieve durante el verano. Por lo tanto, a mitades de Mayo el vapor de agua, en su mayor parte, pudo proceder de la evaporación/sublimación de agua o nieve que habían estado sujeta a importantes procesos de evaporación, con los consiguientes fraccionamientos isotópicos. De hecho, los datos del exceso en deuterio (tabla 5.2) relativamente bajos (o incluso negativos  $d_{16-5-01}=-5,4$  y  $d_{\text{Global}}=32$ ) indican que la fuente de agua había sufrido importantes procesos de evaporación (Craig, 1961;

Dansgaards, 1964). Es decir, estaríamos implicando también procesos de sublimación que no implicarían un efecto cinético ya que afectaría a la evaporación total de unidades infinitesimales de la superficie del hielo. No obstante, el día anterior al muestreo se produjo cierta inestabilidad climática (ver imágenes vía satélite en fig. 5.95) que pudo llegar a producir algún tipo de perturbación en el vapor de agua atmosférico (equilibrios vapor de agua de precipitación, como ya se ha mencionado anteriormente).

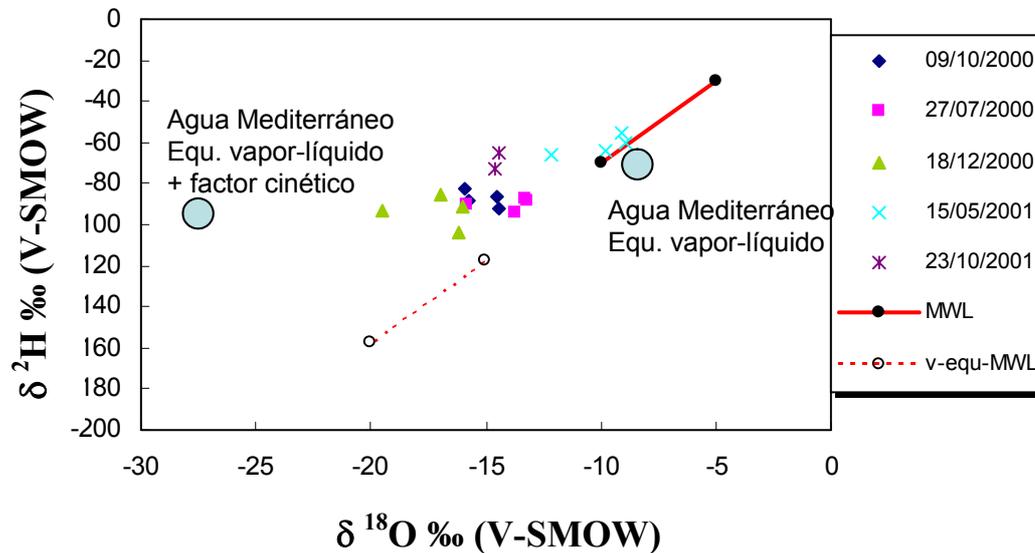


**Fig. 5.95.** Imágenes de la región donde: 5.95.a corresponde a la imagen vía satélite correspondiente al día 15-5-01 y la figura 5.95.b representa las condiciones isobáricas de ese mismo día (SAM).



**Fig. 5.96.** En las figuras a y b están representadas las imágenes vía satélite y de las condiciones isobáricas del día 13-9-02 (SAM).

Las muestras pertenecientes al muestreo Motril-Granada (fig. 5.11 a 5.16 y tabla 5.6), no presentan una buena correlación entre los valores  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  ( $R^2=0,546$ ). Esto se debe, por una parte, a que las muestras recogidas en las cercanías del mar están sujetas a un doble proceso: a) equilibrios vapor de agua-agua marina y b) evaporación + efectos cinéticos. Algunas muestras, por ejemplo las del 15-5-01, presentan valores  $\delta^{18}\text{O}$  ( $-9,8\text{‰}$ ) próximos a los valores teóricos de vapor en equilibrio con agua del Mediterráneo a temperaturas comprendidas entre los  $20^\circ\text{C}$  ( $\delta^{18}\text{O}_v = -8,5$ ) y  $25^\circ\text{C}$  ( $\delta^{18}\text{O}_v = -8,0$ ). Aunque también se aproximan al típico vapor de agua procedente de transpiración a partir de las plantas. El otro polo, lo constituye el agua evaporada del mar (efecto de fraccionamiento isotópico más efectos cinéticos) de valores  $\delta^{18}\text{O}$  próximos a  $-27\text{‰}$  (V-SMOW) (ver figura 5.97). Por otra parte, no podemos descartar, es más, deber tener una contribución importante, el vapor de agua procedente del continente que suele ser mucho más negativo. A parte de esto, no se puede obviar la contaminación que ejercen los riegos, sobre todo en las zonas costeras, que utilizan aguas meteóricas procedentes de mayores altitudes.



**Fig. 5.97.** Muestras tomadas en la zona costera. Sólo se han representado las comprendidas entre los 0 y los 25 m. También se ha reprensado la composición isotópica del vapor de agua equilibrado con el agua de precipitación (MWL= -5/-30, -10/-70; pares  $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ ) usando el factor de fraccionamiento vapor-liquido para temperaturas de 15°C (Majoube, 1971). Un tercer proceso, la evaporación de aguas superficiales, daría lugar a valores mucho más negativos en  $\delta^{18}\text{O}$  (Gat, 1996; Moreira et al., 1997). Los círculos en azul representan el campo del vapor de agua en equilibrio con agua del Mediterráneo (derecha) o este mismo proceso más un efecto cinético debido a la evaporación (izquierda).

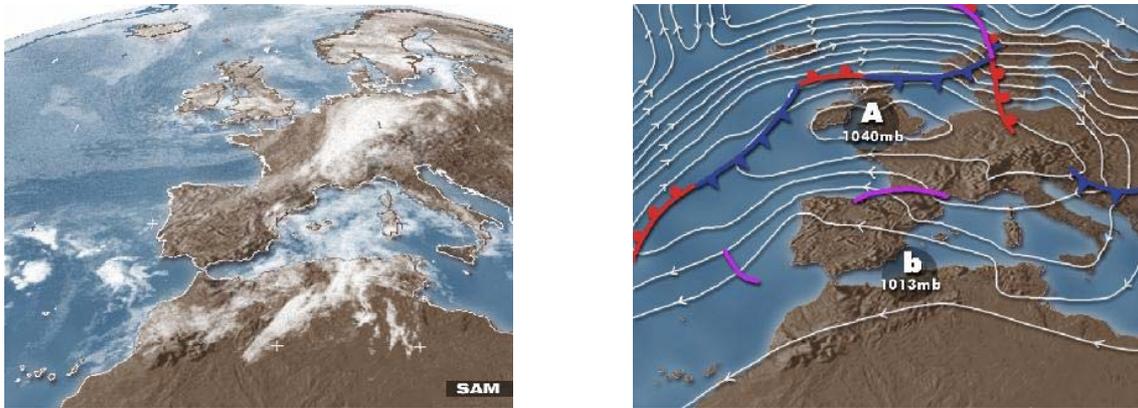
En cualquier caso, se puede observar en la figura 5.11 como todas las muestras se sitúan a la derecha de la M.W.L. lo que implica procesos cinéticos en mayor o menor grado (Gat, 1996).

La relación existente entre la composición isotópica del hidrógeno y del oxígeno en la vertiente Suroeste (Capileira-Sierra Nevada) sigue la ecuación:  $\delta^2\text{H} = 3,4\delta^{18}\text{O} - 47$  ( $R^2=0,876$ ) (tabla 5.29). Todos los datos se sitúan a la derecha de la MWL (fig. 5.77), lo cual indica que, al igual que las muestras de la vertiente Noroeste (Granada-Sierra Nevada), el vapor procede en gran medida de la evaporación del agua del suelo. Los valores relativamente altos en “d” apoyarían esta hipótesis. Es interesante resaltar que al muestreo del día 13-9-02 (Granada-Sierra Nevada) le siguió al día siguiente (12-9-02) otro en el tramo Capileira-Sierra Nevada, ambos grupos de muestras están

caracterizados por su proximidad a la MWL. Por lo que la lluvia acaecida el día 7-9-02 debió de tener también alguna influencia en la ladera sur de Sierra Nevada.

La composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en las muestras de vapor de agua atmosférico en las dos vertientes del Puerto de la Ragua se ajustan relativamente bien a la ecuación:  $\delta^2\text{H} = 4,5\delta^{18}\text{O} - 18$  con  $R^2 = 0,880$  (tabla 5.38). Para el cálculo de esta ecuación no se han incluido los valores correspondientes a la serie del 17-5-01. En realidad tiene una tendencia muy parecida a los que pertenecían al día 16-5-01 (Granada-Sierra Nevada), que también fueron excluidos de la recta correspondiente, teniendo ambos un contenido muy bajo en exceso en deuterio (tabla 5.38). Como se ha mencionado anteriormente estos valores están relacionados con vapor de agua originado mediante procesos de transpiración de las plantas o por un equilibrio isotópico con el agua de precipitación. Aunque los valores medios de exceso en deuterio para este día en el Puerto de la Ragua ( $d_{(17-5-01)} = 4\text{‰}$ ) son superiores a los del tramo Granada-Sierra Nevada ( $d_{(16-5-01)} = -5\text{‰}$ ; tabla 5.2), ambos son relativamente bajos y próximos a las aguas de precipitación.

También la existencia de una inestabilidad atmosférica de la zona en estos días, podía provocar un enriquecimiento isotópico del vapor de agua atmosférico por el equilibrio de este con las nubes. Aunque la inestabilidad atmosférica y la presencia de nubes había disminuido con respecto al día anterior (fig. 5.98). De hecho, en la figura 5.87 se observa perfectamente como en las series de los días 31-10-01, 13-2-02 y el 3-09-02, donde no existe esta influencia de lluvias recientes, los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico están muy alejados hacia la izquierda de la MWL, lo cual es compatible con el fraccionamiento cinético ligado a los procesos de evaporación del agua del suelo. El empobrecimiento especialmente en  $^{18}\text{O}$  y los importantes valores de exceso en deuterio “d”, ver figura 5.90, apoyan esta hipótesis (Jacob y Sonntag, 1991; Gat, 1996; Yepez et al., 2003).

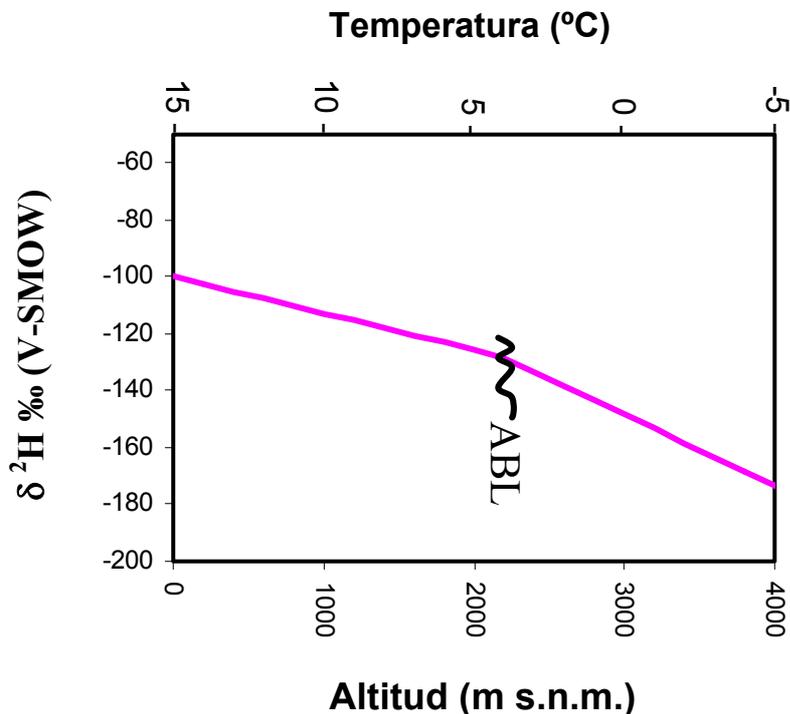


**Fig. 5.98.** En las figuras a y b están representadas las imágenes vía satélite y de las condiciones isobáricas del día 16-5-01 (SAM).

***Gradientes isotópicos con la altitud.***

Los isótopos pesados condensan más rápidamente por su menor presión de vapor, de modo que la cantidad de deuterio y  $^{18}\text{O}$  en el vapor remanente decrece paulatinamente conforme aumenta la altura (Dansgaard, 1953; Ehhat, 1974; Taylor, 1984; He and Smith, 1999). Este mecanismo explica el fraccionamiento de los isótopos pesados durante la condensación cuando el aire saturado asciende. Este proceso básico se complica por un número de factores físicos y meteorológicos, ya que las variaciones verticales y temporales de los valores isotópicos del vapor dependen de la historia de las masas de aire, condensaciones sucesivas del vapor de agua, intercambio isotópico del vapor y las gotas de agua condensadas en la nube, y gotas de lluvia (Dansgaard, 1954, 1964, Miyake et al, 1968 y Rozanski y Sonntag, 1982).

Los perfiles de variación del vapor de agua con la altitud son muy escasos (Ehhat, 1974; Taylor, 1984; He y Smith, 1999). Normalmente, estos estudios se han realizado mediante el uso de aviones. En general, para el caso del hidrógeno se aceptan valores de disminución  $dD/dz = 3.9 \text{ ppb m}^{-1}$  para altitudes superiores a la capa límite planetaria (ABL: Atmospheric Boundary Layer) y de  $dD/dz = 2.2 \text{ ppb m}^{-1}$  dentro de la ABL que en general se suele situar entre los 0 m y 2.200 m sobre el nivel del suelo (Ehhat, 1974). Aunque este parámetro es variable y en realidad la ALB suele corresponder con la zona de régimen turbulento. En la figura 5.99 se ha representado la tendencia teórica de la composición isotópica del hidrógeno en relación con la altitud. Sin embargo, esta aproximación no termina de ser exacta. En nuestro caso, todas las muestras se han tomado a nivel superficial aunque en zonas situadas a diferentes altitudes. Por una parte, se sabe que la composición isotópica del agua de precipitación disminuye con la altitud, por otra parte el fraccionamiento isotópico aumenta con la disminución de temperatura, luego la evaporación de agua situada a mayor altitud implica mayores diferencias con el agua líquida. Es decir, vapor atmosférico más negativo.



**Fig. 5.99.** Trayectorias de los valores  $\delta^2\text{H}$  con la altitud. Se ha considerado temperaturas superficiales de  $15^\circ\text{C}$  y típicos gradientes de disminución con la altura en una atmósfera en modo húmedo ( $dt/dz = 5^\circ\text{C}/\text{km}$ ). Se han usado los gradientes dados por Ehhart (1974) tanto para la capa límite planetaria (ABL) como para alturas superiores a los 2.200 sobre el nivel del suelo y se ha partido de un vapor de agua con valor  $\delta^2\text{H} = -100\text{‰}$  (V-SMOW).

En la campaña Motril-Sierra Nevada se cumple esta tendencia general, y a medida que la altitud es mayor la composición isotópica del vapor de agua atmosférico se va empobreciendo tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$ . Sin embargo, se llegan a distinguir tres gradientes diferenciados:

✚ Desde los 0 m hasta los 800 m s.n.m. (1<sup>er</sup> intervalo de altitud)<sup>23</sup>:

$$\Delta\delta^2\text{H} \approx -4/100\text{m}; \Delta\delta^{18}\text{O} \approx -0,5/100\text{m}$$

✚ Desde los 670 m hasta los 2.200 m s.n.m. (2<sup>o</sup> intervalo de altitud):

$$\Delta\delta^2\text{H} \approx -1/100\text{m}; \Delta\delta^{18}\text{O} \approx -0,2/100\text{m}$$

✚ Desde los 2.200 m hasta los 3.306 m s.n.m.(3<sup>er</sup> intervalo de altitud):

$$\Delta\delta^2\text{H} \approx -9/100\text{m}; \Delta\delta^{18}\text{O} \approx -1,3/100\text{m}$$

<sup>23</sup> Se incluye hasta los 800 m en el primer intervalo porque éste corresponde a un muestreo en días diferentes en los que se realizaron los de Sierra Nevada (sensu estricto). Además de que no están exactamente localizados en la misma vertiente (ladera del Veleta)

Estas tres tendencias (ver figs. 5.17 a 5.43 y tablas 5.7 a 5.16) se pueden explicar por separado:

La primera franja, de cotas más bajas, tiene un gradiente intermedio. En principio, este parámetro podría resultar anómalo ya que mayores temperaturas (cotas más bajas) suelen presentar pendientes menores y peores correlaciones con la temperatura e, indirectamente, con la altitud (Jacob y Sonntag, 1991). Esta variación se puede explicar, ya que la composición isotópica del vapor de agua atmosférico a nivel del suelo está determinada, en una primera aproximación, por el agua que existe en la superficie, ya sea porque procede de ella o porque se encuentra en un estado de equilibrio isotópico. Por lo tanto, el vapor de agua cercano a la costa va a estar más influenciado por el agua del mar, estando más enriquecido en isótopos pesados, que el más lejano a la costa más influenciado por las aguas meteóricas generalmente más negativas. Por tanto, se crea una regresión artificiosa generada por dos polos, que en nada está relacionada con el factor altitud y sí con la presencia de una importante masa de agua como es el Mediterráneo. De hecho, se ha encontrado una variación mucho más débil si contamos sólo los valores isotópicos del vapor desde los 250 m hasta los 800 m s.n.m., ya que a partir de los 250 m de altitud la influencia del mar no es tan importante (presencia de accidentes geográficos). La variación desde los 250 m hasta los 800 m s.n.m. es:

$$\Delta\delta^2H \approx -2/100m; \Delta\delta^{18}O \approx -0,2/100m$$

La segunda franja de altitud (desde los 670 m hasta los 2.200 m s.n.m.), presenta menor variación entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico y la altitud. De hecho, este gradiente es muy similar, e incluso más débil, al encontrado en el intervalo de altitud comprendido entre los 250 m y los 2.200 m s.n.m. En teoría, debería de encontrarse una gradación más pronunciada en la franja 670- 2.200 m, ya que esta se encuentra en una ladera a barlovento de los flujos generales de aire mucho más clara, en comparación

con la franja de Motril-Granada (fig. 4.3 y fig. 4.6). Por lo tanto, esta posición a barlovento haría que el agua de precipitación, que influirá en el vapor de agua, esté cada vez más empobrecida en isótopos pesados, debido a que el efecto altitud se hace mucho más patente.

Por otra parte, la masa vegetal, abundante hasta los 2.200 m de altitud produce un efecto tendente hacia valores más positivos en ambos isótopos (Gat, 1996; Yepez et al., 2003). Durante la transpiración de las plantas, no existe un fraccionamiento isotópico demasiado importante del agua que recogen las raíces. Aunque las hojas están enriquecidas en isótopos pesados ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ), el agua que pasa a través de ellas es muchísimo mayor, del orden de 10-50 veces, que la cantidad retenida dentro de estas (Zimmerman et al, 1967; Förstel, 1979; White, 1983; Moreira et al., 1997). Sólo cuando la cantidad de lluvia es importante (aguas más negativas debido al efecto cantidad), se produce una recarga eficaz del acuífero y del agua de la zona vadosa, que alimenta a las raíces de los árboles. Sin embargo, aun así constituye una fuente de vapor de agua menos negativa que la generada por evaporación del suelo o por equilibrio isotópico con el agua de precipitación (Jacob y Sonntag, 1991; Moreira et al., 1997; Yakir y Sternberg, 2000; Yepez et al., 2003). Únicamente, en épocas muy secas, junto a los valores relativamente positivos de las lluvias estivales, se puede considerar como una fuente relativamente negativa a la procedente de la evapotranspiración de la masa vegetal.

Otra causa que puede provocar anomalías del efecto altitud consiste en la acumulación en zonas más bajas de recargas ocurridas a mayores altitudes (más negativas en valores  $\delta$ ). Así, la evaporación de las aguas superficiales o la transpiración de las plantas parte de este agua “anómala para una determinada altitud”, lo que puede conducir a distorsiones de la tendencia general.

Una de las zonas con mayor masa vegetal, y con un mayor potencial de contribución de vapor de agua originado por transpiración, es el intervalo de altitud comprendido entre los 900 m y los 2.200 m s.n.m. Este área corresponde con la segunda franja de altitud donde se obtienen los gradientes más bajos. Consecuentemente, no resulta aventurado afirmar que la composición isotópica del vapor, relativamente homogeneizada frente a la altitud, se debe a que la masa vegetal ejerce un papel regulador del vapor de agua. Este pequeño “ciclo hidrológico” partiría de la absorción de las plantas por parte de las raíces, sin un fraccionamiento isotópico importante, de un agua que procedería no sólo del agua de precipitación de ese mismo lugar, sino también del agua que ha caído en los niveles superiores (tanto en forma líquida, como en forma sólida y después descongelada). Por lo tanto, la composición isotópica del agua recogida por las raíces, en un punto determinado, será la media del agua que ha precipitado en ese lugar concreto, más el agua que precipitó en niveles superiores, y por tanto más empobrecida en isótopos pesados ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ). Además, como ya es sabido, la masa vegetal crea una micro atmósfera a su alrededor, haciéndola más húmeda, y por tanto “reteniendo” este vapor de agua, provocando una homogeneización de la composición isotópica del vapor de toda esa zona. Así, es lógico encontrar en este tramo valores  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua atmosférico sin una excesiva gradación con la altitud, siempre y cuando exista una vegetación relativamente importante.

Todo esto es más válido para el intervalo de altitud 2º, ya que en el 1º existen características más complejas, como: una gradación en altura menor, una antropización del territorio mayor (existencia de pantanos y de riegos) y sobre todo la presencia de un gran reservorio de agua como es el mar Mediterráneo, dando en general una composición isotópica del vapor cerca del mar más enriquecida, tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$ , por la procedencia y equilibrio con el agua del mar (aunque sin llegar nunca al equilibrio isotópico, Craig y Gordon, 1965). En cualquier caso, gran cantidad de muestras presentan valores  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  próximos a la MWL lo que sería concordante con

una mayor presencia de vapor de agua procedente de la transpiración de las plantas.

En las cotas más altas se produce un cambio relativamente importante en la pendiente que relaciona altitud con composición isotópica del vapor de agua atmosférico y que no puede explicarse debido a un cambio similar en los valores del agua de precipitación. Esto podría explicarse, principalmente, por dos causas:

1.- La disminución drástica en la cantidad de biomasa vegetal que se produce en las zonas cubiertas por nieve durante gran parte del año. Lo que limitaría ostensiblemente la cantidad de vapor de agua procedente de la transpiración de las plantas (menos negativo) frente al procedente de la evaporación del suelo (más negativo, en especial en valores  $\delta^{18}\text{O}$ ) o del equilibrio isotópico con el agua de precipitación que es más negativo tanto en valores  $\delta^{18}\text{O}$  como en valores  $\delta^2\text{H}$ . La tendencia de la recta, que relaciona ambos isótopos en el vapor de agua, a separarse de la MWL a medida que los valores isotópicos son más negativos sustentaría esta hipótesis. Obviamente también es compatible con el cambio de pendiente que se observa con la altitud.

2.- La contaminación o la presencia de una zona de mezcla que permita la entrada hasta niveles superficiales de vapor de agua procedente de zonas de régimen laminar. Es decir, de vapor de agua procedente de zonas superiores a la Capa Límite Planetaria (llamada en la literatura anglosajona ABL: Atmospheric Boundary Layer) (ver figuras 5.99 y 5.100).

Esta segunda hipótesis está relacionada con la reducción de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, ya sea a niveles superficiales o en perfiles de atmósfera libre. Existe una relación entre ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) y la humedad específica (Q) y, por tanto, entre la composición isotópica, la humedad relativa y la temperatura (Taylor, 1974). Esto es debido a los ya mencionados procesos

de evaporación-condensación muy influenciados por estos parámetros. Así, la atmósfera va perdiendo capacidad de retener agua, por lo que condensará el agua sobrante y se empobrecerá el aire en  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  (Taylor, 1972; Ehhat, 1974; He y Smith, 1999). Para comprobar que este cambio en la pendiente no estaba relacionado con un cambio en la composición isotópica del agua de precipitación, se realizaron diferentes muestreos de nieve en la falda del Veleta (fig. 7.24 y 7.25). Se observó que no presenta un aumento importante en el gradiente de empobrecimiento isotópico con la altitud, como ocurre con el vapor de agua atmosférico. Incluso en algunos eventos de precipitación muestreados, la gradación disminuye con la altitud. Fenómeno que ha sido también descrito en diversos trabajos (Voguel et al, 1975, Siegenthaler y Oeschger, 1980, y el de Holdsworth et al., 1991). Consecuentemente, es necesario acudir a otra fuente de vapor de agua atmosférico que justifique este aumento en el gradiente de la disminución de los valores isotópicos con la altitud y no al contrario como se justificaría de una simple evaporación de aguas superficiales.

Además, las muestras correspondientes a las cotas más altas, que son las que presentan la mayor gradación entre la composición isotópica y la altitud, se tomaron durante el verano, y en esta época no existe una capa de nieve lo suficientemente uniforme en altitud como para producir una evaporación a diferentes cotas, ya que quedan sólo algunos ventisqueros y lagunas aisladas. El agua que quedaba en el suelo, después del deshielo, ha fluido a través de la pendiente homogeneizando cualquier gradiente. Además, la prácticamente ausencia de suelo y la litología relativamente impermeable de los materiales que componen las cotas más altas de Sierra Nevada facilitarían la escorrentía.

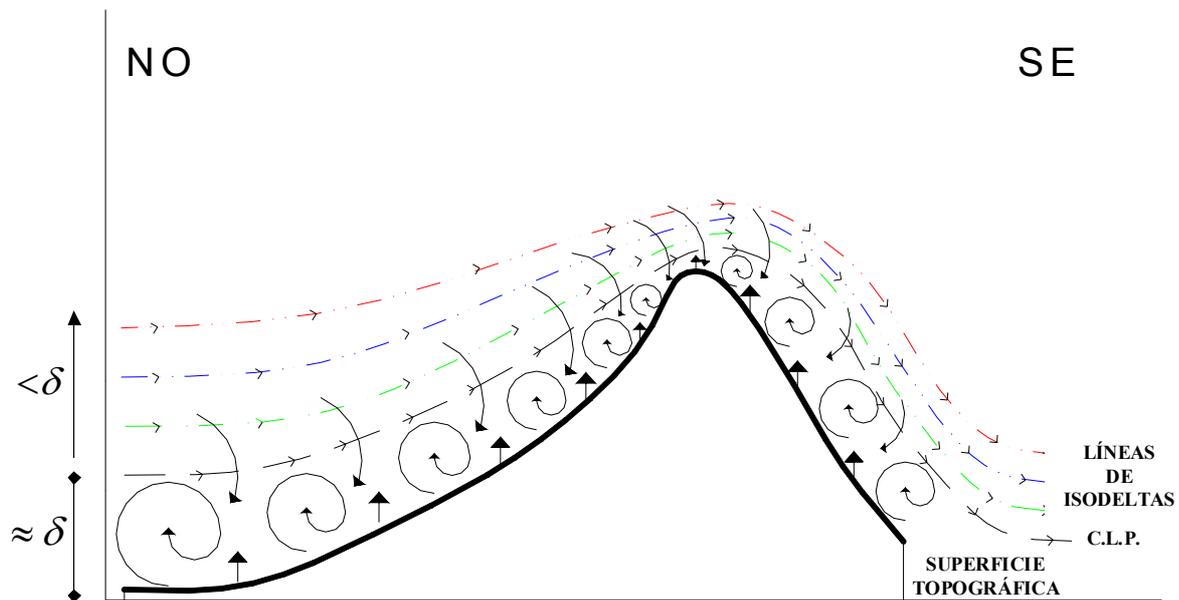
Por tanto, las cumbres más altas de Sierra Nevada podrían constituir una “intrusión” en la zona de régimen laminar. Es decir, la zona por encima de la CLP (o ABL de la nomenclatura anglosajona). De hecho, cuando estudiamos algunas series diarias que han sido relacionadas con pequeñas precipitaciones

o fenómenos atmosféricos inestables, no se obtienen estos gradientes tan altos. Por ejemplo, el 16-5-01 se obtiene el gradiente más bajo de disminución en isótopos pesados con la altitud:  $\Delta\delta^2H \approx 3/100m$  y  $\Delta\delta^{18}O \approx 0,4/100m$  (tabla 5.14 y 5.15 respectivamente)<sup>24</sup>. Ese aumento de los gradientes, especialmente, en las zonas de mayor altitud y en determinados días, podría explicarse en un contexto en el que a medida que vamos ascendiendo la C.L.P. debería ir haciéndose cada vez más estrecha y la turbulencia dentro de ella más activa. Por otra parte, en la atmósfera libre domina un régimen laminar, y como ya se comentó anteriormente, la gradación en el empobrecimiento isotópico es muy fuerte (Healt, 1974), así si imaginamos las líneas isodeltas<sup>25</sup> en la atmósfera libre, éstas deberán de adelgazar entre sí y, por tanto, se estrecharán produciendo una gradación isotópica mucho más fuerte. Por lo tanto, asumimos la posible entrada (o contaminación) de vapor de agua procedente de la atmósfera libre hacia la C.L.P. (Betts y Albrecht, 1987), será lógico pensar que la composición isotópica del vapor de agua decrece progresivamente más con la altitud no sólo gracias a un fraccionamiento dentro de la C.L.P. sino también por una mezcla con el vapor procedente de la atmósfera libre. Este modelo sería especialmente válido en la falda del Veleta que está situada en una posición a barlovento de los vientos húmedos procedentes de Atlántico, (debido al efecto de Coriolis). Por lo tanto, el flujo preferentemente procede de las partes más bajas y va ascendiendo en un proceso adiabático, teniendo una fuente adicional del vapor de agua desde la atmósfera libre, como se muestra en la fig. 5.100.

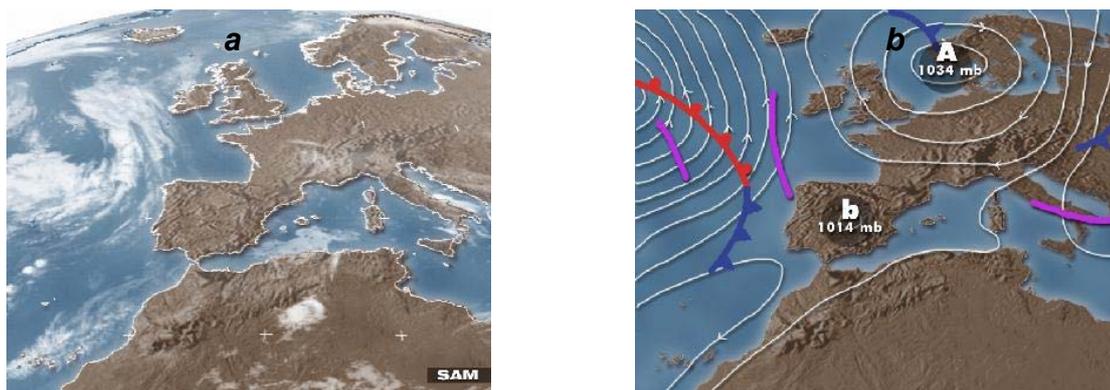
---

<sup>24</sup> Datos recogidos a partir de la pendiente de la ecuación dada en las tablas correspondientes.

<sup>25</sup> Isodeltas: Le hemos denominado con esta palabra a las láminas imaginarias de igual valor isotópico en vapor de agua atmosférico.

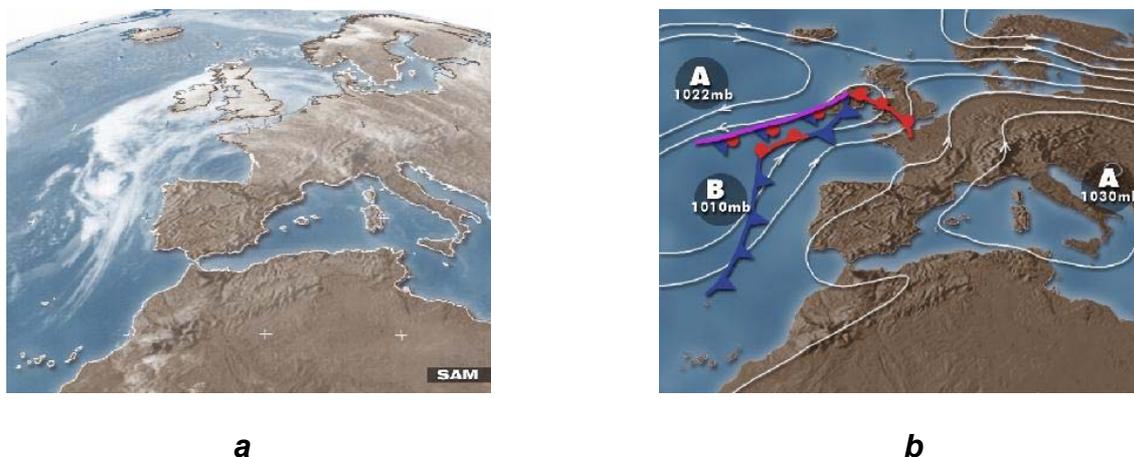


**Fig. 5.100.** Modelo de la atmósfera en la baja Troposfera cuando atraviesa una gran elevación, como es el pico del Veleta, cuando una de las vertientes está a barlovento del flujo del aire. Se comprueba la posibilidad de la "contaminación" de vapor de agua más empobrecida isotópicamente a mayor altitud, debido al estrechamiento de la C.L.P. y de las líneas isodeltas en la atmósfera libre.



**Fig. 5.101.** En las figuras a y b están representadas las imágenes vía satélite y de las condiciones isobáricas del día 12-9-02 (SAM).

Sin embargo, los pocos datos disponibles del trayecto Capileira-Sierra Nevada (situado en la vertiente sur; ver mapa de la fig. 4.5) no presentan este fuerte incremento en el gradiente de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico con respecto a la altitud. Es más, dicha variabilidad es muy difusa, no observándose una relación clara entre la altitud y la composición isotópica del vapor de agua atmosférico (fig. 5.78.a, b y 5.79.a, b). Esto no se puede explicar sólo por la presencia o no de la masa vegetal y su influencia en la evapotranspiración, ya que los valores relativamente negativos en valores  $\delta^{18}\text{O}$  indican que la cantidad procedente de transpiración de las plantas es pequeña. Una posible explicación podría estar relacionada con la existencia en los días del muestreo (12-9-02) de bajas presiones sobre la Península Ibérica (Fig. 5.101.b), aunque la nubosidad no fuese importante (Fig. 5.101.a) puede que hubieran producido alguna pequeña precipitación o que permitieran algún tipo de intercambio isotópico entre el agua de precipitación (o de la nube) con el vapor de agua atmosférico lo que originaría datos isotópicos próximos a la MWL (ver figs. 5.1 y 5.10). Sin embargo, tiempo después, durante la realización de la otra serie de muestreo, 29-10-02, la atmósfera estaba relativamente estable sin nubes (Fig. 5.102). De hecho, estas muestras se apartan de la MWL y presentan valores de exceso en deuterio “d” mucho más altos, lo cual es consecuente con un origen ligado a procesos de evaporación de aguas superficiales.



**Fig. 5.102.** En las figuras a y b están representadas las imágenes vía satélite y de las condiciones isobáricas del día 29-10-02 (SAM).

Si se observan los datos correspondientes a la serie de muestras de vapor de agua del día 13-9-02 de la campaña Motril-Sierra Nevada, la gradación composición isotópica-altitud es prácticamente horizontal (fig. 5.41 y 5.42) hasta los 2.900 m s.n.m. aproximadamente. Los datos del día anterior de la campaña Capileira-Sierra Nevada llegan a una altitud de 2.810 m s.n.m., y presentan la misma gradación que la anterior. Pero además la relación existente entre  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de vapor correspondiente al 12-9-02 se sitúan paralelas a la M.W.L. (fig. 5.114) al igual que las del día 13-9-02 (fig. 5.1 y 5.10). Por tanto, el vapor está influenciado en ambas vertientes por la lluvia acaecida el día 7-9-02.

Por otra parte, en general, la falta de empobrecimiento en  $^2\text{H}$  y de  $^{18}\text{O}$  con la altitud en el vapor de agua atmosférico de la vertiente Sureste en la estribación Oeste de Sierra Nevada podría explicarse desde por un proceso de tipo Föhn. La vertiente Noroeste es la zona de barlovento (debido fundamentalmente a la fuerza de Coriolis y a la disposición geográfica de la Península Ibérica). Por tanto, las direcciones predominantes de los flujos de aire y, en consecuencia, del vapor de agua, van a tener una dirección, y sentido, Noroeste-Suroeste. Si se parte de esta última presunción, el aire que

se encuentra en la vertiente del estudio Capileira-Sierra Nevada comenzará en las cotas más altas con un aire seco y conforme va descendiendo, se va ir calentando y comprimiendo. Por tanto, el vapor que parte de la composición isotópica que ya ha sufrido un fraccionamiento en la ladera de barlovento, y por tanto está empobrecida isotópicamente, comienza a descender y a fraccionarse también. Así, conforme transcurre su viaje, el vapor se va haciendo cada vez más y más pobre tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$ . Pero este proceso no es tan claro como en el lado de barlovento, ya que en la parte de sotavento, el proceso adiabático que se produce es inverso al que ocurre en la vertiente de barlovento; ya que la compresión hace que se produzca un aumento de la temperatura, y por lo tanto se hará más difícil la condensación del vapor de agua contenido en el aire. Además de que entre la ladera a barlovento (Granada-Sierra Nevada) y la ladera muestreada (Capileira-Sierra Nevada) existen otras elevaciones (fig.4.3 y 4.5), que complican el proceso Föehn. Simplificando, se parte de una composición isotópica del vapor determinada en la cumbre de la montaña en el lado de sotavento, que ya ha sufrido procesos de fraccionamiento isotópico en la otra vertiente, y por lo tanto ya está empobrecida tanto en  $^2\text{H}$  como en  $^{18}\text{O}$ . Va descendiendo la ladera, y este aire se va comprimiendo y por tanto se calienta. El vapor de agua sufre un fraccionamiento isotópico menos importante que en la ladera de barlovento, debido a que la condensación del vapor se va haciendo más difícil.

Un lugar donde se observa la combinación de estos aspectos relacionados con los cambios e vertientes es en la zona del Puerto de la Ragua. Donde desde una altitud de 1.200 m s.n.m. se asciende hasta los 2.000 m en la vertiente Norte y se vuelve a descender hasta los 1.000 m de altitud por la vertiente Sur. En este lugar se localiza una vegetación más o menos importante entre los 1.300 m y los 2.000 m en la parte del Marquesado hasta el Puerto de la Ragua, y desde éste se desciende hasta los 1.500 m s.n.m. aproximadamente en el lado de la Alpujarra (ver capítulo IV). Estudiando los datos isotópicos (fig. 5.88 y 5.89) se puede observar como, efectivamente, existe una uniformidad isotópica con la altitud. Si se observa la posición

geográfica de la zona de estudio del Puerto de la Ragua (fig. 4.4), se ve como está en la estribación Este de Sierra Nevada, dejando en el lado Oeste las elevaciones mayores. Por tanto, está en la zona de sotavento de los flujos generales de aire húmedo procedentes del Atlántico (hacia el Este se encuentra la zona árida de Tabernas, producido por este mismo motivo). Así, tanto la vertiente Norte como la Sur del Puerto de la Ragua pertenecen a una zona de “sombra de lluvia”, si se tiene en cuenta un proceso ideal de Föhn. Por lo tanto, en general, no existirá un proceso adiabático en el cual exista un fraccionamiento isotópico del vapor de agua atmosférico por la ascensión del aire, sino que éste va a ser mucho más complejo; debido a que la elevación no está aislada, ya que está rodeada por montañas sobre todo en su parte Oeste que interfieren y remezclan el aire, consiguiendo que la capa turbulenta de la C.L.P. se haga mucho más compleja. Todo esto cambiaría drásticamente si los flujos generales de aire proceden del Mediterráneo, entrando en la zona a través de las Alpujarras y de Tabernas (ver fig 4.4).

### **Efectos de la humedad relativa y la temperatura.**

Existen trabajos que ponen de manifiesto la fuerte relación entre la composición isotópica del vapor de agua y la cantidad de agua contenida en la atmósfera (Craig y Gordon, 1965; Ehhalt, 1974; Taylor, 1972; White y Gedzeman, 1984; He y Smith, 1999; He et al, 2001; Moreira et al., 1997; Yepez et al., 2003, etc.).

En las muestras recogidas en la vertiente Noroeste de Sierra Nevada (Capileira-Sierra Nevada) se pone de manifiesto la estrecha relación que existe entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico y la humedad relativa. La ecuación que mejor se ajusta a esta relación es una relación inversa (tablas 5.18 y 5.20):

$$\delta^2H = \left( -\frac{b}{h} - a \right) \text{ y } \delta^{18}O = \left( -\frac{b}{h} - a \right)$$

Donde  $h$  simboliza la humedad relativa en %.

Esta dependencia de tipo inverso tiene un significado físico en su mayor parte (Dansgaard, 1953): a medida que la altitud es mayor, el vapor de agua atmosférico va condensando y empobreciéndose en  $^2H$  y  $^{18}O$ . Por tanto, el contenido de agua presente en el aire va decreciendo, aunque no de forma totalmente lineal (ver figuras 5.47 a 5.76), ajustándose relativamente bien a ecuaciones de este tipo (tablas 5.18 y 5.20):

$$R_{\text{inversa}}(^2H) = 0,798; R^2_{\text{inversa}}(^2H) = 0,637; R_{\text{lineal}}(^2H) = 0,754; R^2_{\text{lineal}}(^2H) = 0,568.$$

$$R_{\text{inversa}}(^{18}O) = 0,729; R^2_{\text{inversa}}(^{18}O) = 0,531; R_{\text{lineal}}(^{18}O) = 0,661; R^2_{\text{lineal}}(^{18}O) = 0,437.$$

También existe una dependencia de correlación lineal que se ajusta relativamente bien, aunque peor que la relación inversa (ver tablas 5.19 y 5.21):

$$\delta^2 H = (-a + bh) \text{ y } \delta^{18} O = (-a + bh)$$

En uno de los trabajos más relevantes del tema, White y Gedzelman (1984) estudian la composición isotópica del hidrógeno en el vapor de agua atmosférico a nivel de la superficie del suelo en un mismo lugar, la relación que existe entre esta y la humedad relativa era lineal ( $R=0,780$ ). En cambio He y Smith en 1999, lo hicieron en cortes verticales gracias a la utilización de un aeroplano; encontrando una buena relación inversa entre la composición isotópica y la cantidad de agua presente en la atmósfera (pero sólo con la humedad específica). La correlación era bastante buena con  $R^2 > 0,940$  tanto para el hidrógeno como para el oxígeno.

Sin embargo, la tendencia encontrada en este estudio debe explicarse considerando los siguientes factores:

- 1.- Efecto altitud en el agua de precipitación: la composición isotópica del agua de precipitación es más negativa cuando la altitud es mayor.
- 2.- Efecto altitud en la temperatura: a medida que la altitud es mayor las temperaturas son más bajas y el fraccionamiento isotópico aumenta.
- 3.- Efecto altitud en la humedad atmosférica: a medida que la altitud es mayor disminuye la cantidad de humedad.
- 4.- La vegetación, que aporta vapor de agua menos negativo, sólo es relativamente abundante a cotas inferiores a los 2.200 m.

Cuando la altitud es importante, más de 2.200 m, y el ambiente es frío o al menos se producen importantes contrastes de temperatura entre el día y la noche, existen variaciones de la humedad relativa. Por otra parte, a menor temperatura el fraccionamiento isotópico es mayor y, por tanto, las diferencias entre la composición isotópica del agua líquida y del agua en estado de vapor

será mayor. Es decir, el vapor de agua procedente de la evaporación o del intercambio isotópico será más negativo. A esto se le suma que a mayor altitud el agua de precipitación será más negativa. Finalmente, a estas altitudes la presencia de vegetación es muy escasa por lo que disminuye esa contribución de vapor de agua relativamente más positivo. Consecuentemente, es esperable que una humedad relativa más baja, en general, y en el contexto de la región estudiada, esté bien correlacionada con temperatura más bajas y con composiciones isotópicas del vapor de agua más negativas (ver figuras 5.47 y 5.53). De hecho, la correlación es aun mejor si se añade la temperatura (tablas 5.24, 5.25):

$$\delta^2H = -a + bh + cT \quad R^2=0,669$$

$$\delta^{18}O = -a + bh + cT \quad R^2=0,525$$

Donde,  $h$  y  $T$  simbolizan la humedad relativa y la temperatura del aire, respectivamente. El  $R^2$  se ha obtenido a partir de todos los datos.

Lógicamente, cuando se incluye además la altitud como variable independiente se obtiene una mejor dependencia entre las tres variables y la composición isotópica (tablas 5.24, 5.25):

$$\delta^2H = -a + bh + cT - dA \quad R^2=0,747$$

$$\delta^{18}O = -a + bh + cT - dA \quad R^2=0,598$$

Donde,  $A$  representa la altitud en cientos de metros s.n.m.

En las muestras de vapor de agua pertenecientes al Puerto de la Ragua, no existe ninguna relación clara entre su composición isotópica y la humedad relativa (fig. 5.91 y 5.92). Posiblemente, la presencia de vegetación en la mayor parte del trayecto y la ausencia de cotas que superen los 2.000 m sean determinantes. De hecho, si se observa las figuras 5.47 y 5.48, en el trayecto

Motril-Sierra Nevada, tampoco se ven tendencias claras cuando sólo se consideran las muestras de cotas inferiores a los 2.000 m. En la ladera Sur de Sierra Nevada (trayecto Capileira-Sierra Nevada) sólo existen dos series de datos en los que parece observarse una tendencia contraria, valores más positivos cuando la humedad relativa es más baja. Esto podría deberse a la influencia de las precipitaciones y al estado de evaporación del suelo para cada uno de los días de muestreo (ambos realizados en otoño de 2002).

Finalmente, es interesante reseñar que en los datos de vapor de agua atmosférico de las tres campañas (Motril-Sierra Nevada, Puerto de la Ragua y Capileira-Sierra Nevada) se observa, en general, un efecto estacional, donde los valores más empobrecidos, tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$ , se encuentran en los meses invernales. Los valores de precipitación muestran esta tendencia de una forma más clara. Ese efecto “tampón” posiblemente esté relacionado con el papel regulador tanto de la masa vegetal como del suelo. De hecho, un incremento en la evaporación del suelo en verano contribuiría a aportar valores más negativos que la propia evapotranspiración de las plantas.

## **RESULTADOS VAPOR EN GRANADA**

---

---

***Pág.: 245-323***

## V.2. Composición isotópica del vapor de agua atmosférico en Granada.

Los resultados de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico en Granada capital ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y exceso en deuterio) se han comparado con diferentes parámetros meteorológicos (humedad relativa del aire, temperatura del aire y del suelo, velocidad y dirección media del viento y la radiación media). Se ha encontrado una cierta dependencia entre la composición isotópica del vapor de agua con: la humedad relativa, y en menor medida, con la temperatura del aire, y en las demás se ha comprobado que no existía ninguna relación. Por lo tanto, los resultados se van a dar en diferentes gráficos (figuras) y tablas, teniendo en cuenta la composición isotópica del vapor de agua, la humedad relativa y la temperatura del aire.

Además, se ha dividido el muestreo en periodos de dos meses, para poder observar mejor, las diferentes variables que afectan a los isótopos del vapor sin que les afecte la variable estacional, que estará íntimamente relacionado con la composición isotópica del agua de precipitación, y como se irá viendo después, influirá de una manera determinante en el vapor de agua atmosférico, todo esto se puede realizar gracias a la gran cantidad de datos disponibles. Los meses se han dividido teniendo en cuenta el solsticio de invierno, ya que este día es el de menor insolación teórica. Los periodos de división del muestreo han sido los siguientes:

1. **GRUPO. Noviembre-Diciembre-Enero.** Desde el 20 de Noviembre hasta el 22 de Enero (teniendo justo en la mitad del periodo el solsticio de invierno).
2. **GRUPO. Enero-Febrero-Marzo.** Desde el 23 de Enero hasta el 22 de Marzo.
3. **GRUPO. Marzo-Abril-Mayo.** Desde el 23 de Marzo hasta el 22 de Mayo.
4. **GRUPO. Mayo-Junio-Julio.** Desde el 23 de Mayo hasta el 22 de Julio.

5. **GRUPO. Julio-Agosto-Septiembre.** Desde el 23 de Julio hasta el 22 de Septiembre.
6. **GRUPO. Septiembre-Octubre-Noviembre.** Desde el 23 de Septiembre hasta el 19 de Noviembre.

Además cada uno de estos grupos se ha dividido en tres franjas horarias de ocho horas cada una, también según el periodo diario de insolación, que por supuesto cambiará de un periodo a otro, éste es el que sigue a continuación:

**1ª FRANJA HORARIA.** Es el intervalo horario que comprende desde que termina la luz solar, hasta ocho horas después. Así en esta franja horaria la evapotranspiración de las plantas dejará de ser efectiva, ya que el agua transpirada en forma de vapor será directamente proporcional a la cantidad de insolación.

En esta franja horaria cambiará drásticamente la cantidad de evaporación del suelo y de condensación de vapor a agua líquida en forma de rocío sin mencionar el cambio en la dirección térmica del suelo-aire. Como se ha realizado según la caída de la insolación cambiará la hora de cada grupo de meses, redondeando a horas enteras. Así:

1. GRUPO. Noviembre-Diciembre-Enero. Desde las 19:00 hasta las 3:00 (hora local, MTG +1 h).
2. GRUPO. Enero-Febrero-Marzo. Desde las 20:00 hasta las 4:00 (hora local, MTG +1 h).
3. GRUPO. Marzo-Abril-Mayo. Desde las 21:00 hasta las 5:00 (hora local, MTG +1 h).
4. GRUPO. Mayo-Junio-Julio. Desde las 22:00 hasta las 6:00 (hora local, MTG +1 h).
5. GRUPO. Julio-Agosto-Septiembre. Desde las 21:00 hasta las 5:00 (hora local, MTG +1 h).
6. GRUPO. Septiembre-Octubre-Noviembre. Desde las 20:00 hasta las 4:00 (hora local, MTG +1 h).

**2ª FRANJA HORARIA.** Comprendería el intervalo horario donde comenzaría la falta de insolación aproximadamente 8 horas antes y terminará dependiendo del grupo mensual al que nos refiramos. Siguiendo la clasificación anterior (siempre teniendo en cuenta la franja horaria local MTG + 1 h), se tendrán la siguiente clasificación:

1. GRUPO. Desde las 3:00 hasta las 11:00. Terminando aproximadamente dos horas después de empezar la radiación solar (hora local, MTG +1 h).
2. GRUPO. Desde las 4:00 hasta las 12:00. Terminando aproximadamente 3 horas después de comenzar la radiación solar (hora local, MTG +1 h).
3. GRUPO. Desde las 5:00 hasta las 13:00. Terminando aproximadamente 4 horas después de comenzar la radiación solar (hora local, MTG +1 h).
4. GRUPO. Desde las 6:00 hasta las 14:00. Terminando aproximadamente 6 horas después de comenzar la radiación solar (hora local, MTG +1 h).
5. GRUPO. Desde las 5:00 hasta las 13:00. Terminando aproximadamente 5 horas después de comenzar la radiación solar (hora local, MTG +1 h).
6. GRUPO. Desde las 4:00 hasta las 12:00. Terminando aproximadamente 4 horas después de comenzar la radiación solar (hora local, MTG +1 h).

**3ª FRANJA HORARIA.** Va a corresponder a la máxima insolación, teniendo en todo su intervalo luz solar, como es lógico cambiará de un grupo a otro la cantidad de ésta y la hora de su máximo. Siguiendo las clasificaciones anteriores tendremos:

1. GRUPO. Desde las 11:00 hasta las 19:00 horas. Teniendo su cenit alrededor de las 14:00 horas (hora local, MTG +1 h).
2. GRUPO. Desde las 12:00 hasta las 20:00 horas. Alcanzando su cenit entre las 14:00 y las 15:00 horas (hora local, MTG +1 h).
3. GRUPO. Desde las 13:00 hasta las 21:00 horas. Consiguiendo su máximo de insolación entre las 14:00-15:00-16:00 horas (hora local, MTG +1 h).
4. GRUPO. Desde las 14:00 hasta las 22:00 horas. Llegando al máximo a las 14:00-15:00-16:00 horas. Teniendo por supuesto el máximo de insolación de todo el año (hora local, MTG +1 h).
5. GRUPO. Desde las 13:00 hasta las 21:00 horas. Consiguiendo su cenit entre las 13:00 y las 14:00 horas (hora local, MTG +1 h).
6. GRUPO. Desde las 12:00 hasta las 20:00 horas. Alcanzando su insolación más alta entre las 13:00 y las 14:00 horas (hora local, MTG +1 h).

Donde MTG significa Meridiano Terrestre de Greenwich.

**V.2.1.  $\delta^2\text{H}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$ .**

Desde que Craig en 1961 observara la relación tan estrecha que existe en la naturaleza entre  $^2\text{H}/^1\text{H}$  y el  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en las aguas meteóricas, todos los estudios isotópicos donde esté presente el agua han de pasar por la correlación entre las dos por diferentes motivos. El primero es que nos da una información valiosísima sobre la historia físico-química y el auténtico sello del agua en cualquiera de las fases del ciclo hidrológico, incluido claro está, el vapor atmosférico. El segundo, y no menos importante que el anterior, es la fiabilidad de la validez de los datos isotópicos, ya que existe una relación física entre los dos valores

Los presentes resultados son una evidencia de los distintos grados de correlación entre los valores isotópicos del oxígeno y del hidrógeno, los cuales nos van a dar la variable del exceso en deuterio ( $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ ; Dansgaard, 1964).

## GRUPO MENSUAL I. (Noviembre-Diciembre-Enero).

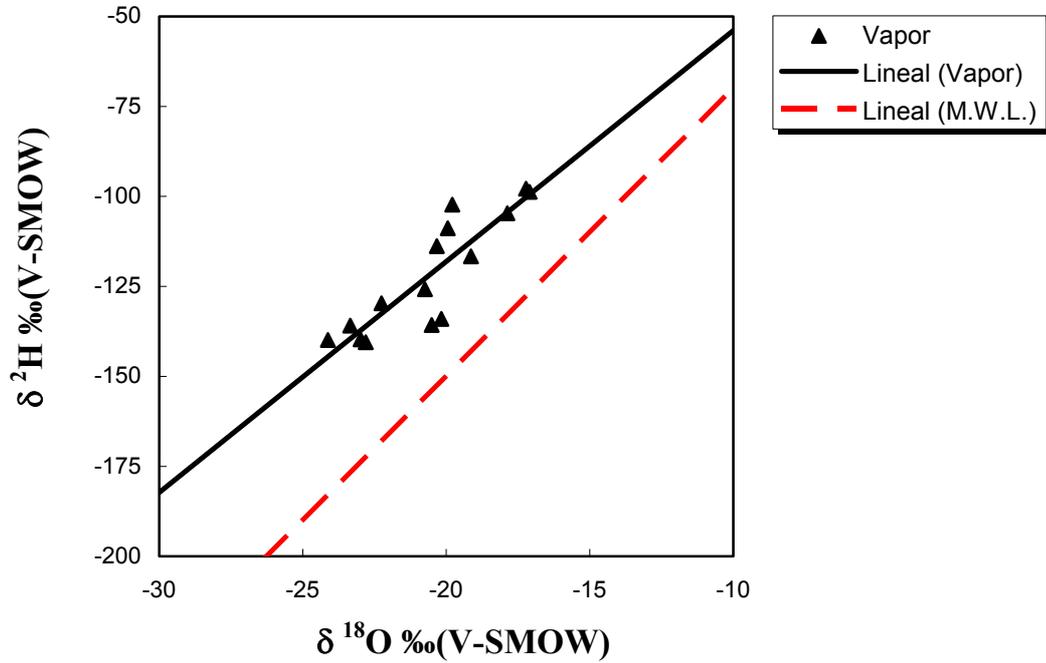


Fig. 6.1.a. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 1<sup>a</sup> (desde las 19:00 hasta las 3:00 h).

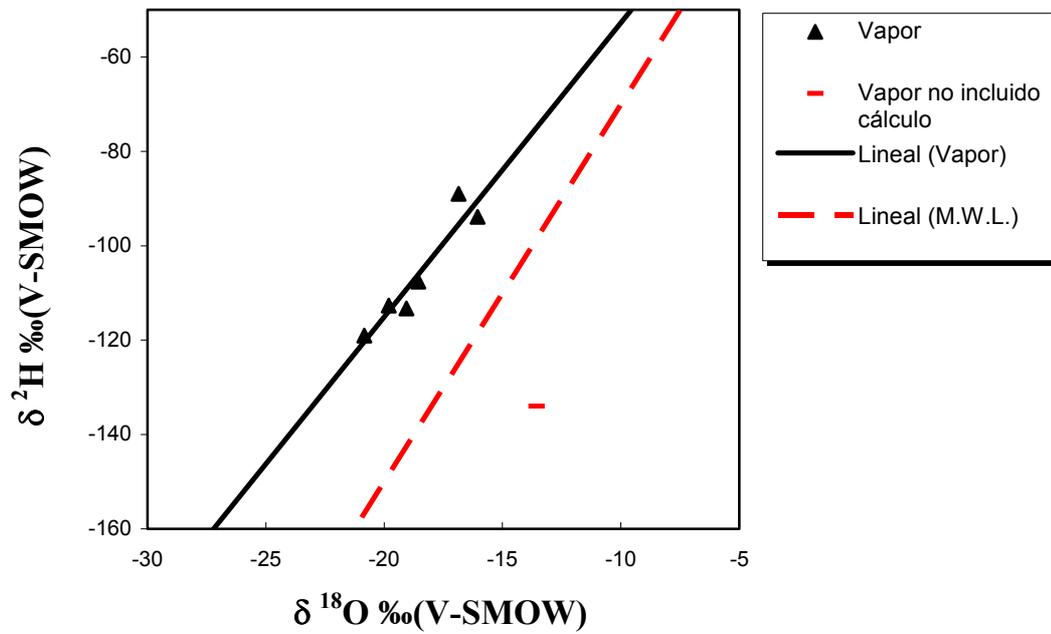
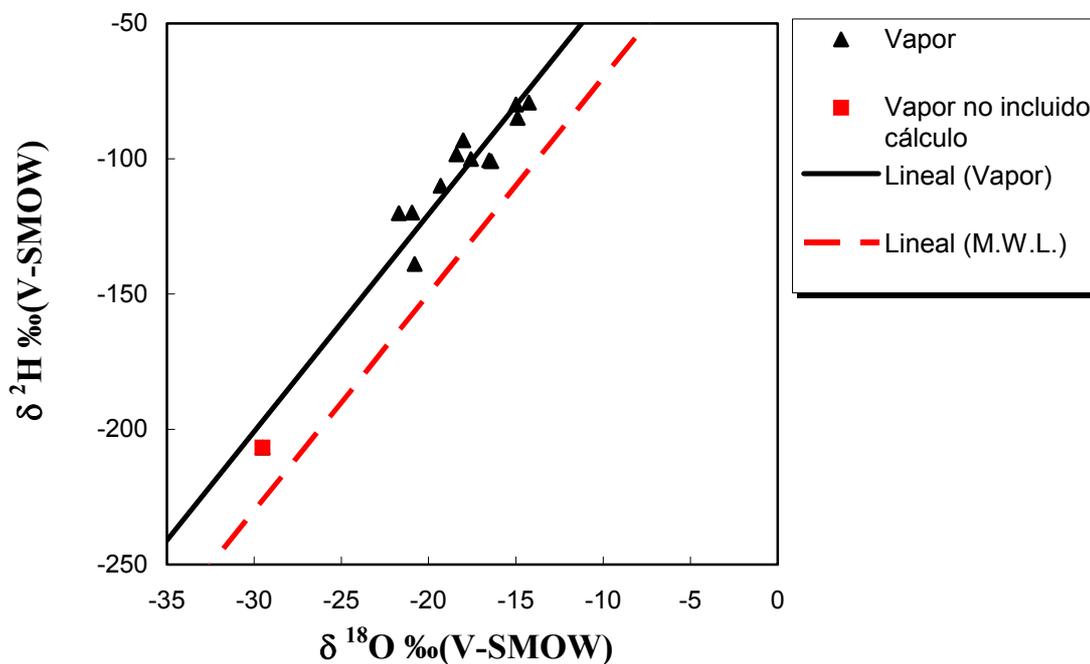


Fig. 6.1.b. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 2<sup>a</sup> (desde las 3:00 hasta las 11:00 h).



**Fig. 6.1.c.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 3ª (desde las 11:00 hasta las 19:00 h)

En las figuras 6.1.a, b, c se han representado los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico en Granada ciudad, en el periodo del Grupo I. Cada una de las figuras representa una de las franjas horarias descritas anteriormente. Los símbolos dibujados como triángulos en color negro son los que se han tomado para calcular la línea de tendencia, en cambio los otros símbolos se han sacado de la línea.

No se han incluido estos valores por distintas razones. En la figura 6.1.b porque se ha entendido que ha habido un posible fraccionamiento isotópico en el momento de la condensación, ya que recordemos que las especies isotópicas más pesadas condensan antes que las ligeras, existiendo un factor de fraccionamiento isotópico diferente entre el oxígeno y el hidrógeno ( $\alpha^{2\text{H}} \neq \alpha^{18\text{O}}$ ). En la figura 6.1.c el punto que se no se ha introducido no ha sido por un fraccionamiento artificial producido por nosotros, sino que ha sido gracias a un proceso natural debido a que este vapor procedía de una

precipitación en forma de nieve que se había producido horas antes de realizar la medida. Esto es debido a que cuando la nieve precipita y se almacena en el suelo, se produce un fraccionamiento menor al que ocurriría en el agua líquida (sólo en las capas más superficiales del copo de nieve se evapora a la atmósfera que le circunda, dejando la composición isotópica de esta precipitación casi intacta cuando cae al suelo evaporando a partir de ese momento el agua, siendo mucho más lento debido a que todavía sigue estando en forma sólida hasta que se descongele por completo. Por lo tanto, hay que tener en cuenta los procesos de sublimación, licuefacción y evaporación que va a sufrir esta agua desde que empieza a caer. Así es lógico pensar que el vapor resultante de estos procesos que son diferentes a los del resto de muestras tenga una relación diferente entre  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  (mayor proporción en  $^{18}\text{O}$  frente a  $^2\text{H}$ ) (Johnsen, 1977; Jouzel et al, 1983; Whillans y Grootes, 1985; Johnsen et al, 2000; Stichler et al, 2001).

**Tabla 6.1.** Valores máximos, mínimos y la media isotópica de todos los valores del vapor de agua atmosférico en el Grupo I (Noviembre-Diciembre-Enero) en las tres franjas horarias, los valores están dados en ‰ frente al patrón V-SMOW.  $N/^{18}\text{O}$  y  $N/^2\text{H}$  simboliza el número de muestras de agua para cada uno de sus respectivos isótopos y  $N^2\text{H}/^{18}\text{O}$  el total de muestras incluidas en el cálculo de la pendiente.

GRUPO	FRANJA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$N/^{18}\text{O}$	$N/^2\text{H}$	N
MENSUAL I	HORARIA	mín.	máx.	mín.	máx.	media	media			$^2\text{H}/^{18}\text{O}$
N-D-E	19:00-3:00	-24,1	-17,1	-140	-98	-20,5	-122	16	15	15
N-D-E	3:00-11:00	-20,8	-16,1	-124	-89	-18,5	-108	6	6	6
N-D-E	11:00-9:00	-29,5	-14,3	-139	-79	-18,6	-110	14	13	12

Los valores mínimos para  $\delta^2\text{H}$  corresponden a la franja horaria comprendida entre las 19:00 h. y las 3:00 h. y los  $\delta^{18}\text{O}$  se da entre las 11:00 y las 19:00, los valores máximos se encuentran entre las 11:00 h. y 9:00 h. En cambio los valores medios de los dos isótopos son más negativos en la 1ª franja horaria (desde las 19:00 hasta las 3:00 de la madrugada), es decir las primeras ocho horas del día sin insolación. Los datos isotópicos más positivos para el oxígeno corresponden a la 2ª franja (3:00-11:00), y para el hidrógeno la 3ª franja (11:00-9:00), aunque estos últimos son muy próximos entre si.

**Tabla 6.2.** Ecuaciones de tendencia de  $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  para cada una de las franjas horarias de este Grupo mensual. También se muestra el  $R^2$  para cada una de las ecuaciones, y el número de muestras de vapor de agua (N).

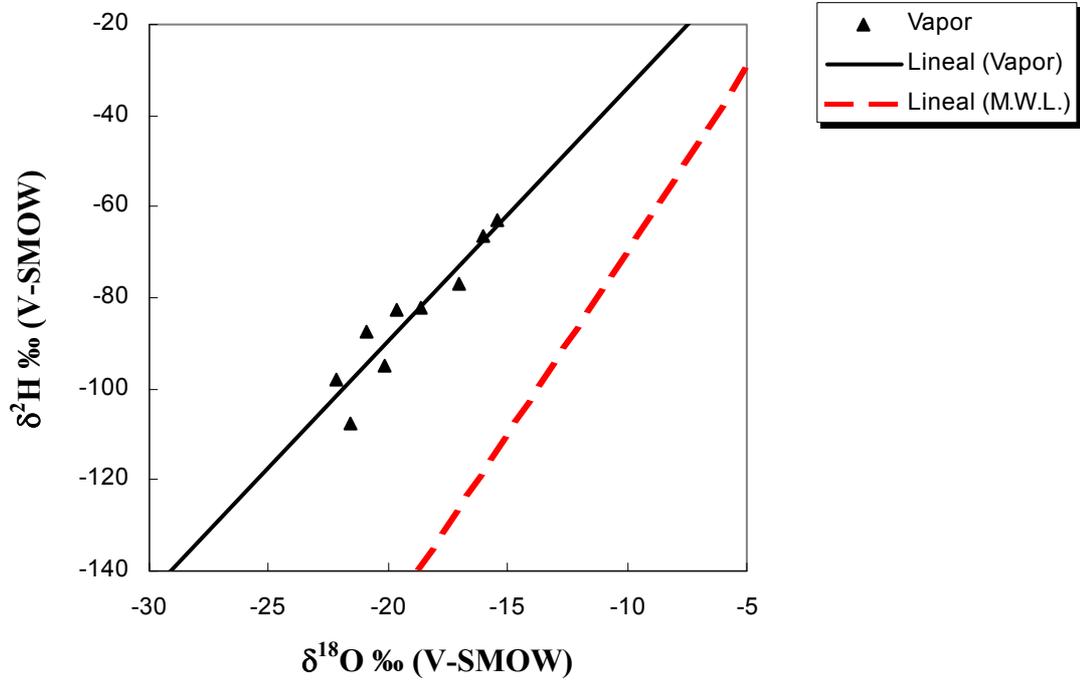
GRUPO MENSUAL I	FRANJA HORARIA	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
N-D-E	19:00-3:00	$\delta^2\text{H} = 6,4\delta^{18}\text{O} + 10$	0,765	15	0,001
N-D-E	3:00-11:00	$\delta^2\text{H} = 6,4\delta^{18}\text{O} + 12$	0,896	6	0,01
N-D-E	11:00-19:00	$\delta^2\text{H} = 8,1\delta^{18}\text{O} + 41$	0,929	12	0,001

**Tabla 6.3.** Valores de exceso en deuterio ("d") máximo, mínimo y la media para cada franja horaria. El "d" se ha tomado siguiendo la ecuación definida como  $d\text{‰} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964). N representa los valores tomados para los cálculos. Esta vez si se ha tomado el valor de la 3ª franja horaria que se tomó el día después de la nevada (día del muestreo: 20-11-99), ya que sí será interesante este parámetro para compararlos con otros como después veremos, sobre todo para su comparación con la humedad relativa frente al exceso en deuterio.

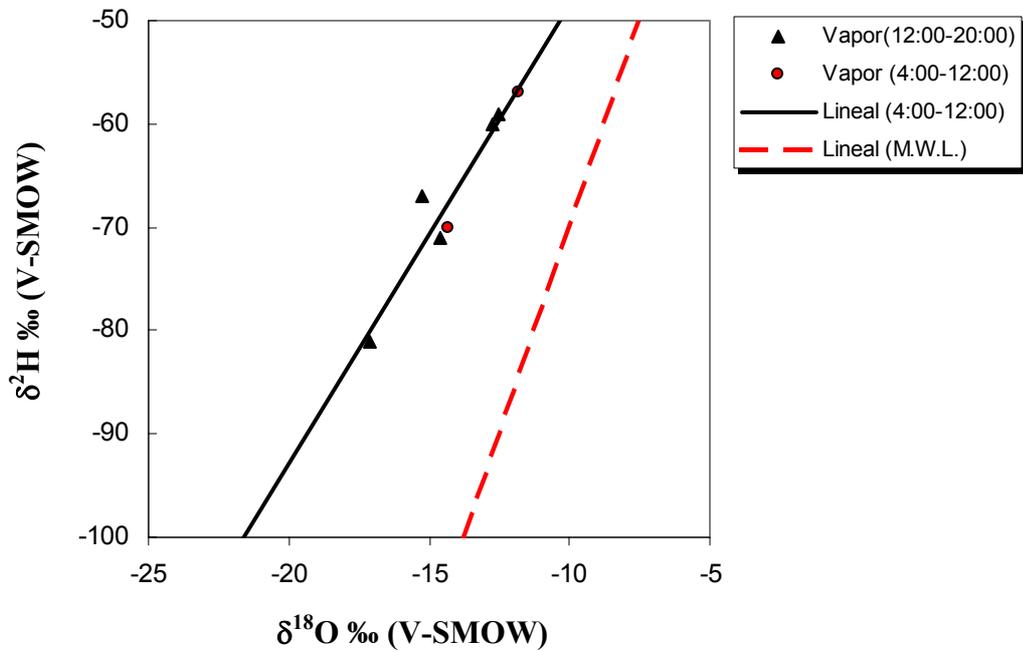
GRUPO MENSUAL I	FRANJA HORARIA	"d" máx.	"d" mín.	"d" media	N
N-D-E	19:00-3:00	56	17	42	15
N-D-E	3:00-11:00	48	35	42	6
N-D-E	11:00-19:00	53	28	40	13

El valor más alto y el más bajo de exceso en deuterio corresponde a la primera franja horaria (19:00-3:00), pero los valores medios son muy parecidos entre ellos, siendo la media más alta la correspondiente a la 1ª franja horaria. Todos los datos de cada una de las medidas se dan en el apéndice II.

**GRUPO MENSUAL II. (Enero-Febrero-Marzo)**



**Fig. 6.2.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 1ª (desde las 20:00 hasta las 4:00 h.).



**Fig. 6.2.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 2ª y 3ª (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

Los valores de vapor de agua recogidas entre los 4:00-12:00 h y desde las 12:00 hasta las 20:00 h se han unido, debido a la falta real de muestras y porque en realidad se alineaban bastante bien en las relaciones  $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$ .

**Tabla 6.4.** Valores máximos, mínimos y la media isotópica de todos los valores del vapor de agua atmosférico en el Grupo II (Enero-Febrero-Marzo) de las dos franjas horarias, los valores están dados en ‰ frente al patrón V-SMOW.  $N^{18}\text{O}$  y  $N^{2\text{H}}$  simboliza el número de muestras de agua para cada uno de sus respectivos isótopos y  $N^{2\text{H}/^{18}\text{O}}$  el total de muestras incluidas en el cálculo de la pendiente.

GRUPO	FRANJA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$N^{18}\text{O}$	$N^{2\text{H}}$	N
MENSUAL II	HORARIA	mín.	máx.	mín.	máx.	media	media			$^{2\text{H}/^{18}\text{O}}$
E-F-M	20:00-4:00	-22,2	-15,4	-108	-63	-18,5	-84	12	9	9
E-F-M	4:00-20:00	-17,1	-11,8	-57	-81	-11,0	-66	7	7	7

**Tabla 6.5.** Valores de exceso en deuterio (“d”) máximo, mínimo y la media para cada franja horaria. El “d” se ha tomado siguiendo la ecuación definida como  $d\text{‰} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964). N representa los valores tomados para los cálculos.

GRUPO	FRANJA	“d” máx.	“d” mín.	“d” media	N
MENSUAL I	HORARIA				
E-F-M	20:00-4:00	80	59	68	9
E-F-M	4:00-20:00	56	37	46	7

**Tabla 6.6.** Ecuaciones de tendencia de  $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  para cada una de las franjas horarias de este grupo mensual. También se muestra el  $R^2$  para cada una de las ecuaciones, y el número de muestras de vapor de agua (N).

GRUPO	FRANJA	ECUACIÓN DE	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
MENSUAL I	HORARIA	REGRESIÓN LINEAL			
E-F-M	20:00-4:00	$\delta^2\text{H} = 5,6\delta^{18}\text{O} + 21$	0,870	9	0,01
E-F-M	4:00-20:00	$\delta^2\text{H} = 4,4\delta^{18}\text{O} - 4$	0,921	7	0,01

## GRUPO MENSUAL III. (Marzo-Abril-Mayo)

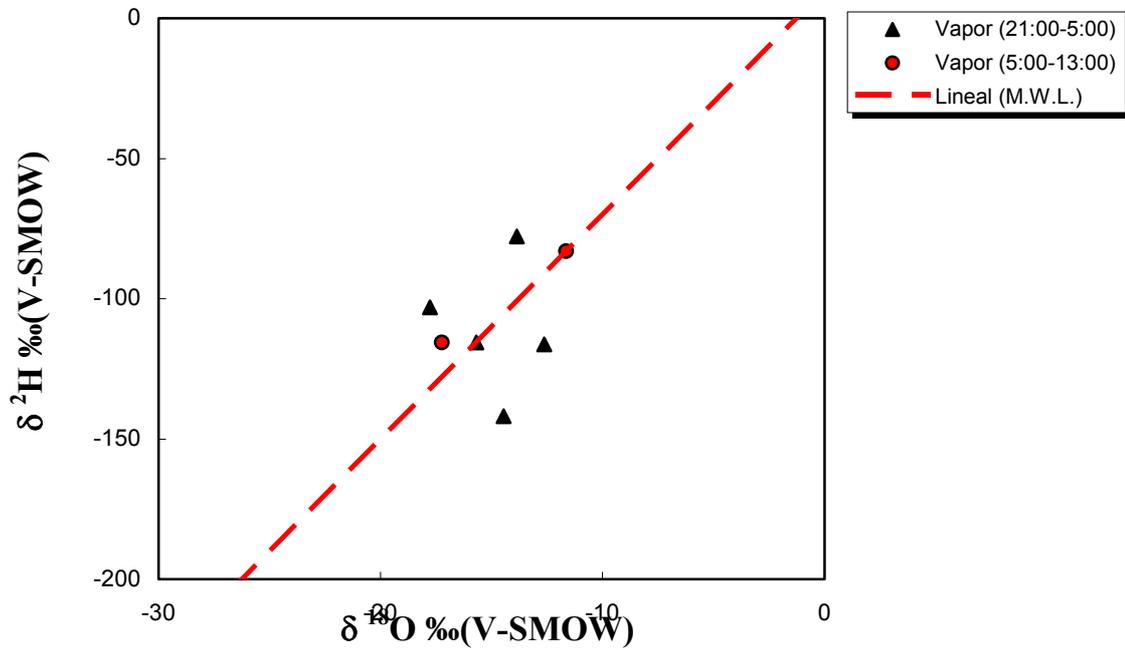


Fig. 6.3.a. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 2<sup>a</sup> (desde las 21:00 hasta las 13:00 h).

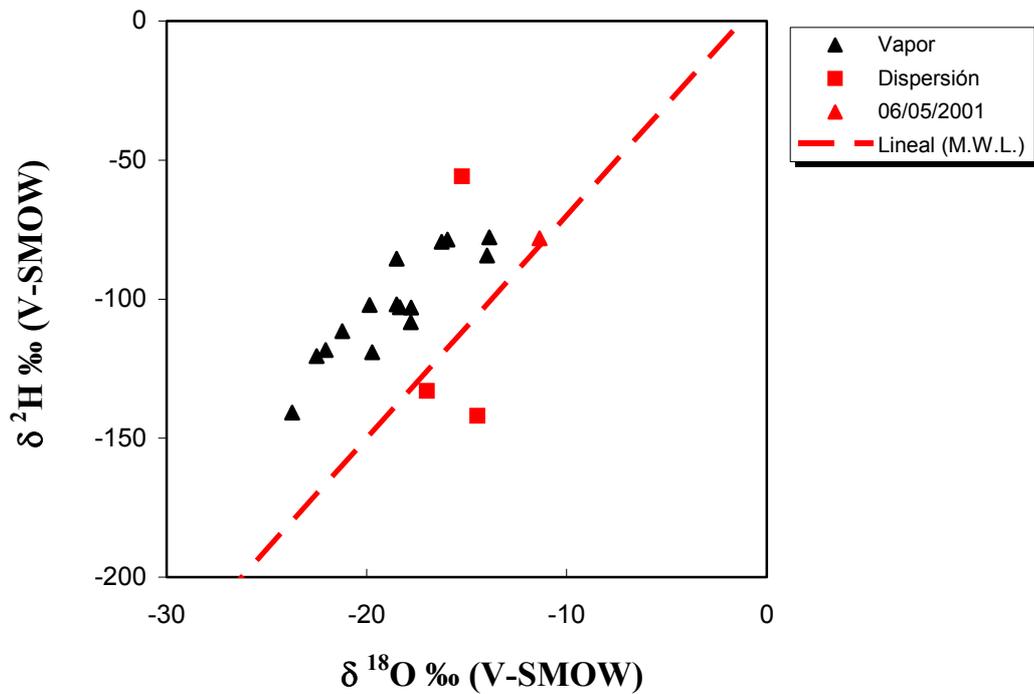


Fig. 6.3.b. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 2<sup>a</sup> (desde las 13:00 hasta las 21:00 h.)

El punto con forma de triángulo de color rojo (fig. 6.3.b) representa el vapor de agua recogido el día 6-5-01 desde las 17:55 a las 18:45 horas; aproximadamente dos horas después llovió, por lo tanto, no es extraño que esta muestra se sitúe encima de la M.W.L.

En las dos gráficas de las figuras de este grupo mensual, se ve como existe una dispersión en los datos, en los correspondientes a la franja horaria desde las 13:00 hasta las 21:00 h existe una relación mayor en algunos de ellos, debido seguramente al mayor número de datos disponibles.

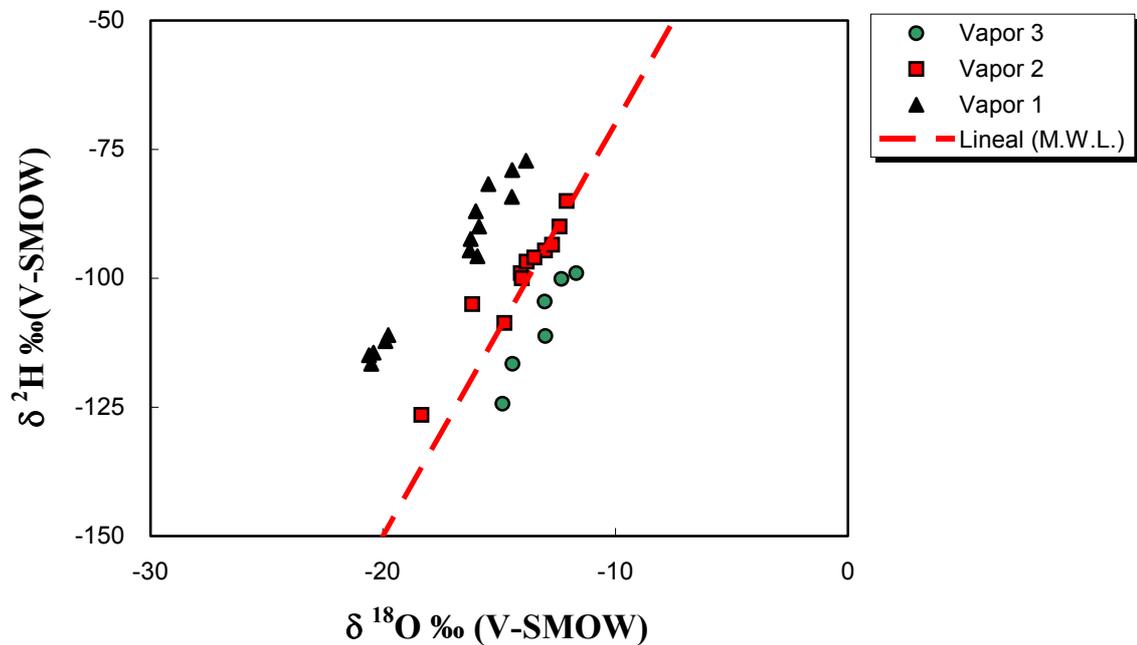
**Tabla 6.7.** Valores máximos, mínimos y la media isotópica de todos los valores del vapor de agua atmosférico en el Grupo III (Marzo-Abril-Mayo) de las dos franjas horarias, los valores están dados en ‰ frente al patrón V-SMOW.  $N^{18}O$  y  $N^{2}H$  simboliza el número de muestras de agua para cada uno de sus respectivos isótopos y  $N^{2}H/^{18}O$  el total de muestras incluidas en el cálculo de la pendiente.

GRUPO MENSUAL III	FRANJA HORARIA	$\delta^{18}O$ mín.	$\delta^{18}O$ máx.	$\delta^2H$ mín.	$\delta^2H$ máx.	$\delta^{18}O$ media	$\delta^2H$ media	$N^{18}O$	$N^{2}H$	N $^{2}H/^{18}O$
M-A-MY	21:00-13:00	-21,0	-13,9	-142	-78	-15,5	-107	8	8	7
M-A-MY	13:00-21:00	-23,7	-13,9	-141	-78	-18,9	-103,6	15	14	14

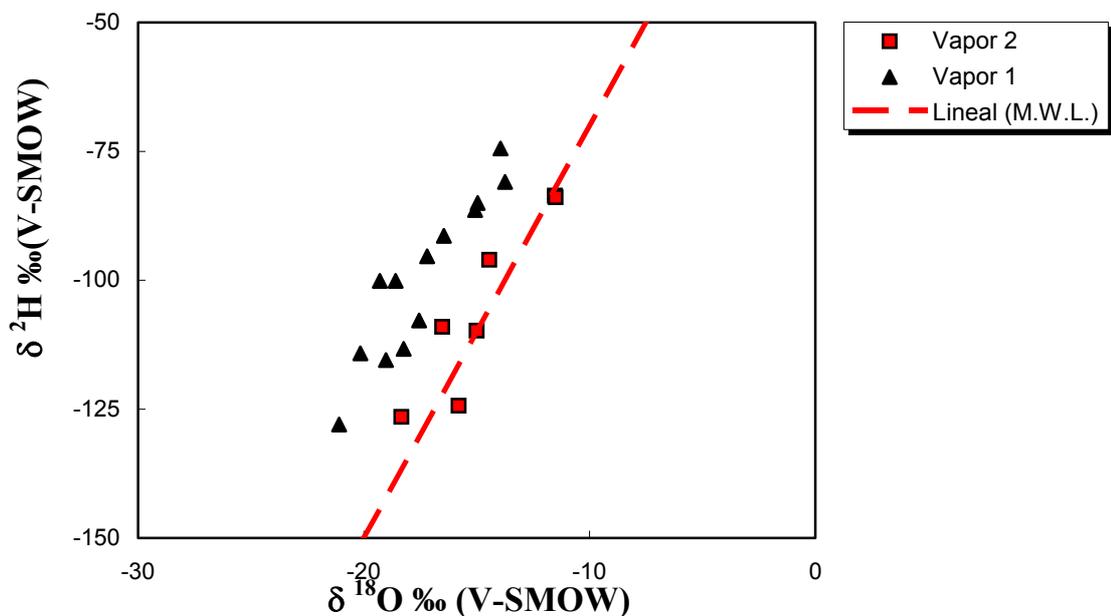
**Tabla 6.8.** Valores de exceso en deuterio (“d”) máximo, mínimo y la media para cada franja horaria. El “d” se ha tomado siguiendo la ecuación definida como  $d\text{‰} = \delta^2H - 8\delta^{18}O$  (Dansgaard, 1964). N representa los valores tomados para los cálculos.

GRUPO MENSUAL III	FRANJA HORARIA	“d” máx.	“d” mín.	“d” media	N
M-A-MY	21:00-13:00	39	-26	10	7
M-A-MY	13:00-21:00	63	33	48	14

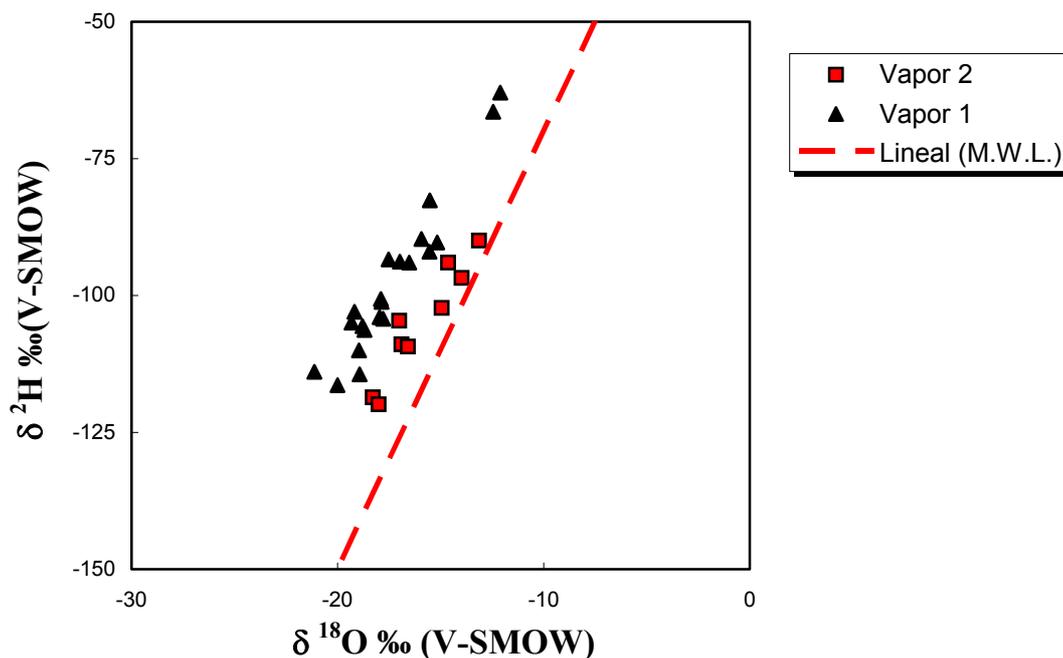
## GRUPO MENSUAL IV. (Mayo-Junio-Julio)



**Fig. 6.4.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 1<sup>a</sup> (desde las 22:00 hasta las 6:00 h). Se han separado las muestras según su valor de exceso en deuterio: Vapor 1:  $d > 31$ ; Vapor 2:  $d > 8$ ; Vapor 3:  $d > -5$ .



**Fig. 6.4.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 2<sup>a</sup> (desde las 6:00 hasta las 14:00 h). Se han separado las muestras según su valor de exceso en deuterio: Vapor 1:  $d > 29$ ; Vapor 2:  $d > 2$ .



**Fig. 6.4.c.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 3ª (desde las 14:00 hasta las 22:00 h). Se han separado las muestras según su valor de exceso en deuterio: Vapor 1:  $d > 31$ ; Vapor 2:  $d > 15$ .

En las figuras 6.4. a, b y c se representan los valores  $\delta^2\text{H}$  frente al  $\delta^{18}\text{O}$  en cada una de las franjas horarias para el Grupo mensual IV (Mayo-Junio-Julio). Los valores isotópicos de cada una de las muestras de vapor de agua atmosférico están representados en los distintos gráficos que se muestran en las figuras, a saber, las muestras en forma de triángulo y de color negro representan los datos obtenidos que tienen una ordenada en el origen más positiva, con valores intermedios son de forma cuadrada y de color rojo y por último, los más negativos son circulares y de color verde.

En este periodo se comprueba como existe una gran dispersión en los datos, y sólo se ve una relación entre la relación de exceso en deuterio y la humedad relativa, como más adelante se verá, y por esto se han diferenciado las muestras con diferentes colores.

**Tabla 6.9.** Valores máximos y mínimos y la media total de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  para el periodo descrito (Mayo-Junio-Julio) y las sus tres franjas horarias. Están incluidas todas las muestras, incluso las que sólo han podido medirse uno de los dos isótopos posibles ( $\delta^{18}\text{O}$  ó  $\delta^2\text{H}$ ).  $N^{18}\text{O}$  y  $N^2\text{H}$  simboliza el número de diferentes muestras de vapor de agua analizadas isotópicamente para el oxígeno y el hidrógeno respectivamente.

<b>GRUPO</b>	<b>FRANJA</b>	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$N^{18}\text{O}$	$N^2\text{H}$
<b>MENSUAL IV</b>	<b>HORARIA</b>	máx.	mín.	máx.	mín.	media	media		
MY-JN-JL	22:00-6:00	-11,7	-20,6	-77	-127	-14,9	-100	37	31
MY-JN-JL	6:00-14:00	-11,5	-21,1	-74	-128	-16,3	-101	24	21
MY-JN-JL	14:00-22:00	-12,1	-21,1	-66	-120	-17,1	-100	34	30

Como se ve en los datos de la tabla anterior, el valor más alto se alcanza desde las 6:00 hasta las 14:00 horas para  $\delta^{18}\text{O}$ , en cambio para el  $\delta^2\text{H}$  se tiene entre las 14:00 y las 22:00 horas. El dato más bajo se obtiene entre las 6:00 y las 22:00 horas para el  $\delta^{18}\text{O}$  y en el  $\delta^2\text{H}$  de 6:00 a 14:00. Los valores medios cambian drásticamente del hidrógeno al oxígeno, los datos isotópicos medios del hidrógeno son bastante homogéneos, siendo prácticamente iguales durante las 24 horas del día, en cambio los resultados obtenidos para el oxígeno sí son bastante heterogéneos, teniendo los valores más positivos desde las 22:00 hasta las 6:00 de la mañana, y los más empobrecidos desde las 14:00 hasta las 22:00. Hay que resaltar la gran cantidad de medidas de vapor de agua atmosférico en este periodo a través de todas las horas del día.

**Tabla 6.10.** Valores de exceso en deuterio calculados a partir de la fórmula de Dansgaard. “ $d$ ” media ecuaciones, como su nombre indica, da los valores de exceso en deuterio de las muestras de vapor de agua que se engloban en cada una de las grupos que se han diferenciado anteriormente con colores (fig. 6.4), “ $d$ ” media total nos da la media de los datos de exceso en deuterio en cada una de las franjas horarias. El número de muestras de cada ecuación viene en la columna denominada N.

GRUPO MENSUAL IV	FRANJA HORARIA	E	“ $d$ ” máx.	“ $d$ ” mín.	“ $d$ ” media ecuaciones	“ $d$ ” media total	N
MY-JN-JL	22:00-6:00	1.	50	31	40	22	14
		2.	24	8	14		11
		3.	0	-5	-3		6
MY-JN-JL	6:00-14:00	1.	54	29	37	30	17
		2.	23	2	13		7
MY-JN-JL	14:00-22:00	1.	55	31	41	36	21
		2.	31	15	23		9

## GRUPO MENSUAL V. (Julio-Agosto-Septiembre)

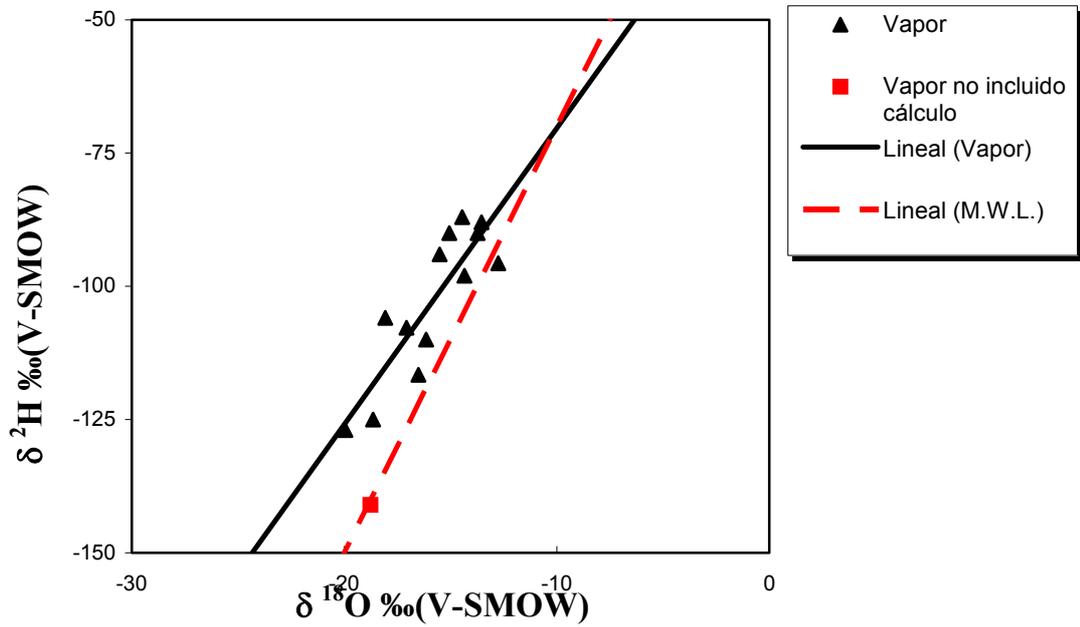


Fig. 6.5.a. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 1<sup>a</sup> (desde las 21:00 hasta las 5:00 h.).

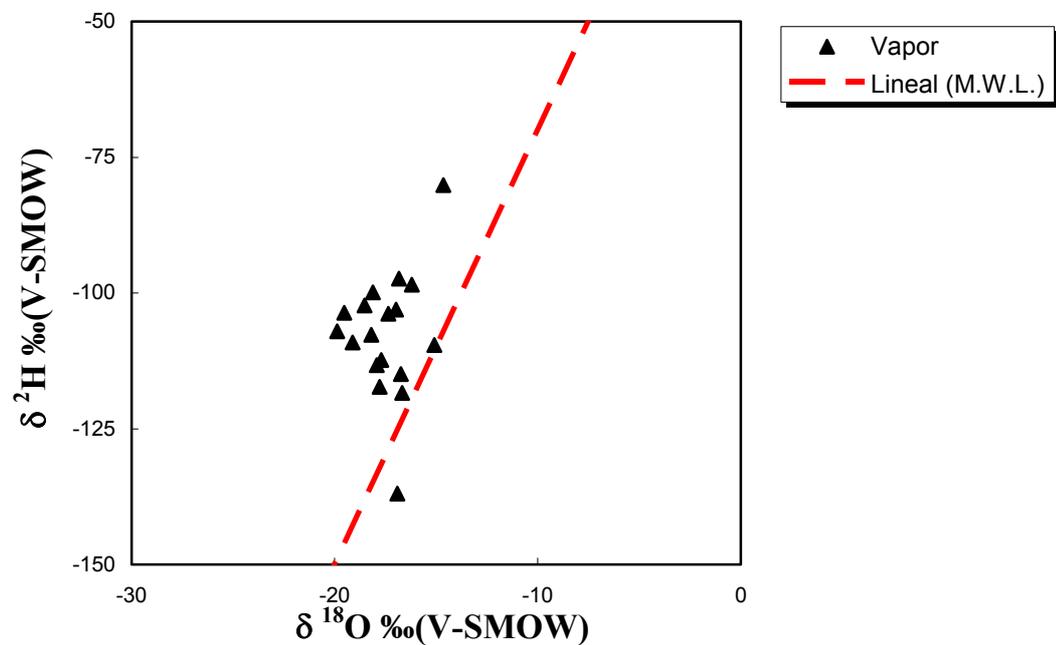
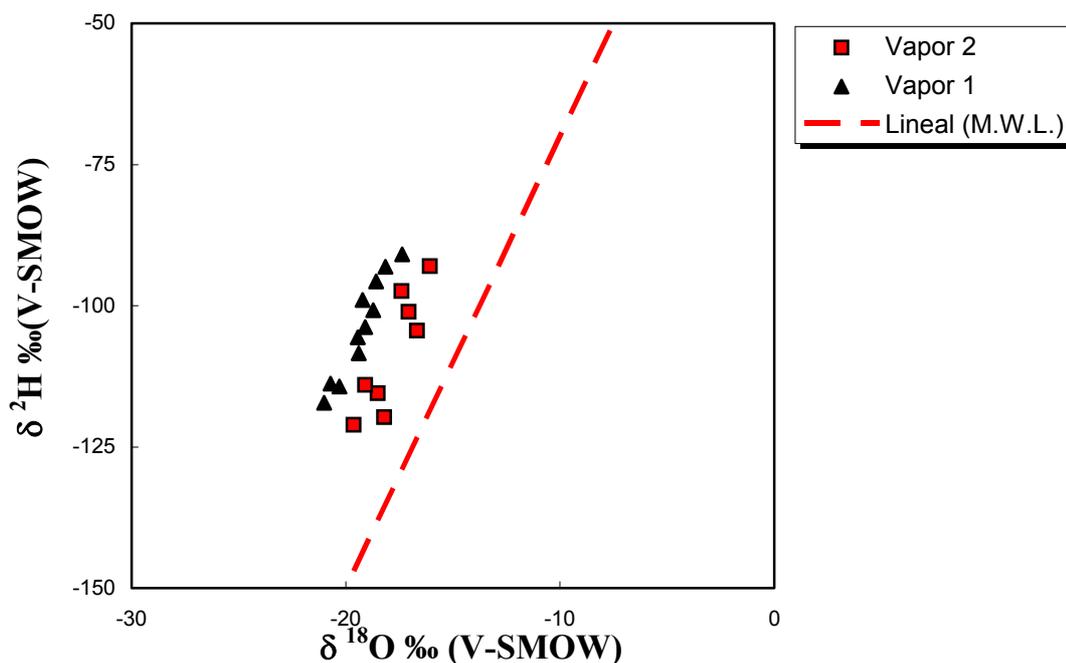


Fig. 6.5.b. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 2<sup>a</sup> (desde las 5:00 hasta las 13:00 h.).



**Fig. 6.5.c.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 3ª (desde las 13:00 hasta las 21:00 h.). Se han separado las muestras según su valor de exceso de deuterio: Vapor 1:  $d > 47$ ; Vapor 2:  $d > 42$ .

En las figuras 6.5. a, b, c están representados los datos isotópicos en valores  $\delta \text{‰}_{V-SMOW}$  de las muestras de vapor de agua atmosférico en Granada capital en el periodo comprendido entre los meses de Agosto-Septiembre-Octubre (grupo mensual V) ( $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$ ). Cada una de las figuras corresponde a una de sus franjas horarias. Se han introducido todos los datos dentro de ellas, cada punto es un valor de una de las medidas del vapor de agua atmosférico. Las formas de los puntos son triángulos de color negro en las figuras 6.5.a y 6.5.b, en la figura 6.5.c se tienen éstos últimos para la recta denominada 1, y con cuadrados rojos la 2.

**Tabla 6.11.** Valores máximos, mínimos y medios de los datos  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , como siempre en ‰ frente a V-SMOW, para el correspondiente grupo mensual y para cada franja horaria. Están realizados para cada una de las ecuaciones si existe, además del total para esa franja horaria (en el caso de la franja horaria de 13:00-21:00).  $N/^{18}\text{O}$  y  $N/^2\text{H}$  simbolizan el número de muestras para el oxígeno y el hidrógeno respectivamente. Están incluidas todas ellas, incluso las que sólo se ha podido analizar uno de los dos ( $\delta^{18}\text{O}$  ó  $\delta^2\text{H}$ ).

GRUPO MENSUAL V	FRANJA HORARIA	E	$\delta^{18}\text{O}$ máx.	$\delta^{18}\text{O}$ mín.	$\delta^2\text{H}$ máx.	$\delta^2\text{H}$ mín.	$\delta^{18}\text{O}$ media	$\delta^2\text{H}$ media	$N/^{18}\text{O}$	$N/^2\text{H}$
JL-AG-SP	21:00-5:00	1.	-12,8	-20,0	-87	-127	-16,0	-104	15	13
JL-AG-SP	5:00-13:00	-	-14,6	-19,9	-80	-137	-17,6	-108	20	18
JL-AG-SP	13:00-21:00	1.	-17,4	-21,0	-91	-117	-19,3	-103,9	11	11
		2.	-16,1	-19,6	-93	-121	-17,8	-108	8	8
		TOTAL	-16,1	-21,0	-91	-117	-18,7	-106	19	19

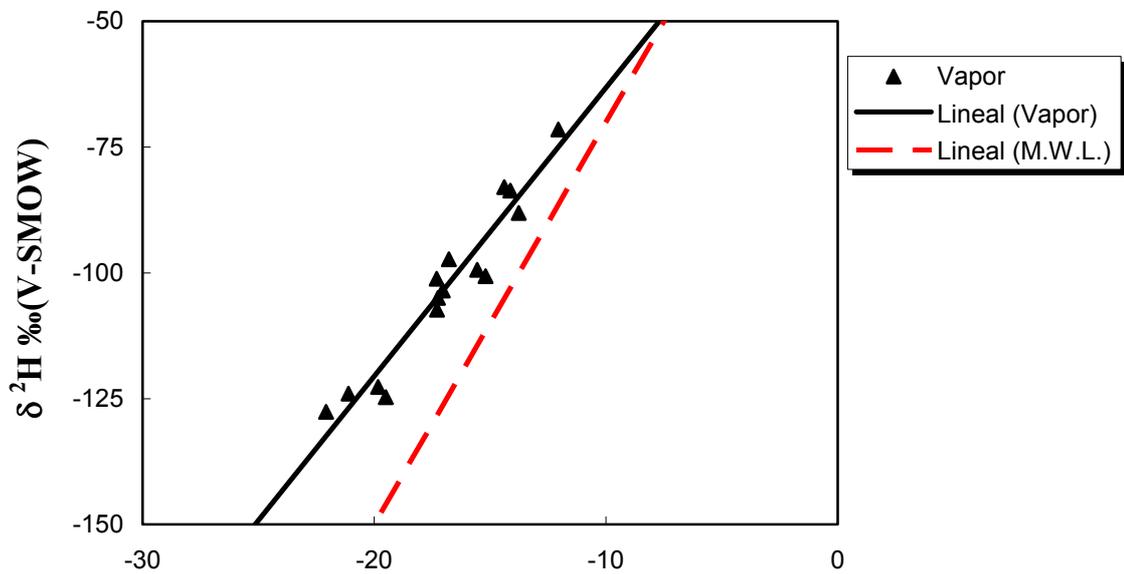
El valor más enriquecido en  $^{18}\text{O}$  del vapor de agua atmosférico para este grupo mensual (Julio-Agosto-Septiembre) corresponde a la medida del día 26/8/99 recogida entre las 22:45-23:30, y el más empobrecido el día 8/9/00 desde las 13:05-13:50 horas. El más enriquecido en el isótopo  $^2\text{H}$  se dio el día 31/8/99 de las 10:15-10:45 horas, y el más empobrecido en éste isótopo corresponde a la fecha 27/7/00 desde las 8:10-8:53. Los valores medios más positivos (en ‰) están englobados en la 1ª franja horaria (21:00-5:00), en cambio los más negativos están dentro de la 3ª franja horaria (13:00-21:00), tanto para el oxígeno como para el hidrógeno. Los valores isotópicos  $\delta^{18}\text{O}$  medios tienen una diferencia más acusada entre las tres franjas horarias, ya que los  $\delta^2\text{H}$  medios tienen un valor muy similar entre ellos.

**Tabla 6.12.** Valores máximos, mínimos, la media de los valores incluidos en cada una de las ecuaciones y la media total para cada una de las franjas horarias del exceso en deuterio ( $d$ ) calculados según la fórmula de Dansgaard ( $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ , Dansgaard, 1964). N representa el número de medidas en las cuales se han calculado el exceso en deuterio. Hay que decir que están todos y cada uno de los datos en los cuales se ha podido calcular (todas las muestras de vapor de agua atmosférico en este grupo mensual, Julio-Agosto-Septiembre, en los que se ha podido medir ambos isótopos,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ ).

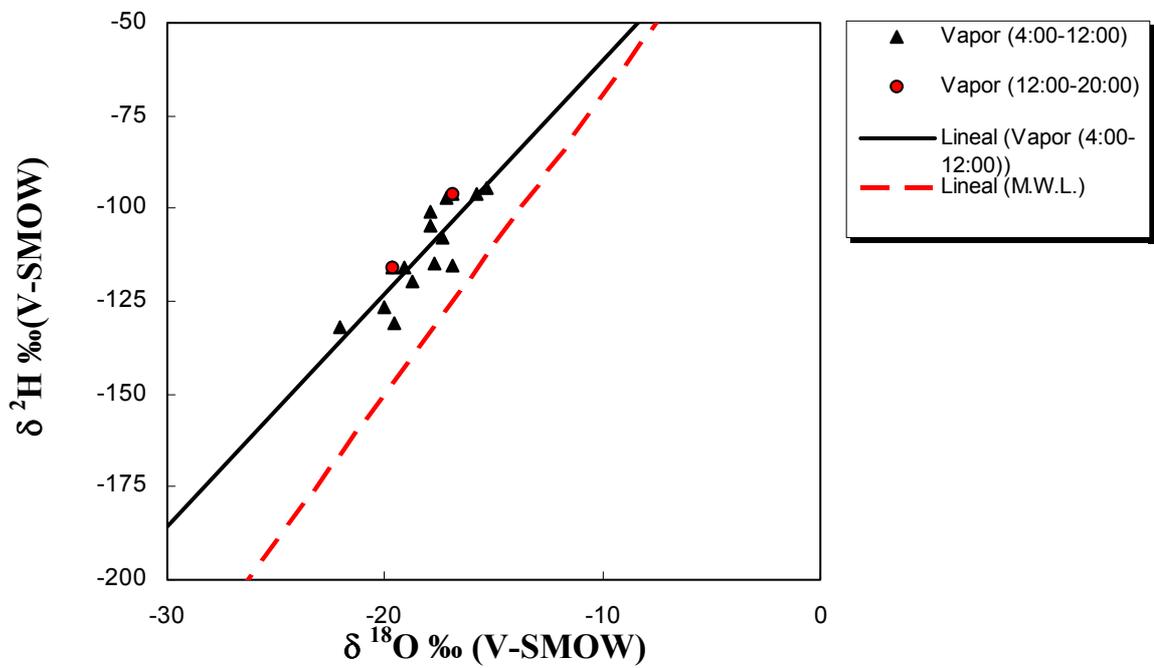
GRUPO MENSUAL V	FRANJA HORARIA	E	"d" máx.	"d" mín.	"d" media ecuación	"d" media total	N
JL-AG-SP	21:00-5:00	1ª	39	6	24	24	13
JL-AG-SP	5:00-13:00	-	53	-2	-	32	18
JL-AG-SP	13:00-21:00	1ª	55	47	50	-	8
		2ª	42	26	34	-	11
		TOTAL	55	26	-	44	19

El valor máximo en exceso en deuterio está en la 3ª franja horaria, en concreto el día 23/8/00 a las 19:35-20:16 ( $d = 55$  ‰), y el mínimo está englobado en la 2ª franja horaria, el día 27/7/00 a las 8:10-8:53 horas ( $d = -2$  ‰). En cuanto a los valores medios, el mayor exceso en deuterio se alcanza desde las 13:00 hasta las 21:00 horas ( $d = 44$  ‰), el mínimo está acotado entre las 21:00 y las 5:00 de la mañana ( $d = 23$  ‰).

## GRUPO MENSUAL VI (Septiembre-Octubre-Noviembre).



**Fig. 6.6.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 1ª (desde las 20:00 hasta las 4:00 h.).



**Fig. 6.6.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno en la franja horaria 2ª y 3ª (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

En las figuras 6.6.a y b están representados los valores isotópicos ( $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$ ) del vapor de agua atmosférico recogidas en Granada capital en el grupo mensual VI (Septiembre-Octubre-Noviembre). Los valores están referidos al patrón V-SMOW. En la gráfica correspondiente a la figura 6.6.a representa los datos correspondientes a la 1ª franja horaria (desde las 20:00 hasta las 4:00 de la mañana). En la figura 6.6.b están los valores isotópicos de la 2ª franja horaria (4:00-12:00) y la 3ª franja horaria (12:00-20:00), representado como cuadrados de color rojo y en triángulos de color negro respectivamente; se ha realizado así, debido a la escasez de datos disponible entre las 4:00 y las 12:00 horas.

En las dos figuras se observa que se alinean bastante bien alrededor de una recta, aunque sobre todo en la figura 6.6.b presentan una dispersión bastante grande. Los dos valores correspondientes a la 2ª franja horaria (4:00-12:00 h) parece que se engloban perfectamente dentro de la pendiente.

**Tabla 6.13.** Datos isotópicos máximos, mínimos y medios del oxígeno y del hidrógeno del vapor de agua atmosférico de Granada capital en el grupo mensual VI (Septiembre-Octubre-Noviembre). Los datos están descritos como siempre en  $\delta$  ‰ frente al patrón internacional V-SMOW. Los datos de la franja horaria que comprende el intervalo desde las 4:00 hasta las 12:00 se ha incluido dentro de la siguiente, es decir, desde las 12:00 hasta las 20:00 horas. También están descritos el número de datos disponibles para cada una de las especies isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ).

GRUPO MENSUAL VI.	FRANJA HORARIA	E	$\delta^{18}\text{O}$ máx.	$\delta^{18}\text{O}$ mín.	$\delta^2\text{H}$ máx.	$\delta^2\text{H}$ mín.	$\delta^{18}\text{O}$ media	$\delta^2\text{H}$ media	N/ $^{18}\text{O}$	N/ $^2\text{H}$
SP-OC-NOV	20:00-4:00	1.	-12,1	-22,7	-72	-128	-17,3	-104	18	16
SP-OC-NOV	4:00-20:00	1.	-15,3	-22,0	-95	-132	-18,2	-111	16	15

**Tabla 6.14.** Ecuaciones de la línea de tendencia de las ecuaciones calculadas a partir de los datos expuestos en los gráficos **a** y **b**. La ecuación del gráfico **b** se calculó en base a todos los datos isotópicos disponibles analizados del vapor de agua atmosférico, incluidos aquellos que pertenecen a la fracción horaria que comprende desde las 4:00 de la madrugada hasta las 12:00 del medio día. También se muestran en la tabla los diferentes coeficientes de correlación de las ecuaciones de la línea de tendencia (dados según  $R^2$ ), además de la cantidad de datos disponibles para el cálculo de las ecuaciones mencionadas. Todos los datos obtenidos están dentro ellos.

GRUPO MENSUAL VI	FRANJA HORARIA	E	ECUACIONES REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
SP-OC-NOV	20:00-4:00	1.	$\delta^2\text{H}=5,8\delta^{18}\text{O}-6$	0,930	15	0,001
SP-OC-NOV	4:00-20:00	1.	$\delta^2\text{H}=6,3\delta^{18}\text{O}+3$	0,731	15	0,01

Las dos ecuaciones que definen la correlación entre los dos parámetros enfrentados ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ ) tienen una pendiente muy similar, 6,2, y también una ordenada en el origen parecida, entre todas las franjas horarias. Esto quiere decir que durante este grupo mensual (Septiembre-Noviembre-Diciembre), no existen diferencias apreciables durante las 24 horas del día. Los  $R^2$  no son demasiado buenos ( $R^2 = 0,88$  y  $0,73$  para la 1ª y la 2ª + 3ª franja horaria respectivamente), aunque la cantidad de datos disponibles y la utilización de ellos (suma de la 2ª y la 3ª franja horaria) hace pensar que son suficientes para definirse por este último razonamiento

**Tabla 6.15.** Valores de exceso en deuterio calculados a partir de la ecuación dada por Dansgaard, 1964 ( $d = \delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ ). Se dan los valores máximos, mínimos y medios obtenidos en el grupo mensual VI (Septiembre-Octubre-Noviembre). Como en las anteriores tablas de este grupo mensual, los datos de la franja horaria 4:00-12:00 se ha incluido con la siguiente, quedando una franja que comprende 16 horas en el día, quedando desde las 4:00 de la madrugada hasta las 20:00 de la tarde.

GRUPO MENSUAL VI	FRANJA HORARIA	E	"d" máx.	"d" mín.	"d" media total	N
SP-OC-NOV	20:00-4:00	1.	49	19	32	16
SP-OC-NOV	4:00-20:00	1.	44	20	34	15

El valor máximo y mínimo en exceso en deuterio ( $d_{\text{máx.}} = 49 \text{ ‰}$  y  $d_{\text{mín.}} = 19 \text{ ‰}$ ) se encuentra dentro de la franja horaria 1ª, en concreto el día 28/10/99 desde las 20:00 hasta las 20:30 horas y el día 19/11/99 desde las 20:35 hasta las 21:05 horas para los dos valores respectivamente. El menor exceso en deuterio medio de todos los valores también se encuentra dentro de la misma franja horaria, aunque es importante indicar que los valores medios son bastante similares a través de todo el día, además de tener el mismo número de datos en las dos gráficas de las figuras 6.6.

### V.2.2. El exceso en deuterio (*d*).

En este apartado se van a relacionar los valores isotópicos del oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ), del hidrógeno ( $\delta^2\text{H}$ ) y del exceso en deuterio (*d*), de las muestras de vapor de agua atmosférico frente a los valores medios de humedad del aire que se produjeron durante la toma de muestras.

En casi todas las publicaciones en las que han estudiado este tema han comparado la cantidad de humedad que existía en la atmósfera (humedad relativa o la razón de mezcla de vapor de agua) con la composición isotópica del hidrógeno (White y Gedzelman, 1984; Gedzelman, 1987; Jacob, H. y Sonntag, C., 1991; Moreira et al., 1997; He, H y Smith R. B., 1999; He et al., 2001; Yopez et al., 2003). Pero en muy pocas se han realizado con respecto al exceso en deuterio del vapor de agua atmosférico (Sonntag et al., 1991). Éste último parámetro es una herramienta muy eficaz que se está utilizando últimamente, pero sobre todo en el agua procedente de la precipitación.

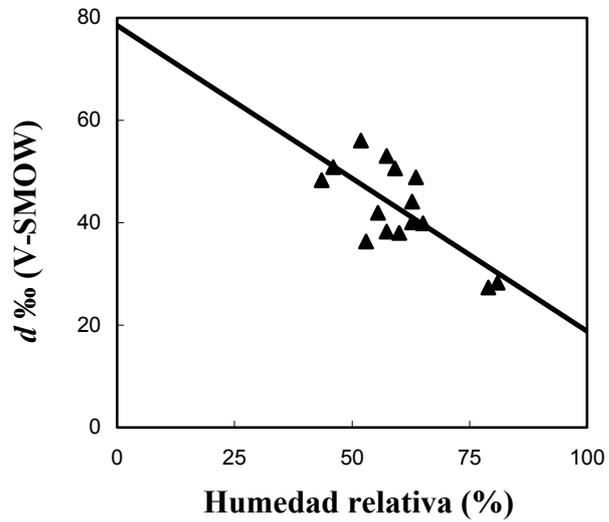
El exceso en deuterio se ha calculado, como ya se comentó anteriormente, a partir de la fórmula dada por Dansgaard en 1964:

$d \text{‰} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ , cuyas características ya se explicaron en la introducción.

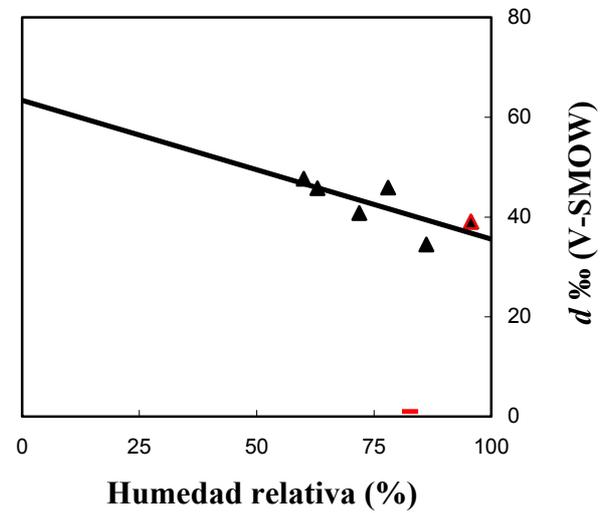
Los valores de la humedad relativa media del aire (*h* %) se han conseguido a partir de la media de los datos de tres horas, incluido el tiempo de muestreo del vapor de agua atmosférico. En todas las figuras y ecuaciones se expresará en tanto por ciento.

Se va seguir el mismo procedimiento que en el apartado anterior, se va a dividir por los grupos mensuales y las franjas horarias definidas anteriormente.

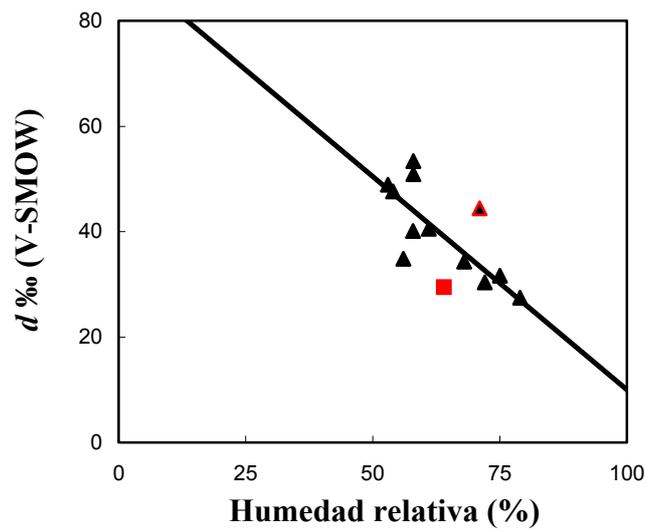
## GRUPO MENSUAL I (Noviembre-Diciembre-Enero).



**Fig. 6.7.a.** Exceso en deuterio del vapor ( $d$ ) frente a la humedad relativa ( $h\%$ ) en la franja horaria 1ª (desde las 19:00 hasta las 3:00 h).



**Fig. 6.7.b.** Exceso en deuterio del vapor ( $d$ ) frente a la humedad relativa ( $h\%$ ) en la franja horaria 2ª (desde las 3:00 hasta las 11:00 h.).



**Fig. 6.7.c.** Exceso en deuterio del vapor ( $d$ ) frente a la humedad relativa ( $h\%$ ) en la franja horaria 3ª (desde las 11:00 hasta las 19:00 h.).

En las figuras 6.7. a, b, c están representados los valores calculados de exceso de deuterio de cada una de las muestras de vapor de agua recogidas en el grupo mensual I (Noviembre-Diciembre-Enero) para cada una de las franjas horarias, frente a la humedad relativa.

La humedad relativa media es la correspondiente al valor medio del aire durante tres horas, incluido el tiempo que duraba el muestreo (casi todos de 30 a 45 minutos). Los puntos con forma de triángulo y de color negro representan cada una de las muestras de vapor de agua. Todos los datos están incluidos en el cálculo de la línea de tendencia, excepto en la figura 6.7.b y c donde existen valores que no se han incluido, éstas últimas se han representado en forma de triángulo de color rojo y fondo negro, cuadrado rojo y plaqueta roja, dependiendo cada una de las razones por las cuales no se ha estimado incluir.

En la figura 6.7.b el punto con forma triangular rojo con fondo negro corresponde al día 17/1/01 desde las 9:50 hasta las 10:35, y la causa principal de que se haya ido se debe a que había llovido ese mismo día, terminando ésta sobre las 4:00 de la madrugada, por lo tanto demasiado cerca en el tiempo de la muestra de vapor, aunque no se separa excesivamente de la tendencia general de los parámetros que se enfrentan en estas figuras, sí lo hacen en las figuras de la composición isotópica del hidrógeno y oxígeno frente a la humedad relativa, por lo que se ha optado en retirarla también de éstas.

El otro punto en discordia de esta misma figura (6.7.b), representado en forma de plaqueta de color rojo pertenece al día 7/1/00 desde las 10:15 hasta las 11:00 horas. La explicación por la cual este punto se ha retirado, que ya se explicó en la figura 6.1 ( $\delta^2\text{H}$  frente  $\delta^{18}\text{O}$ ), es porque ha existido un fraccionamiento importante en el momento de la condensación del vapor.

En la figura 6.7.c existen dos muestras excluidas del cálculo de la tendencia de ésta. Una dibujada en forma triangular de color rojo con fondo negro pertenece al día 17/1/01 desde las 12:14 hasta las 13:12 horas se ha

excluido por la misma razón que el dato de la figura 6.7.b que pertenece al mismo día. Existe un tercer punto de este mismo día recogido desde las 18:15 hasta las 19:00 horas, pero se ajusta coherentemente a las diferentes correlaciones entre los parámetros. Por lo tanto, como mínimo se necesita que pasen como mínimo unas 14 horas después de que se haya producido la precipitación, para que la composición isotópica del vapor de agua de la atmósfera vuelva a ser “estable” (teniendo en cuenta por supuesto las características particulares del lugar de muestreo y del día en cuestión, por ejemplo, con una velocidad del viento bajo, una determinada temperatura del suelo, si existe inversión térmica o no, etc.). Aunque no se realice un cálculo cuantitativo de cuánto tiempo se tardaría en “estabilizarse” isotópicamente esta atmósfera (que podría ser interesante en un estudio posterior), nos puede servir para saber a grosso modo, de manera cualitativa, hasta qué punto podemos incluir los datos sin que interfiera directamente el agua de la precipitación.

La otra muestra excluida se muestra en la figura 6.7.c en forma cuadrada de color rojo pertenece al día 20/11/99 desde las 13:00 hasta las 13:30 horas. La noche anterior se había producido una precipitación en forma de nieve, por lo tanto, al igual que en la figura 6.1.c ( $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$ ) se ha retirado de este cálculo (ver explicación de la figura 6.1.c.)

**TABLA 6.16.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa (h %) en el Grupo I (Noviembre-Diciembre-Enero) para cada una de las franjas horarias. El número de muestras de cada franja horaria está descrito en la columna N. En algunas casillas aparecen dos valores, el primero de ellos es el que corresponde si se toman todos los datos, y el segundo si no se cuentan aquellos que han sido eliminados en el cálculo de la tendencia, excepto la muestra fraccionada artificialmente.

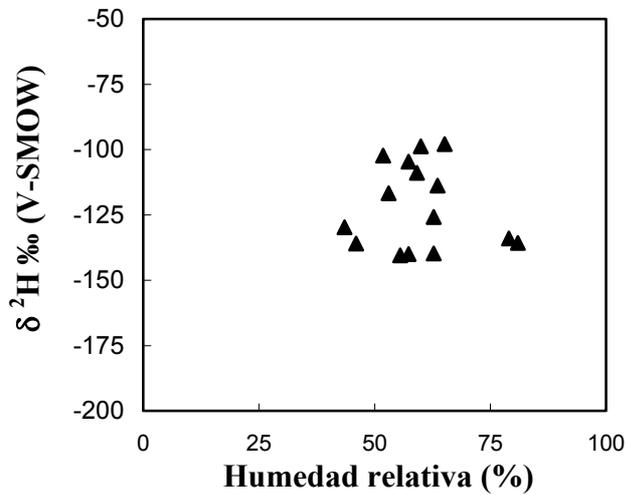
GRUPO MENSUAL I	FRANJA HORARIA	h % máx.	h % mín.	h % media	N
N-D-E	19:00-3:00	81	44	60	15
N-D-E	3:00-11:00	96; 86	60	75; 73	6; 5
N-D-E	11:00-19:00	79	53	64; 63	13; 11

**Tabla 6.17.** Ecuaciones de tendencia calculadas a partir de las figuras 6.7.a,b,c (exceso en deuterio ( $d$ ) frente a la humedad relativa del aire mediada ( $h$  %)) del grupo mensual I (Noviembre-Diciembre-Enero) para cada una de las franjas horarias. También se da el coeficiente de correlación de cada una de las ecuaciones ( $R^2$ ). N es el número de muestras englobados en cada línea de tendencia.

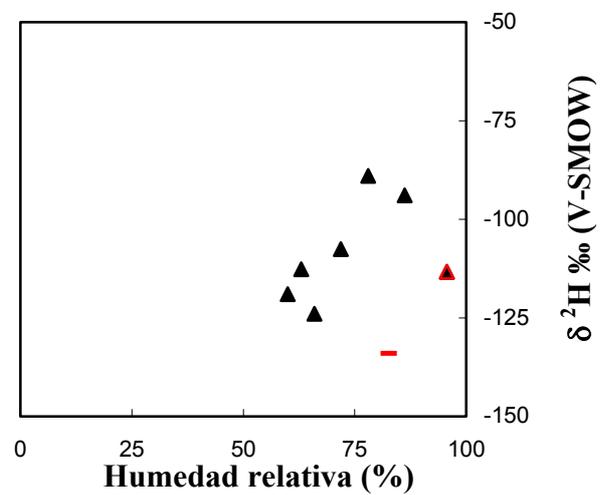
GRUPO MENSUAL I	FRANJA HORARIA	ECUACIÓN REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
N-D-E	19:00-3:00	$d = -0,6h + 79$	0,504	15	0,05
N-D-E	3:00-11:00	$d = -0,3h + 64$	0,594	5	-
N-D-E	11:00-19:00	$d = -0,8h + 91$	0,658	11	0,05

Como se puede ver en los datos incluidos en la tabla 6.17. las líneas de tendencia son muy parecidas entre ellas, excepto la que corresponde a aquellas que están entre las 3:00 de la madrugada a las 11:00 de la mañana, que no es demasiado representativo debido a la escasez de datos. Los coeficientes de correlación son bastante buenos, lo que nos indica claramente que existe una relación directa entre la humedad relativa del aire y la relación entre los valores isotópicos del hidrógeno y del oxígeno del vapor de agua que hay en la atmósfera superficial en ese momento.

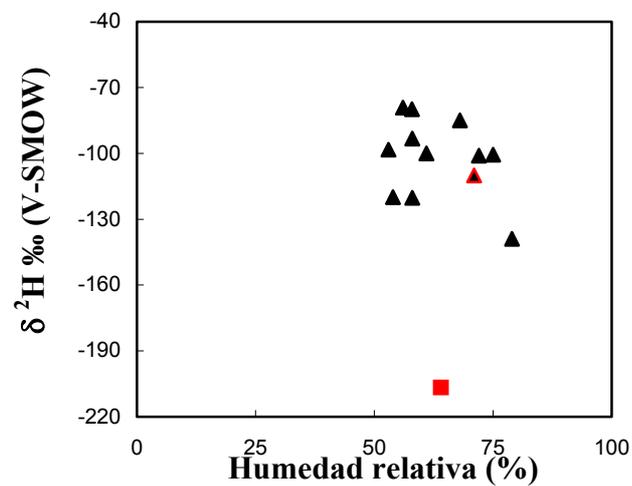
## GRUPO MENSUAL I (Noviembre-Diciembre-Enero).



**Fig. 6.8.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 19:00 hasta las 3:00 h).



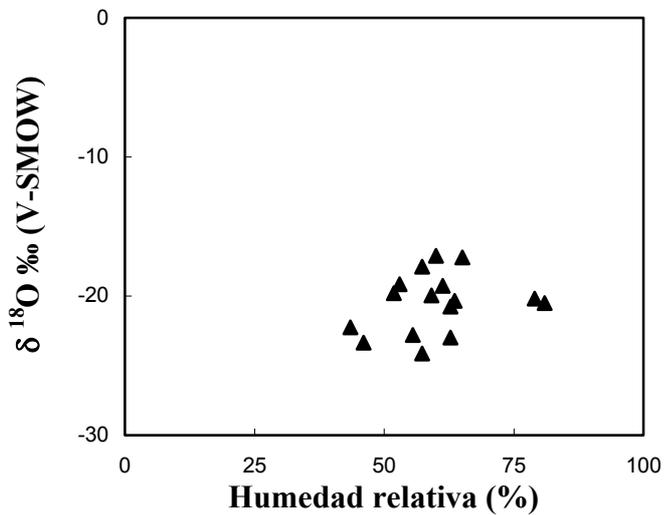
**Fig. 6.8.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª (desde las 3:00 hasta las 11:00 h.).



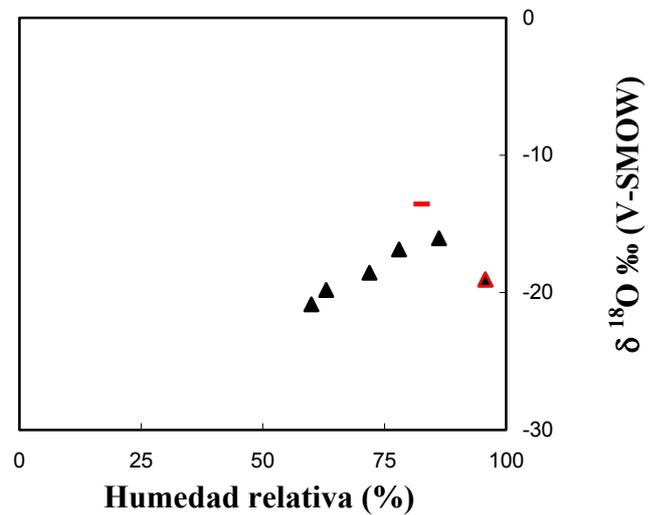
**Fig. 6.8.c.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 11:00 hasta las 19:00 h.).

En las figuras 6.8. a, b, c están representados los valores isotópicos del hidrógeno ( $\delta^2\text{H}$  ‰<sub>V-SMOW</sub>) del vapor de agua atmosférico frente a la humedad relativa media del aire (%). Los datos son los pertenecientes al grupo mensual I (Noviembre-Diciembre-Enero). Cada una de las figuras corresponde a una de las franjas horarias en las que se ha dividido este grupo. Los valores están representados en forma de triángulos de color negro, de color rojo con fondo negro y plaqueta rojas. Cada una de estas formas corresponde a los mismos días, horas y las razones por las que se han dibujado así en las figuras 6.1 ( $\delta^2\text{H}$  frente  $\delta^{18}\text{O}$ ).

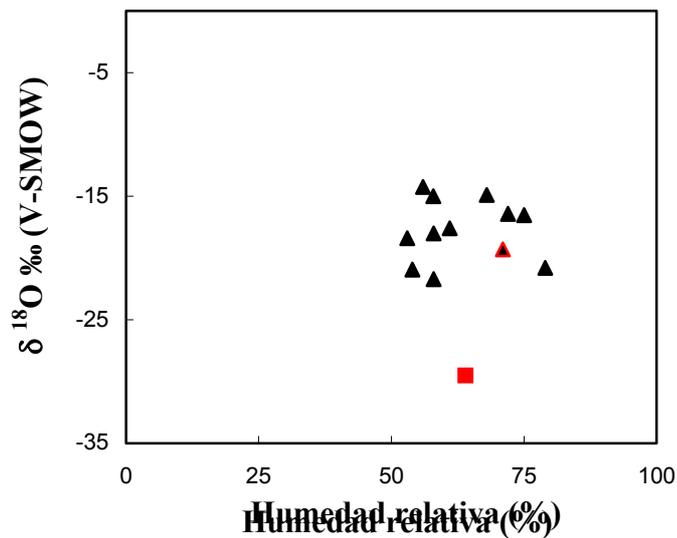
## GRUPO MENSUAL I (Noviembre-Diciembre-Enero).



**Fig. 6.9.a.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 19:00 hasta las 3:00 h.).



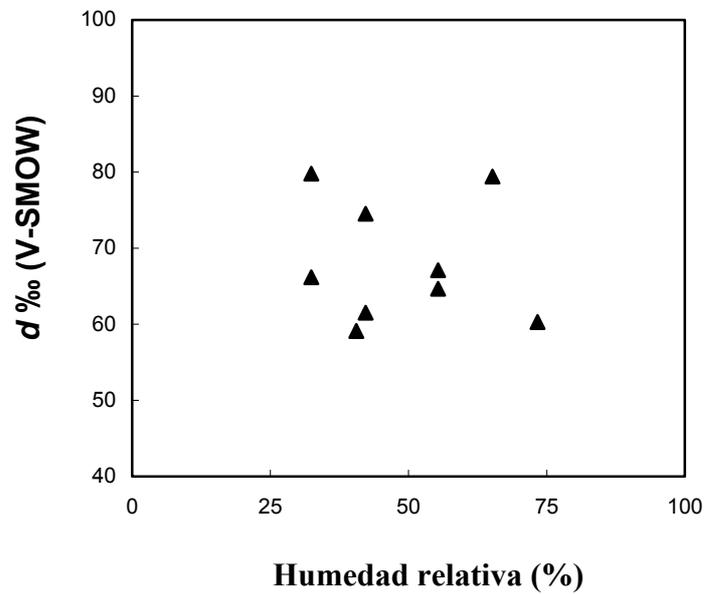
**Fig. 6.9.b.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª (desde las 3:00 hasta las 11:00 h.).



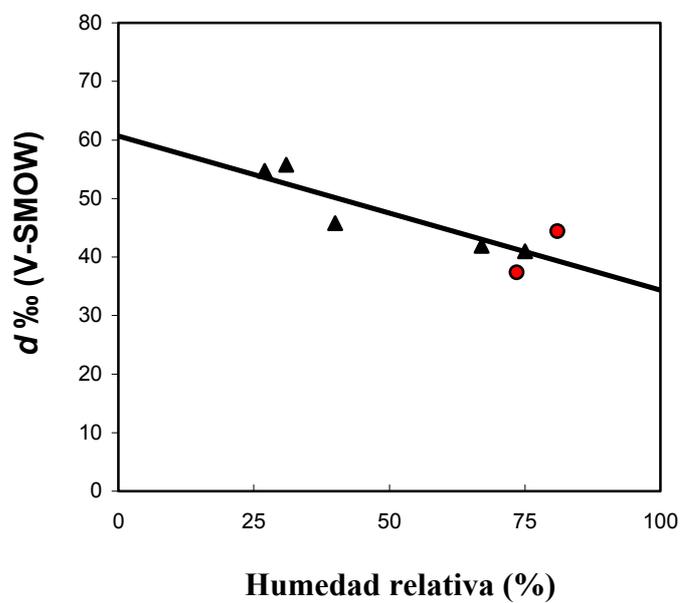
**Fig. 6.9.c.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 11:00 hasta las 19:00 h.).

En las figuras 6.9. a, b, c están representados los valores isotópicos del oxígeno perteneciente al vapor de agua atmosférico frente a la humedad media del aire, pertenecientes al grupo mensual I (Noviembre-Diciembre-Enero) para cada franja horaria. Las formas de las muestras son como las ya indicadas anteriormente.

Como se comprueba en las figuras, ocurre un proceso similar a lo que sucedía con el hidrógeno en las anteriores figuras, la relación entre la composición isotópica del oxígeno y la humedad relativa media del aire es escasa o casi inexistente

**GRUPO MENSUAL II (Enero-Febrero-Marzo).**

**Fig. 6.10.a.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 20:00 hasta las 4:00 h.).



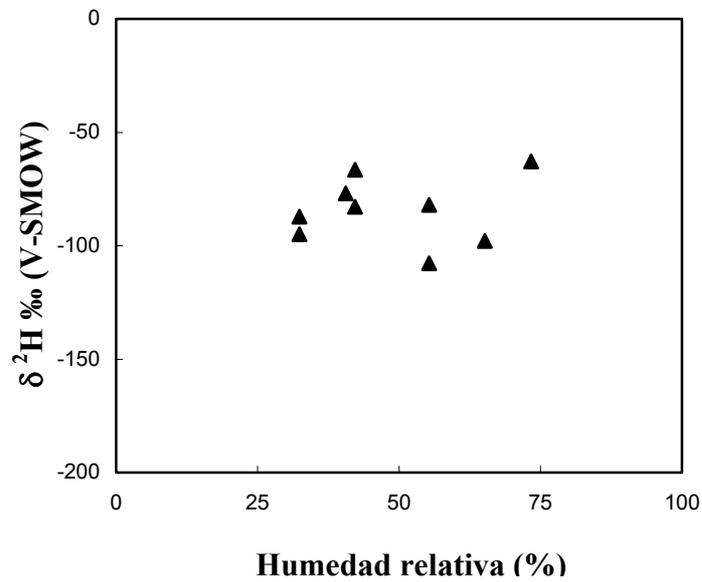
**Fig. 6.10.b.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª y 3ª (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

**TABLA 6.16.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa ( $h$  %) en el Grupo II (Enero-Febrero-Marzo) para cada una de las franjas horarias. El número de muestras de cada franja horaria está descrito en la columna N.

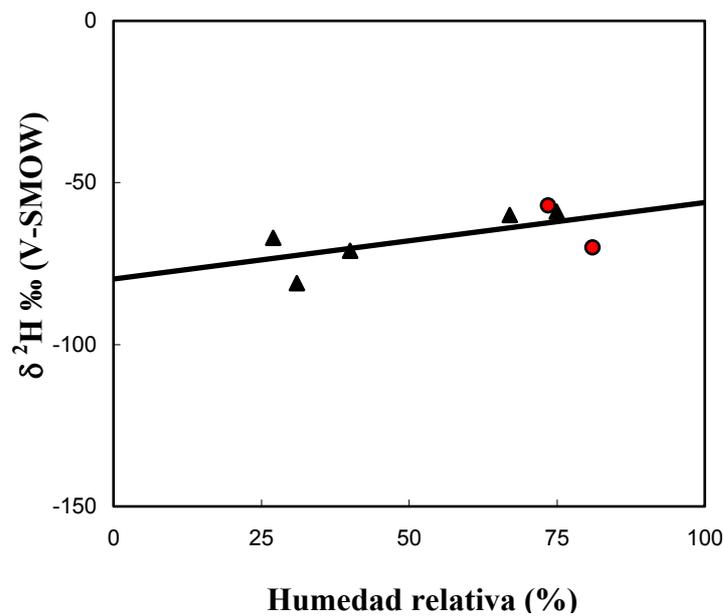
GRUPO MENSUAL II	FRANJA HORARIA	$h$ % máx.	$h$ % mín.	$h$ % media	N
E-F-M	20:00-4:00	80	32	53	9
E-F-M	4:00-20:00	81	29	57	7

**Tabla 6.17.** Ecuaciones de tendencia calculadas a partir de las figuras 6.10 .a, b (exceso en deuterio,  $d$ , frente a la humedad relativa del aire mediada,  $h$  %) del grupo mensual II (Enero-Febrero-Marzo) para cada una de las franjas horarias. También se da el coeficiente de correlación de cada una de las ecuaciones ( $R^2$ ). N es el número de muestras englobadas en cada línea de tendencia.

GRUPO MENSUAL II	FRANJA HORARIA	ECUACIÓN REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
E-F-M	20:00-4:00	-	-	-	-
E-F-M	4:00-20:00	$d = -0,3h + 61$	0,764	7	0,05

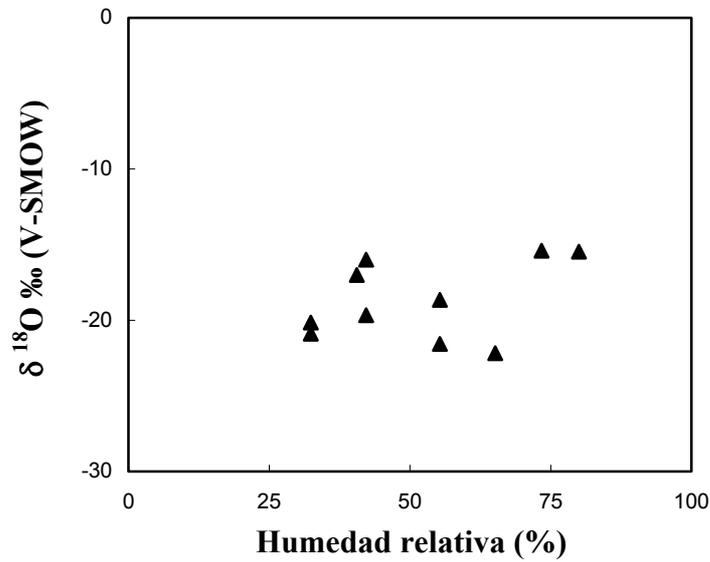
**GRUPO MENSUAL II (Enero-Febrero-Marzo).**

**Fig. 6.11.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 20:00 hasta las 4:00 h.).

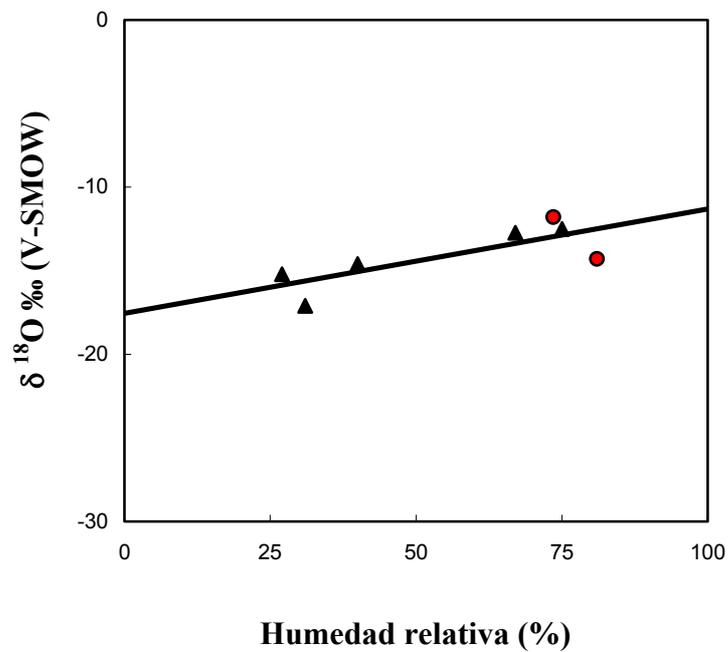


**Fig. 6.11.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª y 3ª (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

## GRUPO MENSUAL II (Enero-Febrero-Marzo).



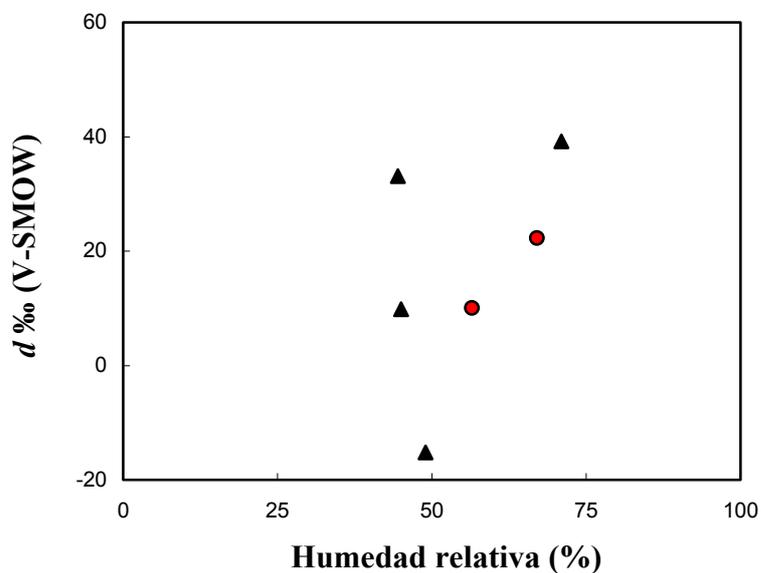
**Fig. 6.12.a.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 20:00 hasta las 4:00 h.).



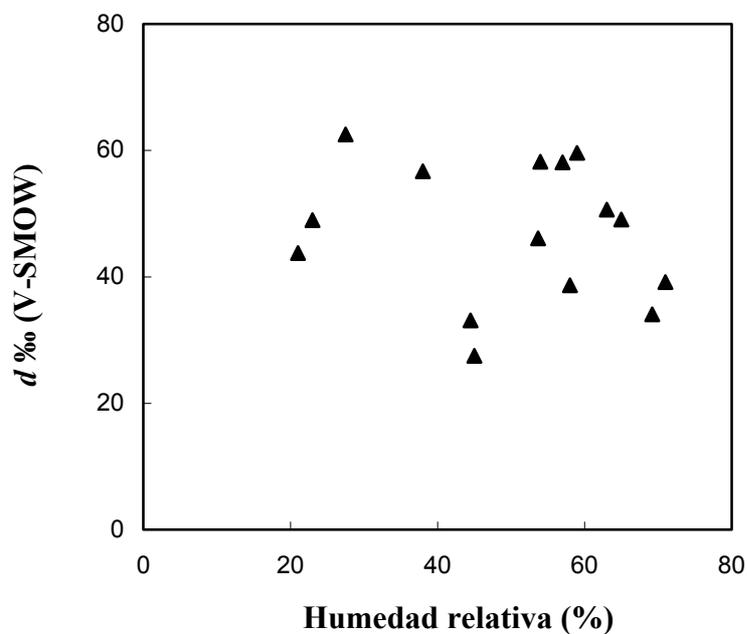
**Fig. 6.12.b.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

**Tabla 6.18.** Ecuaciones de tendencia calculadas a partir de las figuras 6.11 y 6.12 ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  frente a la humedad relativa del aire mediada,  $h$  %) del grupo mensual II (Enero-Febrero-Marzo) para cada una de las franjas horarias. También se da el coeficiente de correlación de cada una de las ecuaciones ( $R^2$ ). N es el número de muestras englobadas en cada línea de tendencia.

GRUPO MENSUAL II	FRANJA HORARIA	ECUACIÓN REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
E-F-M	20:00-4:00	- -	- -	- -	- -
E-F-M	4:00-20:00	$\delta^2\text{H}=0,2h - 80$ $\delta^{18}\text{O}=0,1h - 18$	0,406 0,606	7 7	- -

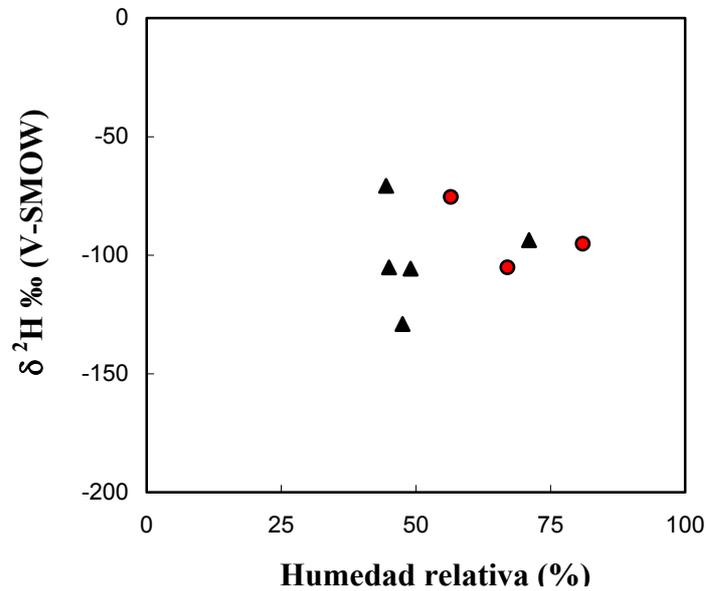
**GRUPO MENSUAL III (Marzo-Abril-Mayo).**

**Fig. 6.13.a.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en las franjas horarias 1ª (triángulos negros) y 2ª (círculos rojos), desde las 21:00 hasta las 13:00 h.

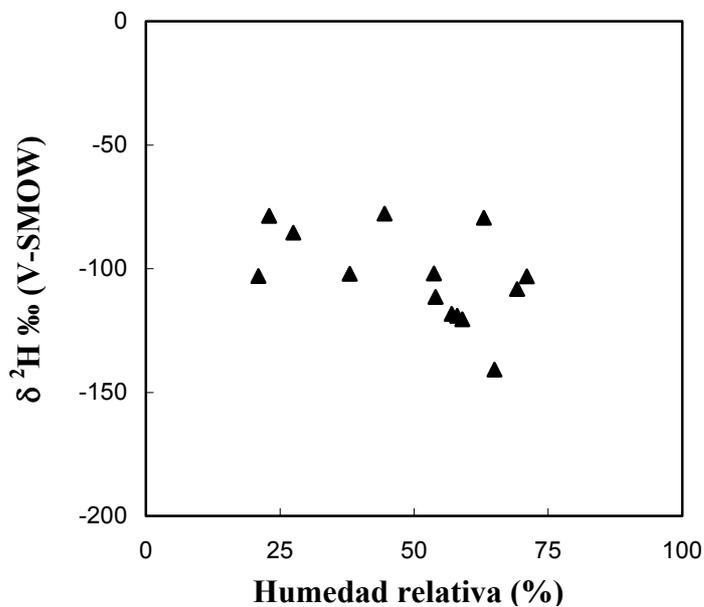


**Fig. 6.13.b.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 21:00 hasta las 13:00 h).

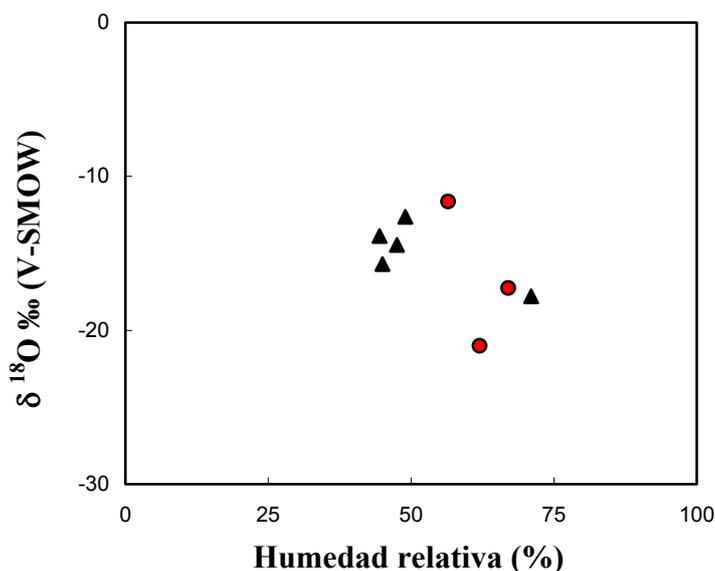
## GRUPO MENSUAL III (Marzo-Abril-Mayo).



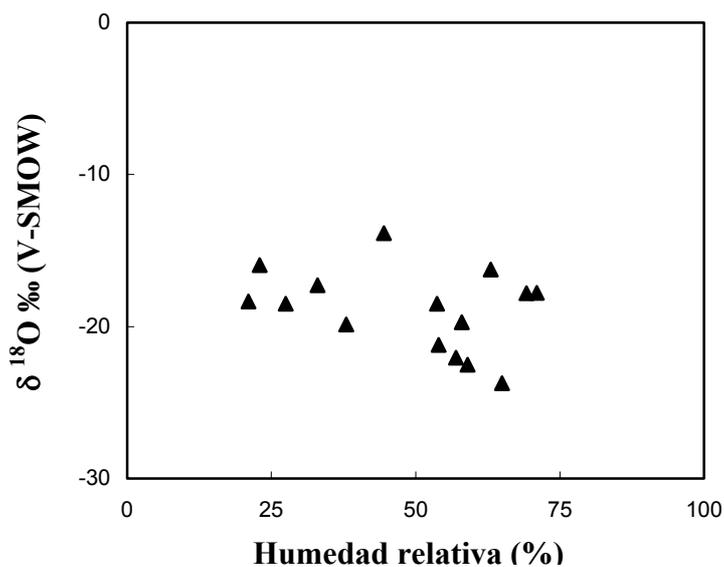
**Fig. 6.14.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en las franjas horarias 1ª (triángulos negros) y 2ª (círculos rojos), desde las 21:00 hasta las 13:00 h.



**Fig. 6.14.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 21:00 hasta las 13:00 h).

**GRUPO MENSUAL III (Marzo-Abril-Mayo).**

**Fig. 6.15.a.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en las franjas horarias 1ª (triángulos negros) y 2ª (círculos rojos), desde las 21:00 hasta las 13:00 h.

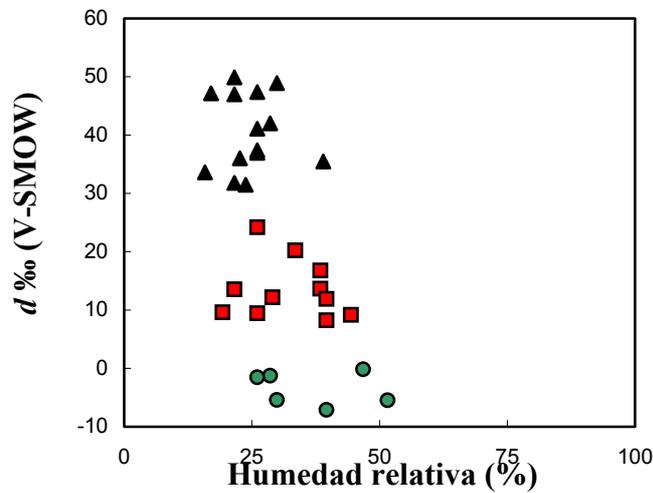


**Fig. 6.15.b.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 13:00 hasta las 21:00 h.).

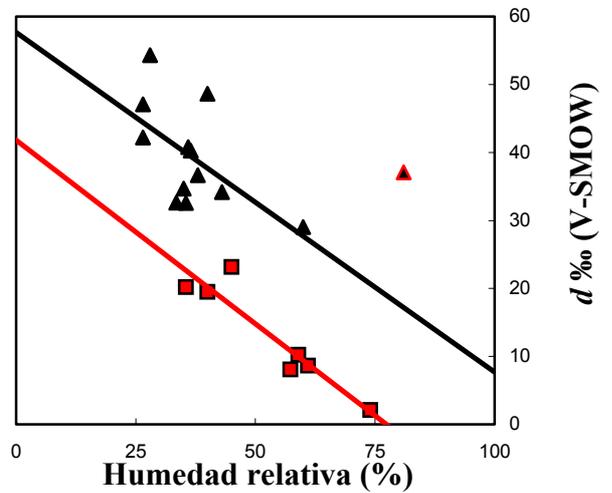
**TABLA 6.19.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa (h %) en el Grupo III (Marzo-Abril-Mayo) para cada una de las franjas horarias. El número de muestras de cada franja horaria está descrito en la columna N.

GRUPO MENSUAL III	FRANJA HORARIA	h % máx.	h % mín.	h % media	N
M-A-MY	21:00-13:00	81	44	59	9
M-A-MY	13:00-21:00	71	21	44	15

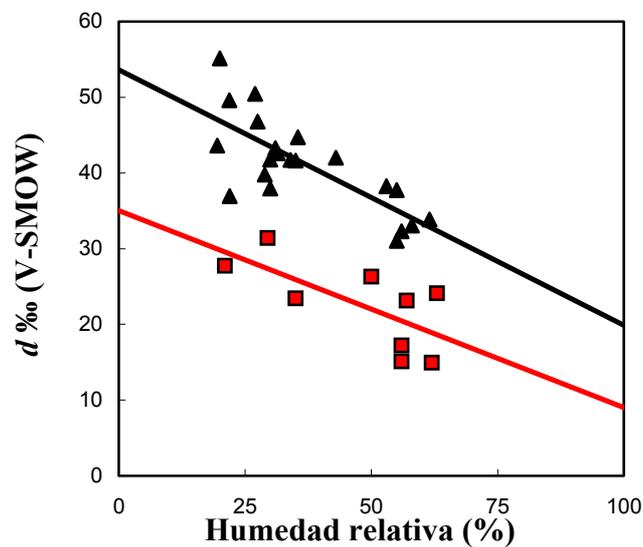
## GRUPO MENSUAL IV (Mayo-Junio-Julio).



**Fig. 6.16.a.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 22:00 hasta las 6:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.



**Fig. 6.16.b.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª (desde las 6:00 hasta las 14:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.



**Fig. 6.16.c.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 14:00 hasta las 22:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.

En las figuras 6.16. a, b, c se representan los valores isotópicos de exceso en deuterio ( $\delta$ ) del vapor de agua atmosférico en Granada capital, que como hasta ahora, se han calculado a partir de la fórmula de Dansgaard (1964) frente a la humedad relativa media del aire, en el Grupo mensual IV (Mayo-Junio-Julio), cada una de las gráficas indica una de las franjas horarias. Los puntos con forma de triángulo y de color negro, los de forma cuadrada rojos y los redondos verdes representan las diferentes líneas de tendencia calculadas a partir de las gráficas de  $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  como se vio en las figuras 6.4 y se les va a denominar (como anteriormente se hizo), línea 1, 2, 3 respectivamente (corresponden igual a las figuras 6.4). En la figura 6.16.b existe un dato con forma triangular de color rojo con fondo negro, éste no se ha incluido en la tendencia.

En la figura 6.16 a, que corresponde a la franja horaria 22:00-6:00 h., no se encuentra una correlación clara, tan sólo una pequeña tendencia en la cual cuanto menor es la humedad relativa media del aire mayor es el exceso en deuterio. Esta figura corresponde a la fracción de tiempo desde que deja de existir insolación hasta 8 horas más tarde, por lo tanto la evapotranspiración de las plantas será muy débil o inexistente.

En la figura 6.16. b, que corresponde a la franja horaria siguiente (6:00 hasta las 14:00 horas), donde existe insolación por lo menos durante 6 horas, vemos que existen dos líneas de tendencia, aunque la tendencia es la misma, cuanto mayor es el exceso en deuterio del vapor menor es la humedad relativa del aire. En esta figura existe un dato con forma triangular de color rojo con fondo negro que no se ha incluido en los cálculos, esta muestra pertenece al día 24/5/00 desde las 10:45 hasta las 11:30 horas. Se excluyó se debe a que se había producido una precipitación el mismo día, y ésta terminó a las 4:00 de la mañana.

La figura 6.16. c (franja horaria 14:00 hasta las 22:00 horas), que existe insolación casi todo el tiempo, ocurre lo mismo que en la 6.16. b.

**TABLA 6.20.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa del aire. Están para cada uno de las fracciones horarias y para cada una de las líneas de tendencia (E.). En algunas casillas aparecen dos datos, el primero de ellos es aquel que incluye todos los datos, y el segundo sólo los incluidos en los cálculos de tendencia.

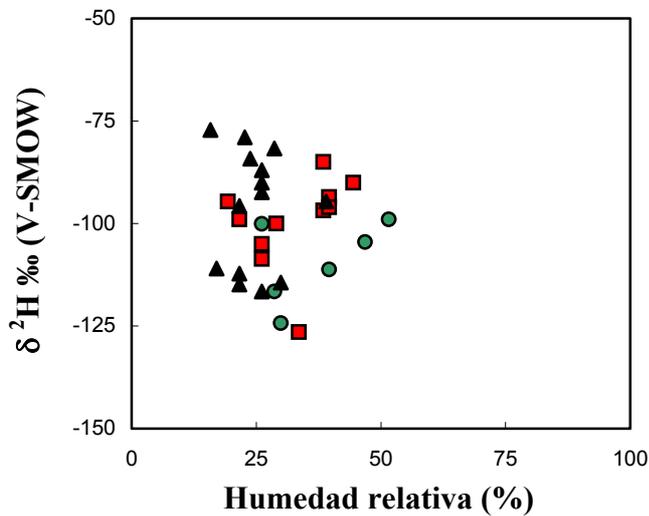
GRUPO MESUAL IV	FRANJA HORARIA	E.	<i>h</i> % máx.	<i>h</i> % mín.	<i>h</i> % media ecuac.	<i>h</i> % media total	N
MY-JN-JL	22:00-6:00	1.	39	16	25	30	14
		2.	44	19	32		11
		3.	52	26	37		6
MY-JN-JL	6:00-14:00	1.	81,66	27	42, 39	45, 44	13;12
		2.	74	36	53		7
MY-JN-JL	14:00-22:00	1.	62	20	37	40	21
		2.	63	21	48		9

Las diferentes tendencias que se obtuvieron a partir de las figuras 6.4 ( $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$ ), como ya se vio en el apartado correspondiente, se corresponden con diferentes valores medios de exceso en deuterio. Como se puede observar a partir de la tabla anterior éstas también están, cada una de ellas, en relación con diferentes humedades relativas medias del aire, siendo la tendencia general para cada una de las tendencias, una mayor humedad relativa media para las correlaciones  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  con mayor enriquecimiento en  $^2\text{H}$ , es decir, con mayor "*d*".

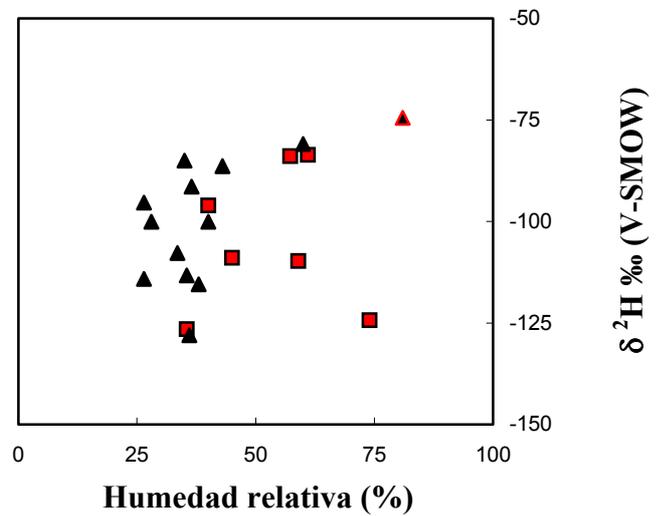
**TABLA 6.21.** Ecuaciones de cada una de las líneas de tendencia calculadas a partir de las fig. 6.16. a, b, c, en este grupo mensual (Mayo-Junio-Julio), para sus respectivas franjas horarias. En la columna encabezada por "E." Simboliza la numeración, definida anteriormente, en cada uno de los gráficos. Se incluyen los coeficientes de correlación ( $R^2$ ). (N) es el número de muestras a partir de las que se han calculado.

GRUPO MENSUAL IV.	FRANJA HORARIA	E.	ECUACIONES REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
MY-JN-JL	22:00-6:00	1.	-	-	14	-
		2.	-	-	11	-
		3.	-	-	6	-
MY-JN-JL	6:00-14:00	1.	$d = -0,5h + 58$	0,400	12	-
		2.	$d = -0,5h + 42$	0,870	7	0,01
MY-JN-JL	14:00-22:00	1.	$d = -0,3h + 54$	0,584	21	0,01
		2.	$d = -0,3h + 35$	0,483	9	-

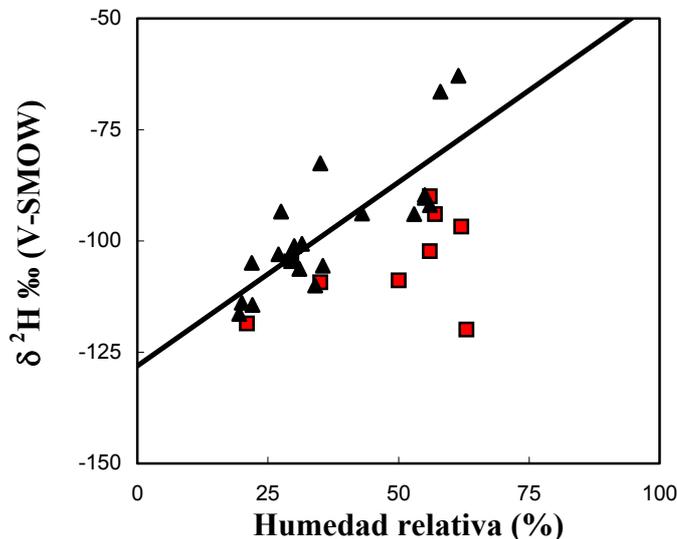
## GRUPO MENSUAL IV (Mayo-Junio-Julio).



**Fig. 6.17.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1<sup>a</sup> (desde las 22:00 hasta las 6:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio



**Fig. 6.17.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 2<sup>a</sup> (desde las 6:00 hasta las 14:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.



**Fig. 6.17.c.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3<sup>a</sup> (desde las 14:00 hasta las 22:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.

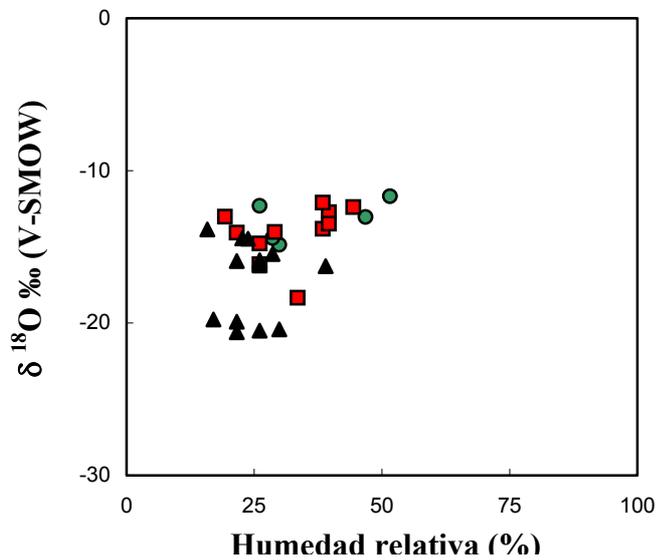
En las figuras anteriores se representan los valores de la composición isotópica del hidrógeno del vapor de agua atmosférico en Granada ciudad, frente a la humedad relativa media del aire. Los valores se expresan como unidades  $\delta^2\text{H}$  según el patrón V-SMOW, y la humedad relativa en tanto por ciento. Las muestras se representan como triángulos de color negro, cuadrados de color rojo y círculos verdes dependiendo de las diferentes tendencias que se vieron en las figuras 6.4 ( $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ ). Estos datos corresponden al grupo mensual IV (Mayo-Junio-Julio) para cada una de sus respectivas franjas horarias. En la figura 6.17.b existe un punto con forma triangular de color rojo y de fondo negro, este no se ha incluido en los cálculos de tendencia correspondiente.

Como se puede comprobar gracias a las figuras 6.17, los valores medios para cada franja horaria son similares, así la composición isotópica del hidrógeno es prácticamente constante a lo largo del día tomando los datos mediados. Los valores más empobrecidos en  $^2\text{H}$  corresponden a las figuras con mayor exceso en deuterio. Las humedades relativas medias, como era de esperar, están en las franjas donde existe insolación.

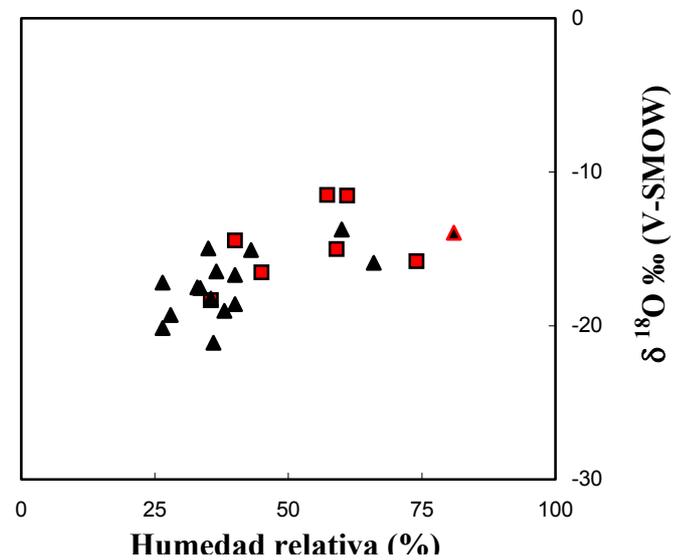
**Tabla 6.22.** Ecuaciones que se han podido calcular a partir de las fig. 6.17. a, b, c ( $\delta^2\text{H}-h$  %) de cada una de las franjas horarias para este grupo mensual.  $R^2$  indica el coeficiente de correlación para cada una de las ecuaciones de las líneas de tendencia. **N** el número de muestras incluidas en el cálculo de éstas.

GRUPO MENSUAL IV.	FRANJA HORARIA	E.	ECUACIÓN REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
MY-JN-JL	22:00-6:00	1.	-	-	14	-
		2.	-	-	11	-
		3.	-	-	6	-
MY-JN-JL	6:00-14:00	1.	-	-	12	-
		2.	-	-	7	-
MY-JN-JL	14:00-22:00	1.	$\delta^2\text{H} = 0,8h - 128$	0,658	21	0,001
		2.	-	-	9	-

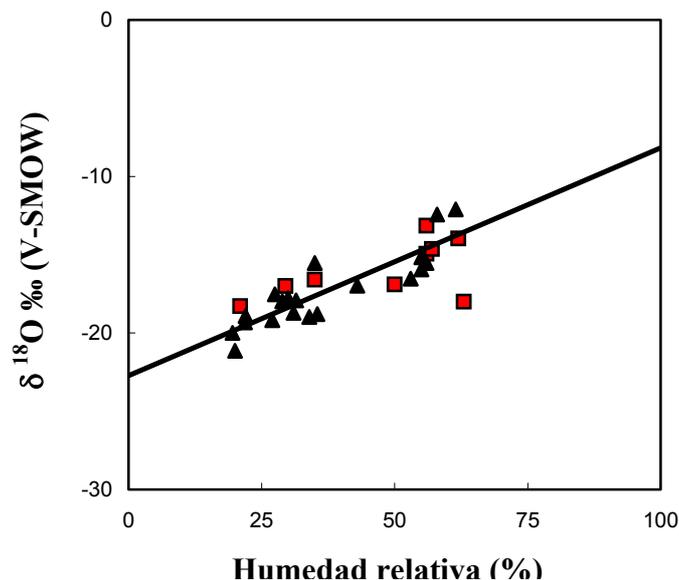
## GRUPO MENSUAL IV (Mayo-Junio-Julio).



**Fig. 6.18.a.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 22:00 hasta las 6:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.



**Fig. 6.18.b.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª (desde las 6:00 hasta las 14:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.



**Fig. 6.18.c.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 14:00 hasta las 22:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.

En las figuras 6.18. a, b, c se representan los valores isotópicos del oxígeno perteneciente al vapor de agua atmosférico frente a la humedad media del aire, pertenecientes al grupo mensual IV (Mayo-Junio-Julio) para cada franja horaria. Las formas y colores de las muestras son como las ya indicadas anteriormente.

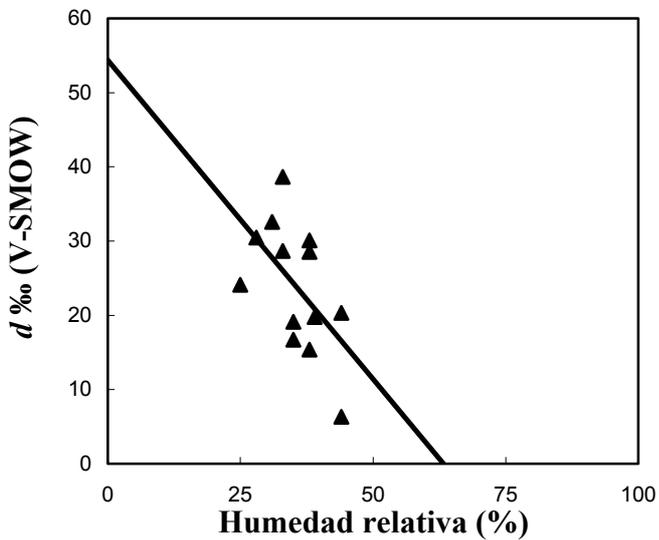
Como ocurría con el hidrógeno en la serie de figuras anterior, se puede ver cómo la muestra del día 24/5/00 desde las 10:45 hasta las 11:30 que se ha eliminado de los cálculos de las líneas de tendencia en todos los parámetros donde aparece la humedad relativa del aire, sigue una correlación relativamente buena, al contrario de lo que ocurría con el exceso en deuterio.

A diferencia de lo que ocurría con el hidrógeno, los valores medios para cada franja horaria son relativamente diferentes, así la composición isotópica del oxígeno cambia a lo largo del día tomando los datos medios. Los valores más enriquecidos en  $^{18}\text{O}$  corresponden a las figuras con mayor exceso en deuterio. Las humedades relativas medias, como era de esperar, están en las franjas donde existe insolación.

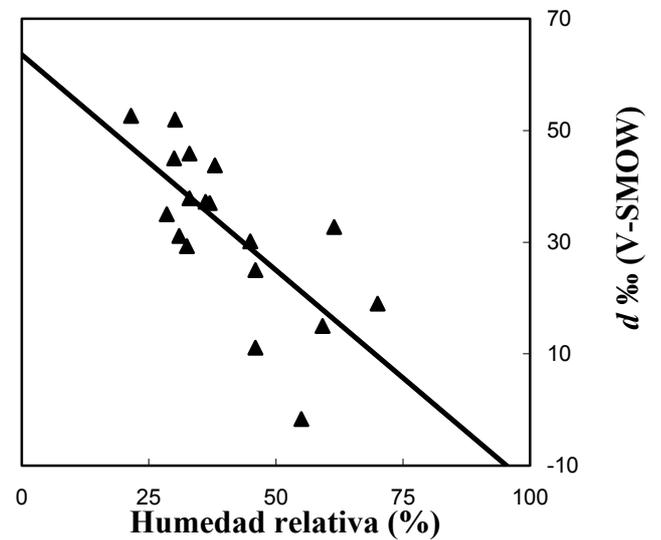
**TABLA 6.23.** Ecuaciones calculadas a partir de las figuras 6.18. a, b, c ( $\delta^{18}\text{O}-h$  %) de cada una de las franjas horarias para este grupo mensual.  $R^2$  indica el coeficiente de correlación para cada una de las ecuaciones de las líneas de tendencia.  $N$  el número de muestras incluidas en el cálculo de éstas.

GRUPO MENSUAL IV.	FRANJA HORARIA	E.	ECUACIÓN REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
MY-JN-JL	22:00-6:00	1.	-	-	14	-
		2.	-	-	11	-
		3.	-	-	6	-
MY-JN-JL	6:00-14:00	1.	-	-	15	-
		2.	-	-	7	-
MY-JN-JL	14:00-22:00	1.	$\delta^{18}\text{O} = 0,2h - 23$	0,776	21	0,001
		2.	-	-	9	-

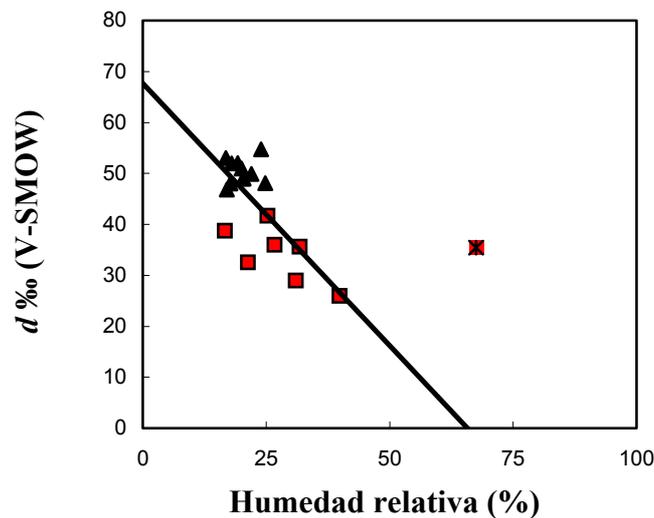
## GRUPO MENSUAL V (Julio-Agosto-Septiembre).



**Fig. 6.19.a.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 1<sup>a</sup> (desde las 21:00 hasta las 5:00 h.).



**Fig. 6.19.b.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 2<sup>a</sup> (desde las 5:00 hasta las 13:00 h.).



**Fig. 6.19.c.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 3<sup>a</sup> (desde las 13:00 hasta las 21:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.

En las figuras 6.19. a, b, c se representan los valores, para el grupo mensual V (Julio-Agosto-Septiembre) para cada una de las fracciones horarias definidas anteriormente de exceso en deuterio calculadas a partir del vapor de agua atmosférico en la ciudad de Granada frente a la humedad relativa media del aire. Tanto el exceso en deuterio (eje de ordenadas) como la humedad relativa media del aire (eje de abscisas) se han realizado según el mismo proceso que se ya se ha descrito anteriormente. Los puntos de los datos se muestran como figuras en forma de triángulos negros y cuadrado de color rojo siguiendo las diferentes tendencias que se calcularon en las figuras 6.5 ( $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ).

Como se puede comprobar, siguiendo los gráficos de las figuras anteriores, existe una correlación clara entre el exceso en deuterio y la humedad relativa media del aire. Existe una muestra de vapor de agua atmosférico en la figura 6.19.c, que no se han introducido en el cálculo de su respectiva ecuación por diferentes motivos:

En la figura 6.19. c, el valor del día 19-9-00 de 19:53 a 20:40 horas tiene una dispersión en comparación con el tendencia general de las demás muestras. La explicación del comportamiento de ésta es debido a que había llovido desde las 4:00 hasta las 6:00 de la mañana, por lo tanto, se encuentra una humedad relativa tan alta para este valor de exceso en deuterio. Como se ha podido ir viendo hasta ahora, “ $d$ ” es muy sensible a los cambios, sobre todo a los cambios físicos que se producen en el ambiente, por ejemplo una precipitación reciente que cambia los parámetros entre el fraccionamiento isotópico con respecto a la humedad relativa atmosférico.

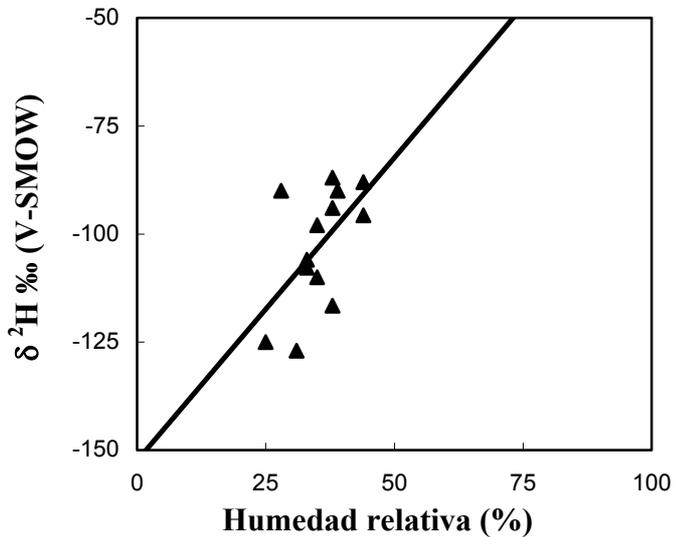
**TABLA 6.24.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa media del aire, correspondientes al grupo mensual V (Julio-Agosto-Septiembre) para cada una de las fracciones horarias, los dos parámetros calculados como se ha estado describiendo anteriormente. El número de datos están incluidos en la columna N. En algunas de las columnas correspondientes a la humedad relativa existen dos datos, el primero de ellos corresponde a todos los valores y el segundo simboliza el valor una vez eliminada la muestra que no se había incluido en su gráfico correspondiente

GRUPO MENSUAL V	FRANJA HORARIA	E.	$h\%$ máx.	$h\%$ mín	$h\%$ media	$h\%$ total	N
JL-AG-SP	21:00-5:00	1 <sup>a</sup>	44	25	35	35	13
JL-AG-SP	5:00-13:00	-	70	22	40	40	18
JL-AG-SP	13:00-21:00	1 <sup>a</sup>	25	17	20	23	11
		2 <sup>a</sup>	68; 40	17	33; 28	33; 28	9; 8
		TOTAL	68; 40	17	25; 23	25; 23	20; 19

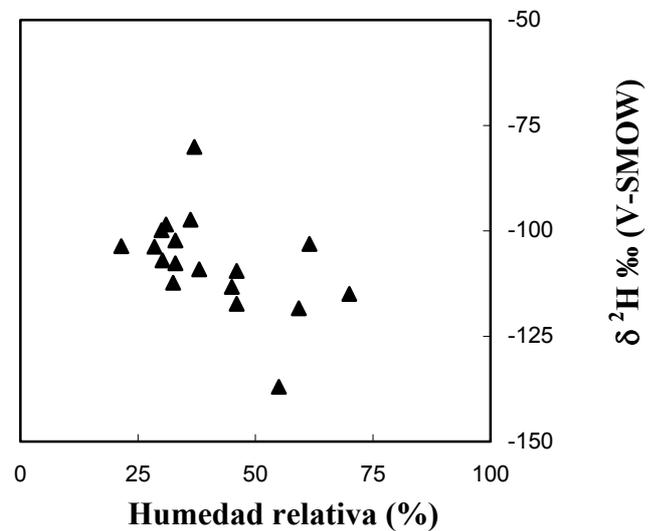
**Tabla. 6.25.** Ecuaciones de las líneas de tendencia para el grupo mensual V (Julio-Agosto-Septiembre) para cada franja horaria. El exceso en deuterio está representado como la letra  $d$  y la humedad relativa como  $h$  (%). En la columna encabezada por  $R^2$  están los diferentes coeficientes de correlación para cada una de las ecuaciones, y en la columna N está el número de datos incluidos en el cálculo de las líneas de tendencia (en la 3<sup>a</sup> franja horaria (13:00-21:00 horas) se han separado para cada una de las ecuaciones que se sacaron del gráfico  $\delta^2H$  frente  $\delta^{18}O$  (fig.6.5).

MESES	FRANJA HORARIA	E	ECUACIONES REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
JL-AG-SP	21:00-5:00		$d = -0,9h + 55$	0,301	13	-
JL-AG-SP	5:00-13:00		$d = -0,8h + 64$	0,498	18	0,05
JL-AG-SP	13:00-21:00	1.+ 2.	$d = -1,0h + 68$	0,528	11+8	0,05

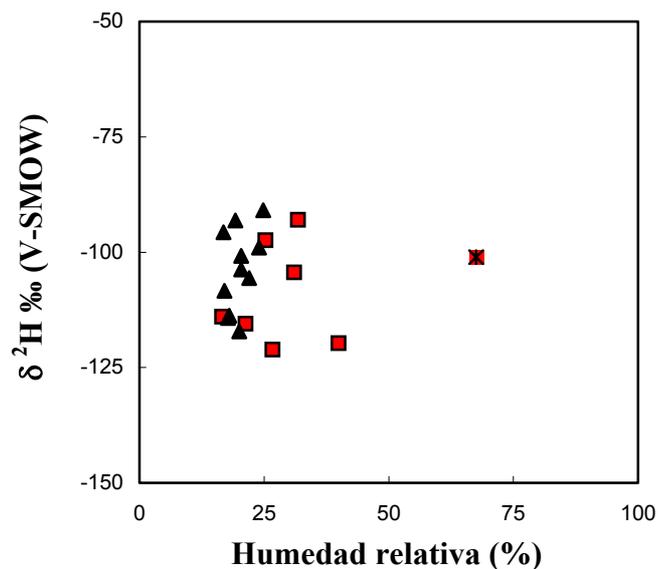
## GRUPO MENSUAL V (Julio-Agosto-Septiembre).



**Fig. 6.20.a.** Composición isotópica del deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 21:00 hasta las 5:00 h.).



**Fig. 6.20.b.** Composición isotópica del deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª (desde las 5:00 hasta las 13:00 h.).

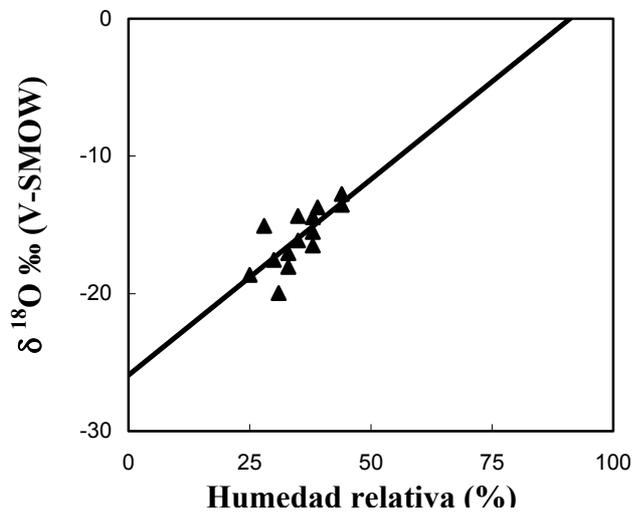


**Fig. 6.20.c.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 13:00 hasta las 21:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.

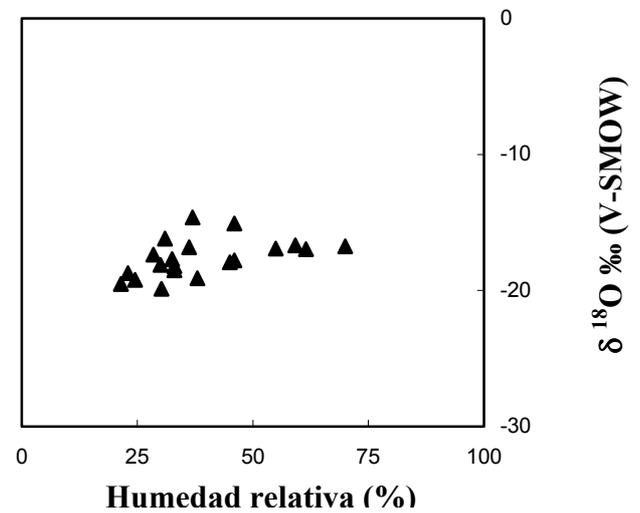
En las figuras 6.20.a, b, c se representan los valores, para el grupo mensual V (Julio-Agosto-Septiembre) para cada una de las fracciones horarias definidas anteriormente. Los parámetros que se enfrentan son la composición isotópica del hidrógeno del vapor de agua atmosférico en la ciudad de Granada frente a la humedad relativa media del aire. Tanto  $\delta^2\text{H}$  (eje de ordenadas) como la humedad relativa media del aire (eje de abscisas) se han realizado según el mismo proceso que se ya se ha descrito anteriormente. Los puntos de los datos se muestran como figuras en forma de triángulos negros y cuadrado de color rojo siguiendo las diferentes tendencias que se calcularon en las figuras 6.5 ( $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ ). En la figura 6.20.c existe un dato completamente discordante (cuadrado negro con fondo negro) que se ha eliminado de la ecuación correspondiente. Las unidades utilizadas para las dos variables son que se han utilizado hasta ahora, para la composición isotópica del hidrógeno  $\delta^2\text{H}$  en comparación con el patrón internacional V-SMOW y para la humedad relativa (%)

La razón por la cual se ha eliminado y se le ha cambiado de color a la muestra del día 19-9-00 de 19:53 a 20:40 horas de la figura 6.20.c es por el comportamiento diferente (sobre todo en el exceso en deuterio) debido a que había llovido desde las 4:00 hasta las 6:00 de la mañana de ese mismo día.

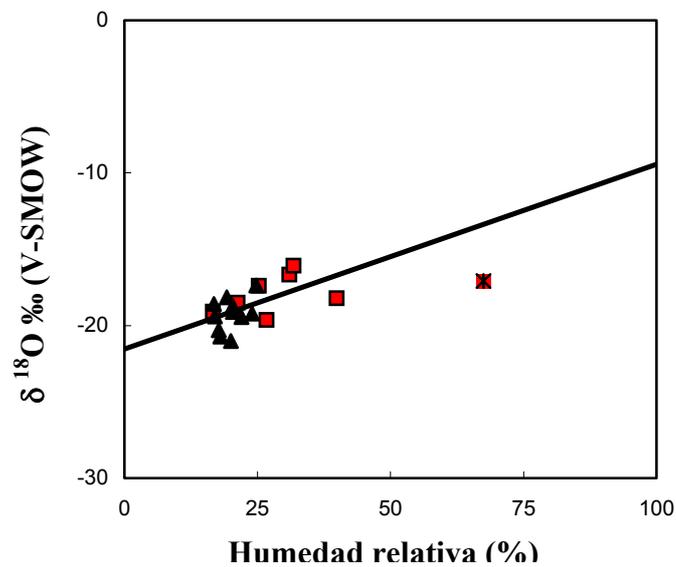
## GRUPO MENSUAL V (Julio-Agosto-Septiembre).



**Fig. 6.21.a.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 21:00 hasta las 5:00 h.).



**Fig. 6.21.b.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 2ª (desde las 5:00 hasta las 13:00 h.).



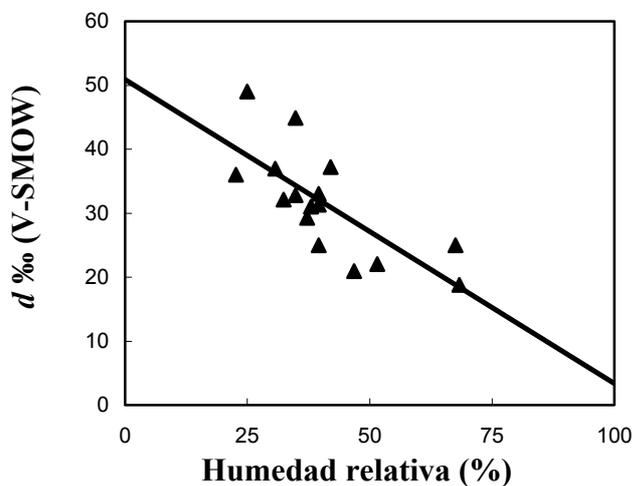
**Fig. 6.21.c.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 3ª (desde las 13:00 hasta las 21:00 h.). Las muestras se han separado según su valor de exceso en deuterio.

En las figuras 6.21 a, b, c están representados los valores isotópicos del oxígeno perteneciente al vapor de agua atmosférico frente a la humedad media del aire, pertenecientes al grupo mensual IV (Mayo-Junio-Julio) para cada franja horaria. Las formas y colores de las muestras son como las ya indicadas anteriormente.

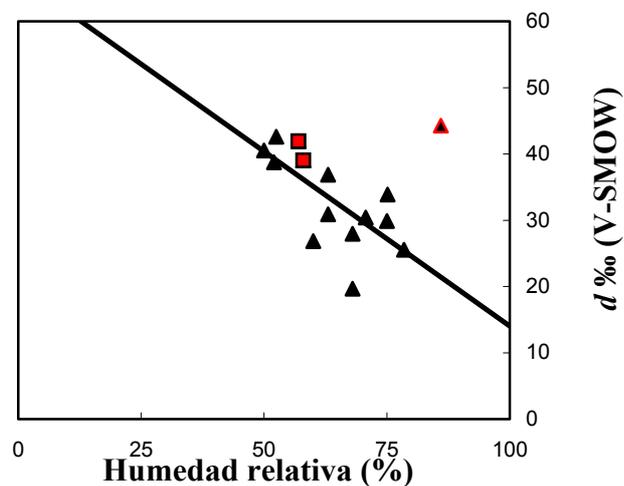
**TABLA. 6.26.** Ecuaciones de líneas de tendencia para el grupo mensual V (Julio-Agosto-Septiembre) para cada franja horaria, de las composiciones isotópicas del hidrógeno y del oxígeno del vapor de agua frente a la humedad relativa como  $h$  (%). N representa el número de valores de vapor de agua atmosférico.

GRUPO MENSUAL V	FRANJA HORARIA	E	ECUACIONES REGRESIÓN LINEAL	R <sup>2</sup>	N	SIGNIFICANCIA
JL-AG-SP	21:00-5:00	1.	$\delta^2\text{H} = 1,4h - 152$	0,315	13	-
		1.	$\delta^{18}\text{O} = 0,3h - 26$	0,554	14	0,05
JL-AG-SP	5:00-13:00	-	-	-	18	-
JL-AG-SP	13:00-21:00	1+2	$\delta^{18}\text{O} = 0,1h - 22$	0,324	19	-

## GRUPO MENSUAL VI (Septiembre-Octubre-Noviembre).



**Fig. 6.22.a.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 1<sup>a</sup> (desde las 20:00 hasta las 4:00 h.).



**Fig. 6.22.b.** Exceso en deuterio frente a la humedad relativa en la franja horaria 2<sup>a</sup> y 3<sup>a</sup> (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

En las figuras 6.22 a, b se representan los datos de exceso en deuterio calculados a partir de los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico en Granada ciudad, para el grupo mensual VI (Septiembre-Septiembre-Diciembre). La figura 6.22.a es la que corresponde a la franja horaria 1<sup>a</sup> (20:00-4:00 horas), en cambio en la figura 6.22.b están incluidas la 2<sup>a</sup> y la 3<sup>a</sup>, al igual que se hizo en la figura 6.6.b ( $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ ) por el mismo motivo, la falta de un número suficiente de valores. En la figura 6.22.b los puntos con forma triangular y de color negro representa al intervalo que va desde las 12:00 hasta las 20:00 horas, y los que tienen forma cuadrada y de color rojo son los pertenecientes a la franja horaria 2<sup>a</sup> (4:00 hasta las 12:00), el punto con forma triangular rojo con fondo negro es una muestra que se ha retirado de la línea de tendencia.

Como antes se ha comentado el punto representado con forma triangular rojo de fondo negro en la figura 6.22.b presentaba una gran

dispersión con respecto a la tendencia general de las demás muestras, por lo tanto no se ha introducido en el cálculo de ésta. El dato corresponde al día 23/10/00 de 19:10 a 19:55 horas. La explicación es que había llovido intermitentemente antes de empezar el muestreo, la última lluvia había aparecido desde las 14:00 a las 16:00, y también después de haber terminado de condensar el vapor de agua (30 minutos).

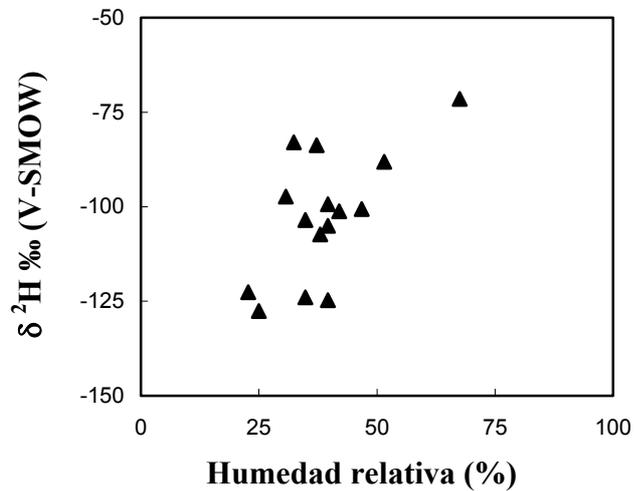
**TABLA 6.27.** Valores máximos, mínimos y medios de la humedad relativa media en Granada ciudad para el grupo mensual VI (Septiembre-Octubre-Noviembre) para cada franja horaria. Existen dos valores en algunas casillas, estos son si se han incluido o no en los valores de la línea de tendencia.

GRUPO MENSUAL VI	FRANJA HORARIA	E.	<i>h</i> % máx.	<i>h</i> % mín.	<i>h</i> % media	N
SP-OC-NOV	20:00-4:00	1.	68	23	41	16
SP-OC-NOV	4:00-20:00	1.	86, 83	44	65, 64	15, 14

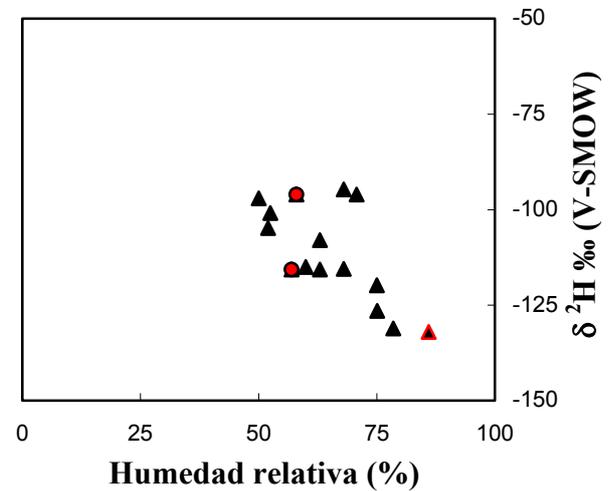
**TABLA 6.28.** Ecuaciones de tendencia calculadas a partir de las figuras 6.22. a, b. Está escrito el coeficiente de correlación para cada una de las diferentes ecuaciones ( $R^2$ ) y el número de valores con los que se han calculado (N).

GRUPO MENSUAL VI	FRANJA HORARIA	ECUACIONES REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
SP-OC-NOV	20:00-4:00	$d = -0,5h + 51$	0,539	15	0,05
SP-OC-NOV	4:00-20:00	$d = -0,5h + 67$	0,494	14	0,1

## GRUPO MENSUAL VI (Septiembre-Octubre-Noviembre).



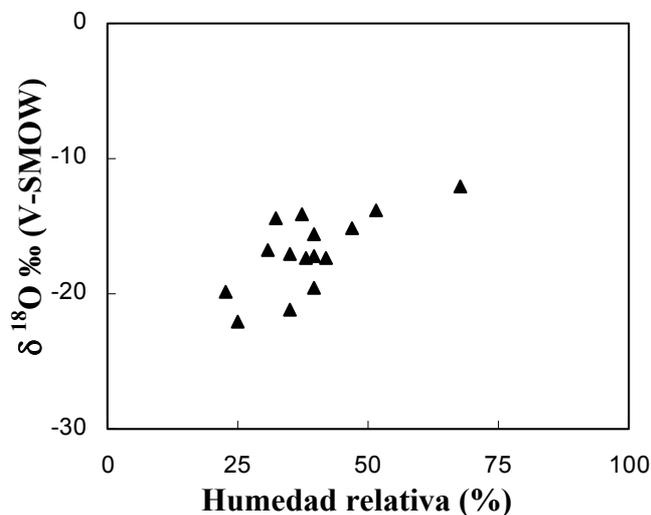
**Fig. 6.23.a.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1<sup>a</sup> (desde las 20:00 hasta las 4:00 h).



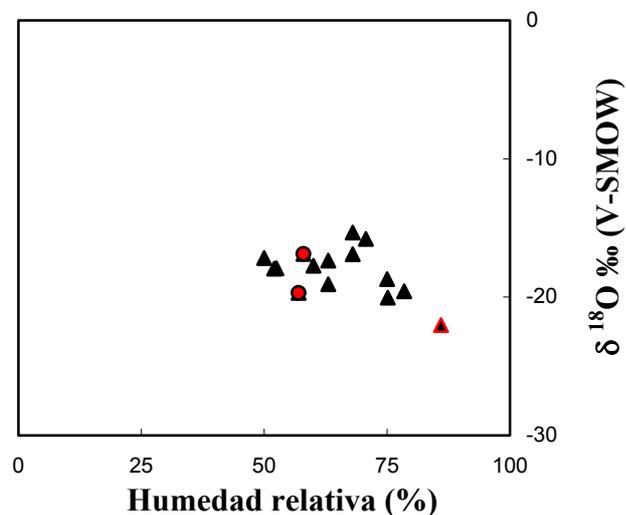
**Fig. 6.23.b.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 2<sup>a</sup> y 3<sup>a</sup> (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

Todos los datos están incluidos dentro del cálculo de la tendencia. Los puntos con forma circular y fondo rojo son las muestras de vapor de la franja horaria (4:00-12:00), y el punto triangular es el punto que no se incluyó en la figura 6.22.b (*d-h*) porque estaba lloviendo (como ya se ha comentado).

## GRUPO MENSUAL VI (Septiembre-Octubre-Noviembre).



**Fig. 6.24.a.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 20:00 hasta las 4:00 h.).



**Fig. 6.24.b.** Composición isotópica del oxígeno frente a la humedad relativa en la franja horaria 1ª (desde las 4:00 hasta las 20:00 h.).

Todos los puntos están incluidos dentro del cálculo de la tendencia. Los datos con forma circular y fondo rojo son las muestras de la franja horaria (4:00-12:00), y el punto triangular es el vapor que se recogió el día de la lluvia, que ya se ha explicado anteriormente.

**TABLA 6.29.** Ecuaciones de tendencia calculadas a partir de las figs. 6.23.a, b ( $\delta^2\text{H}-h$ ) y 6.24.a, b ( $\delta^{18}\text{O}-h$ ). Se incluye el coeficiente de correlación para cada una de las diferentes ecuaciones ( $R^2$ ) y el número de valores con los que se han calculado (N).

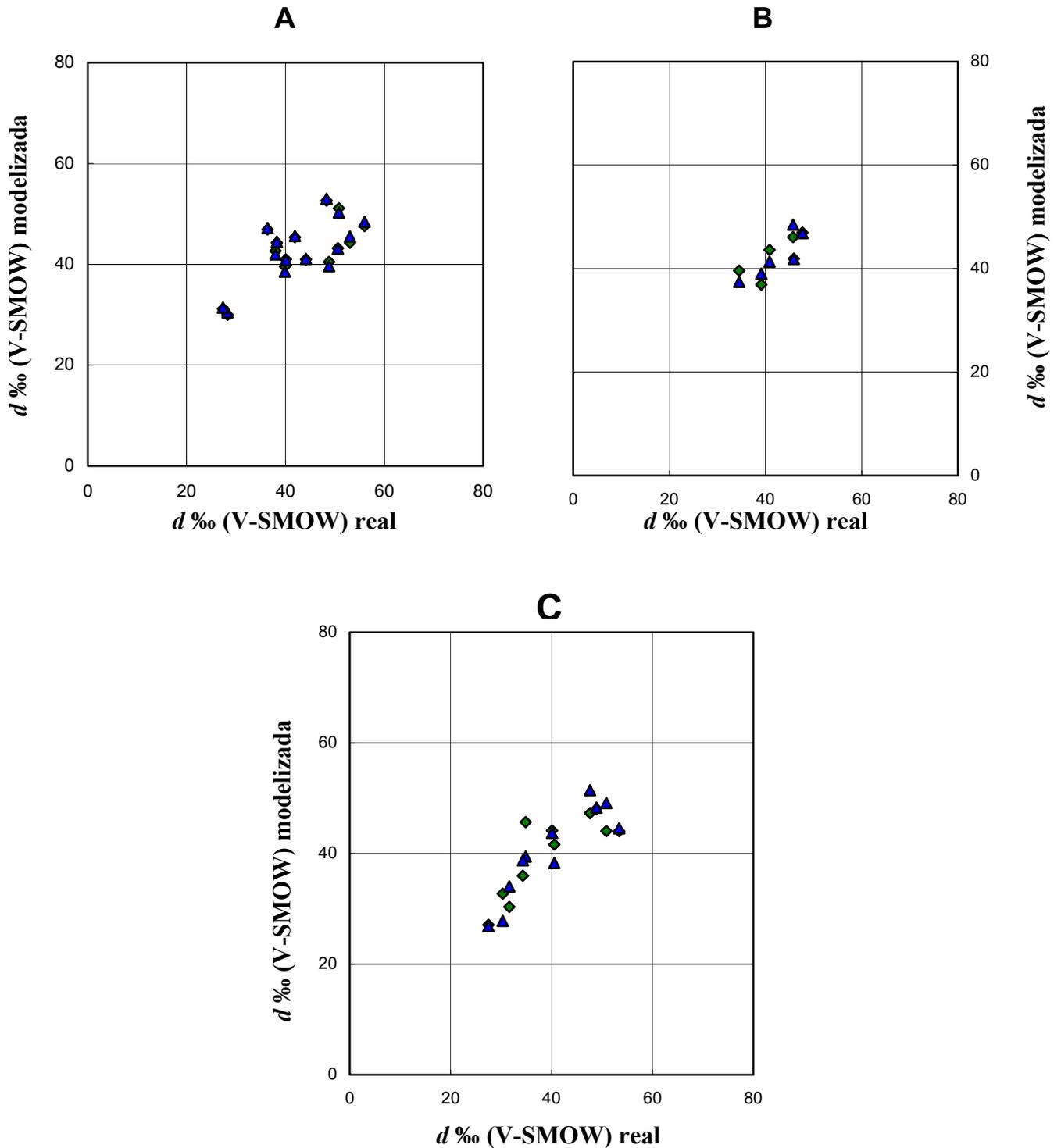
GRUPO MENSUAL VI	FRANJA HORARIA	ECUACIONES REGRESIÓN LINEAL	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
SP-OC-NOV	20:00-4:00	$\delta^2\text{H} = 1,0h - 140$	0,397	15	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,2h - 24$	0,487	17	0,05
SP-OC-NOV	4:00-20:00	$\delta^2\text{H} = -0,8h - 62$	0,339	15	-
		-	-	14	-

### **V.2.3. Influencias de la humedad relativa y la temperatura del aire.**

En las figuras 6.25 a 6.45, se representan las relaciones existentes entre, los valores isotópicos “modelizados” y los reales. Los valores “modelizados” son aquellos que se han obtenido a partir de las ecuaciones de regresión lineal entre la composición isotópica del vapor de agua atmosférico, como variable dependiente, y la humedad relativa y la temperatura del aire, como variables independientes (ecuaciones descritas en las tablas 6.30 a 6.35). En las figuras se representan como triángulos de color azul.

También se ha realizado, en cada una de las gráficas representadas en las figuras, la “modelización” a partir de la humedad relativa del aire frente a la composición isotópica del vapor. En este caso se muestran como rombos de color verde.

## GRUPO MENSUAL I (Noviembre-Diciembre-Enero).

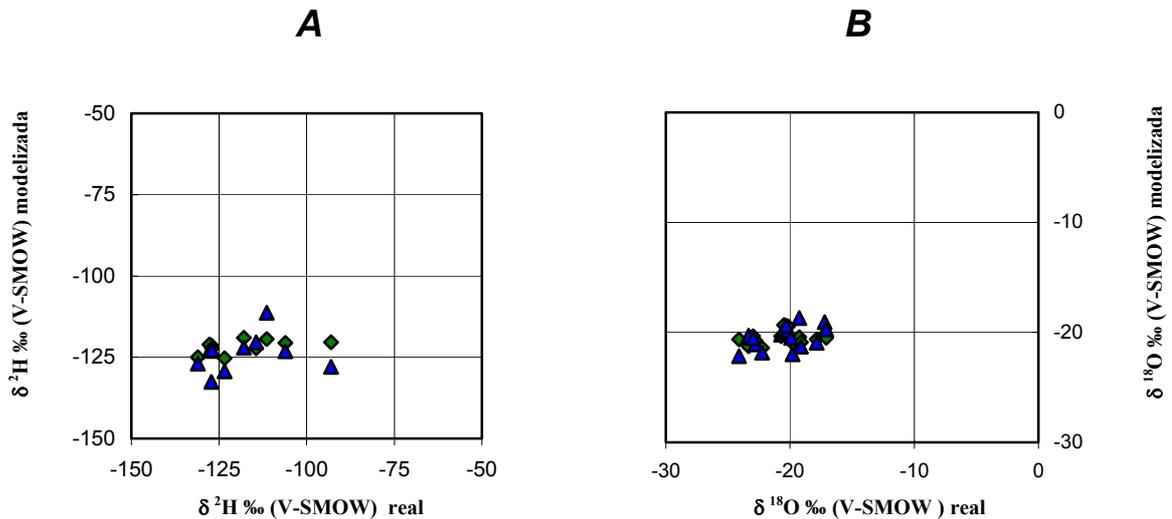


**Fig. 6.25.** Valores de exceso en deuterio “modelizados” (tabla 6.30) frente a los valores reales recogidos de vapor de agua. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde:

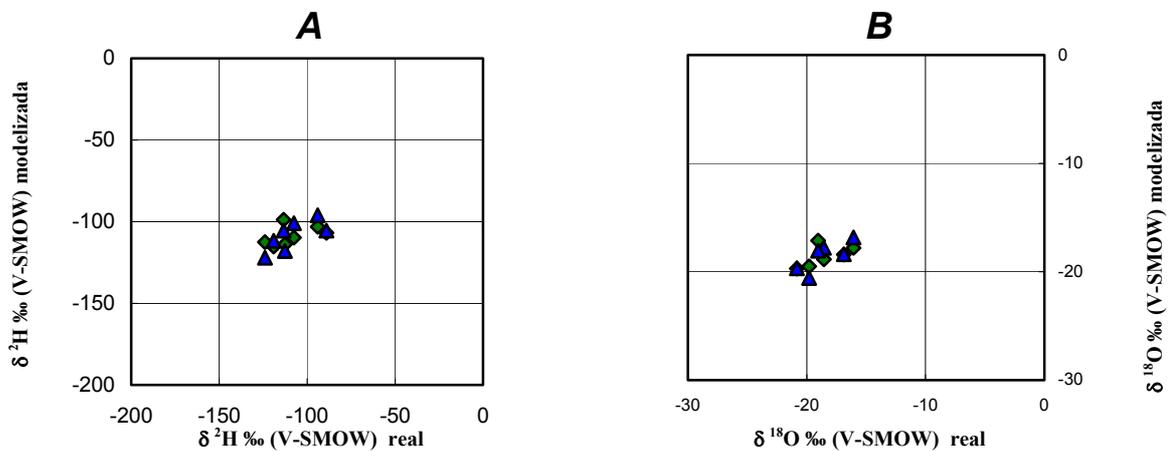
Fig. 6.25.A.: Grupo mensual I; franja horaria: 19:00-3:00.

Fig. 6.25.B.: Grupo mensual I; franja horaria: 3:00-11:00.

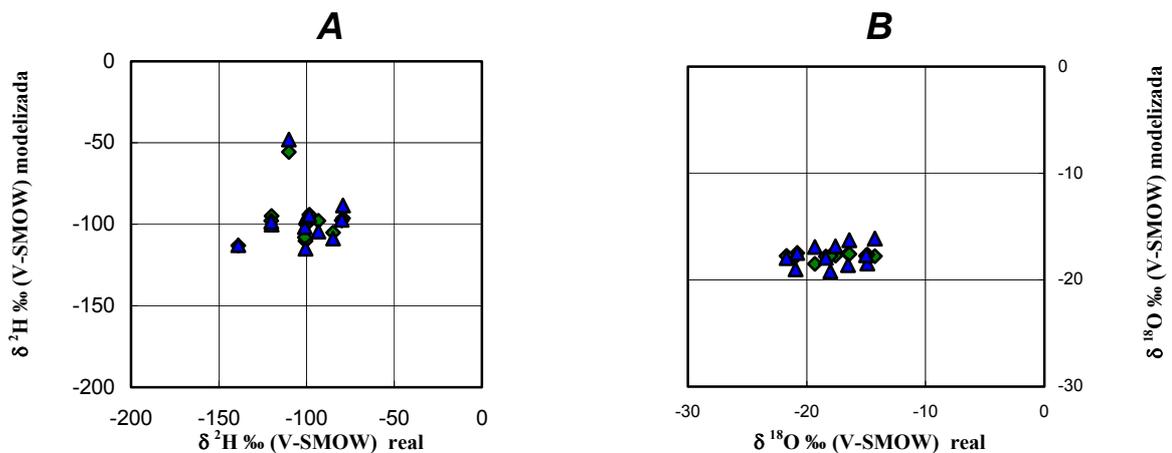
Fig. 6.25.C.: Grupo mensual I; franja horaria: 11:00-19:00.



**Fig. 6.26.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos, pertenecientes al Grupo mensual I y franja horaria: 19:00-3:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.26. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.26.B. del oxígeno.



**Fig. 6.27.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual I y franja horaria: 3:00-11:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.27. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.27.B. del oxígeno.

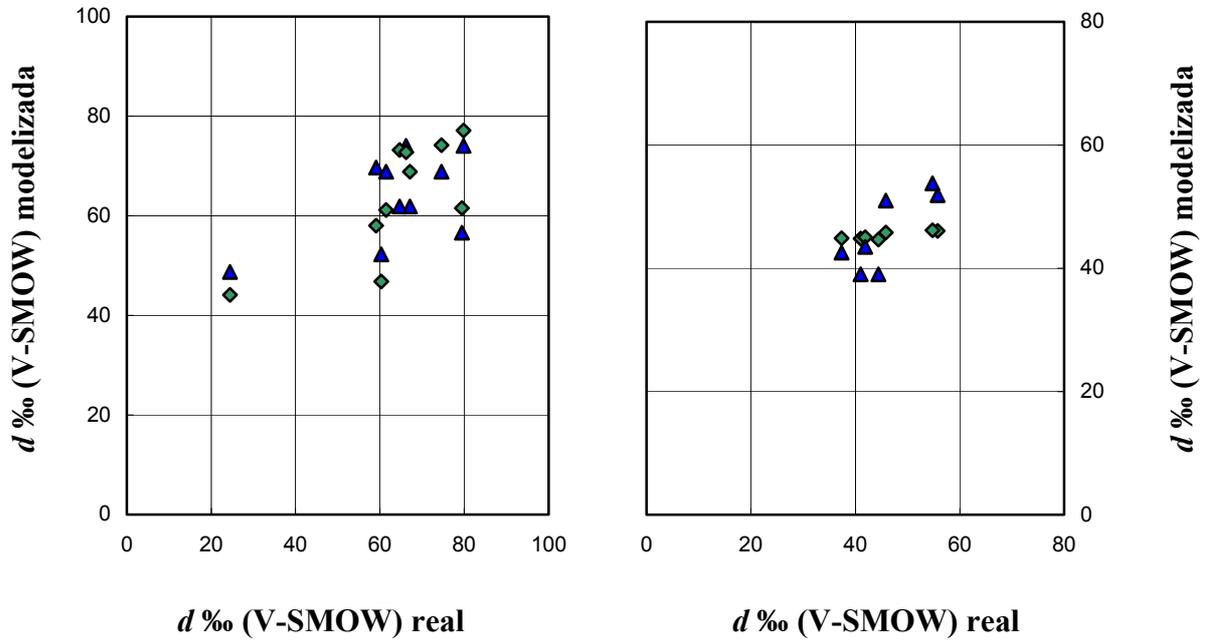


**Fig. 6.28.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos, pertenecientes al Grupo mensual I y franja horaria: 11:00-19:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.28. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.28.B. del oxígeno.

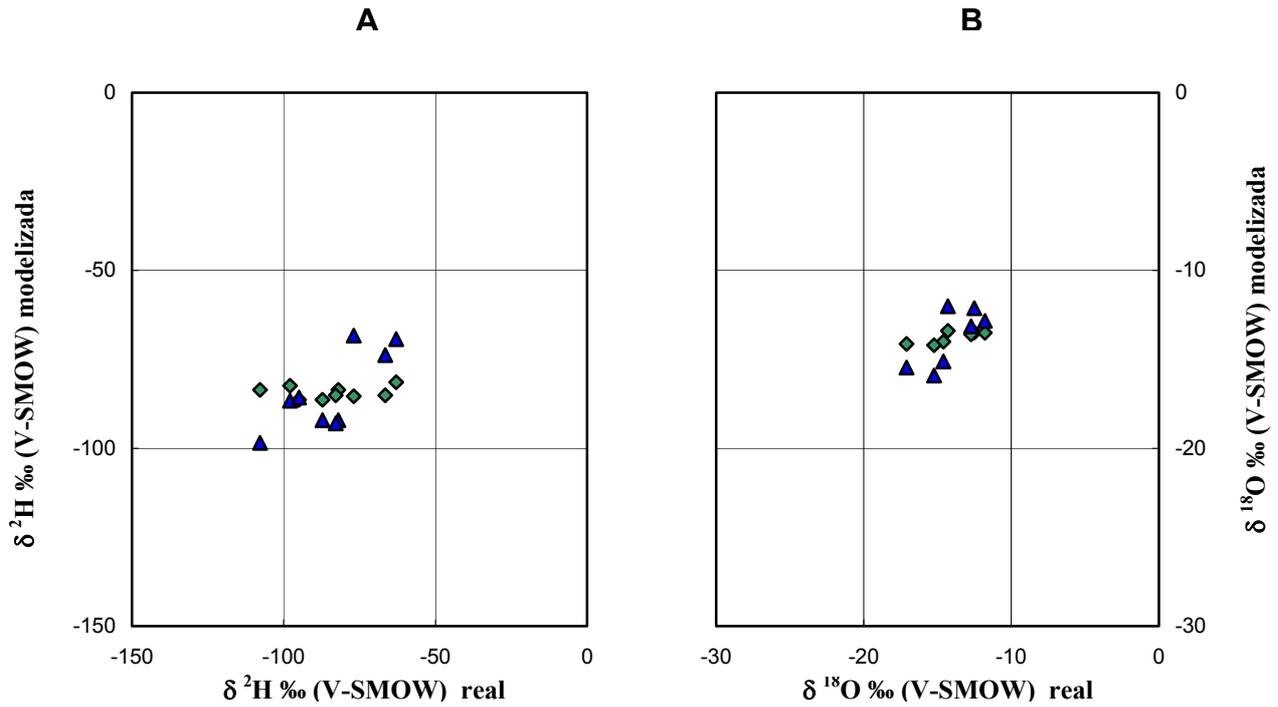
**Tabla 6.30.** Ecuaciones de relación entre la composición isotópica del vapor ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $d$ ), como variable dependiente, y la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ), como variables independientes, a partir de las cuales se han calculado las gráficas de las figuras anteriores. También se da  $R^2$ , la significancia, y el número de valores incluidos en cada uno de los cálculos ( $N$ ).

GRUPO MENSUAL I	FRANJA HORARIA	ECUACIONES DE DEPENDENCIA	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
N-D-E	19:00-3:00	$d = -0,6h - 0,3t + 82$	0,509	15	0,05
		$\delta^2\text{H} = 0,1h + 2,4t - 142$	0,140	15	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h + 0,3t - 28$	0,218	16	-
N-D-E	3:00-11:00	$d = -0,2h - 0,8t + 65$	0,755	5	0,1
		$\delta^2\text{H} = 0,2h + 2,3t - 136$	0,524	6	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h + 0,5t - 25$	0,592	5	-
N-D-E	11:00-19:00	$d = -0,6h - 1,4t + 96$	0,806	11	0,01
		$\delta^2\text{H} = -1,0h + 1,9t - 62$	0,184	11	-
		$\delta^{18}\text{O} = -0,1h + 0,4t - 20$	0,140	12	-

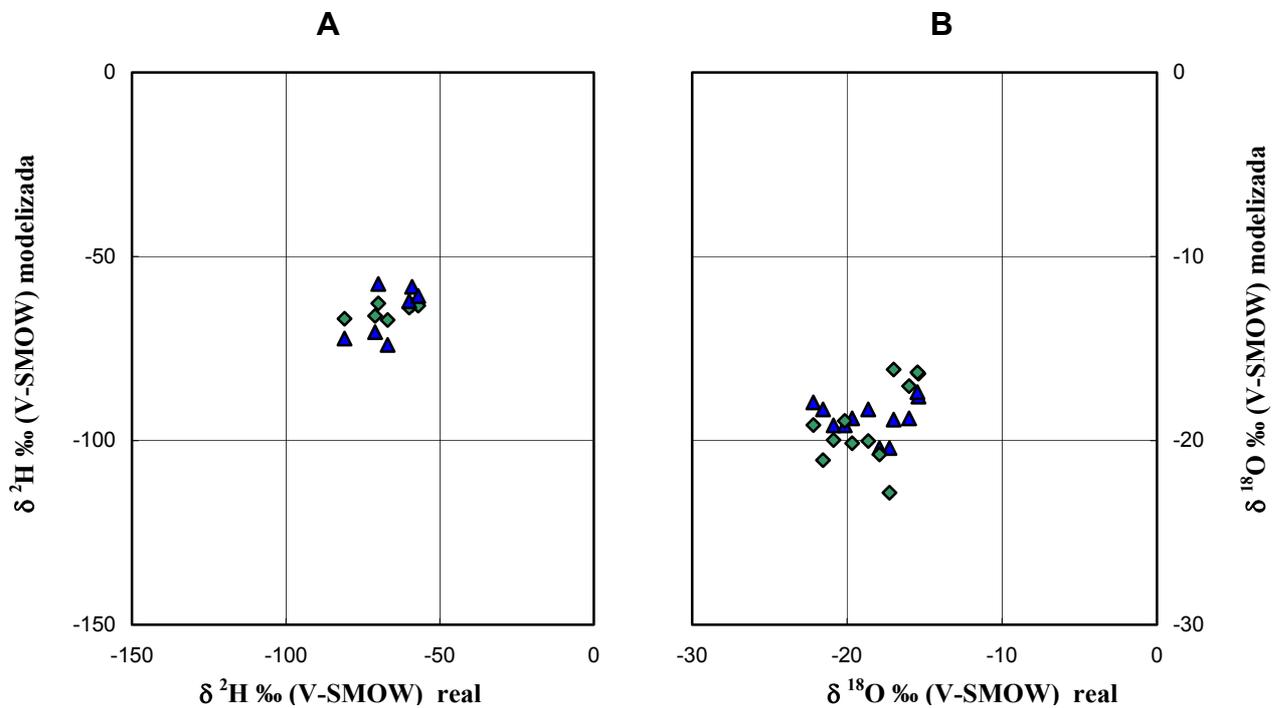
## GRUPO MENSUAL II (Enero-Febrero-Marzo).



**Fig.6.29.** Valores de exceso en deuterio “modelizados” (tabla 6.31) frente a los valores reales recogidos de vapor de agua. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde:  
 Fig. 6.29.A.: Grupo mensual II; franja horaria: 20:00-4:00.  
 Fig. 6.29.B.: Grupo mensual II; franja horaria: 4:00-20:00.



**Fig. 6.30.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual II y franja horaria: 20:00:4:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.30. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y Fig. 7.30.B. del oxígeno.

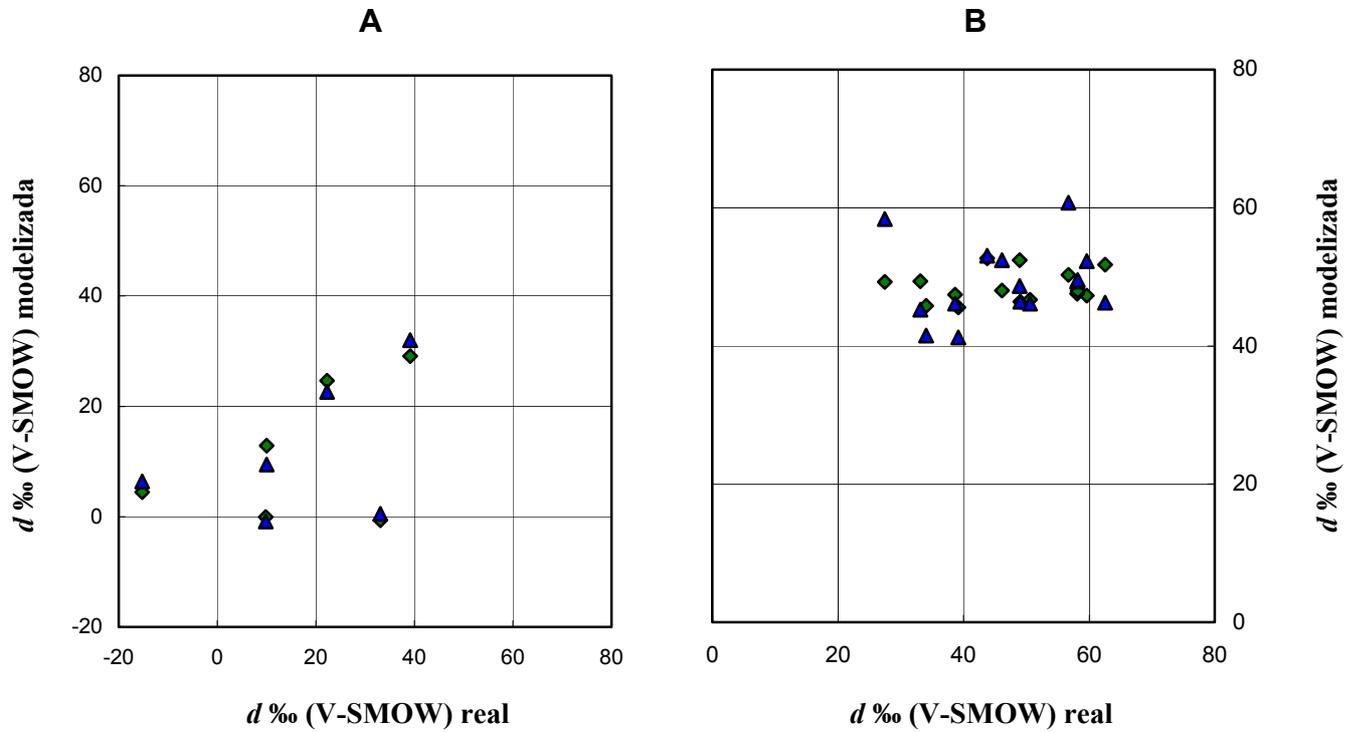


**Fig. 6.31.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual II y franja horaria: 4:00-20:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.31. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y Fig. 6.31.B. del oxígeno.

**Tabla 6.31.** Ecuaciones de relación entre la composición isotópica del vapor ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $d$ ), como variable dependiente, y la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ), como variables independientes, a partir de las cuales se han calculado las gráficas de las figuras anteriores. También se da  $R^2$  y el número de valores incluidos en cada uno de los cálculos ( $N$ ).

GRUPO MENSUAL II	FRANJA HORARIA	ECUACIONES DE DEPENDENCIA	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
E-F-M	20:00-4:00	$d = -0,7h - 4,3t + 158$	0,543	9	0,1
		$\delta^2\text{H} = 0,6h + 6,4t - 193$	0,588	9	0,1
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h + 1,0t - 36$	0,586	12	0,1
E-F-M	4:00-20:00	$d = -0,3h - 0,3t + 69$	0,768	7	0,05
		$\delta^2\text{H} = 0,4h + 0,2t - 87$	0,600	7	0,1
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h + 0,1t - 19$	0,739	7	0,05

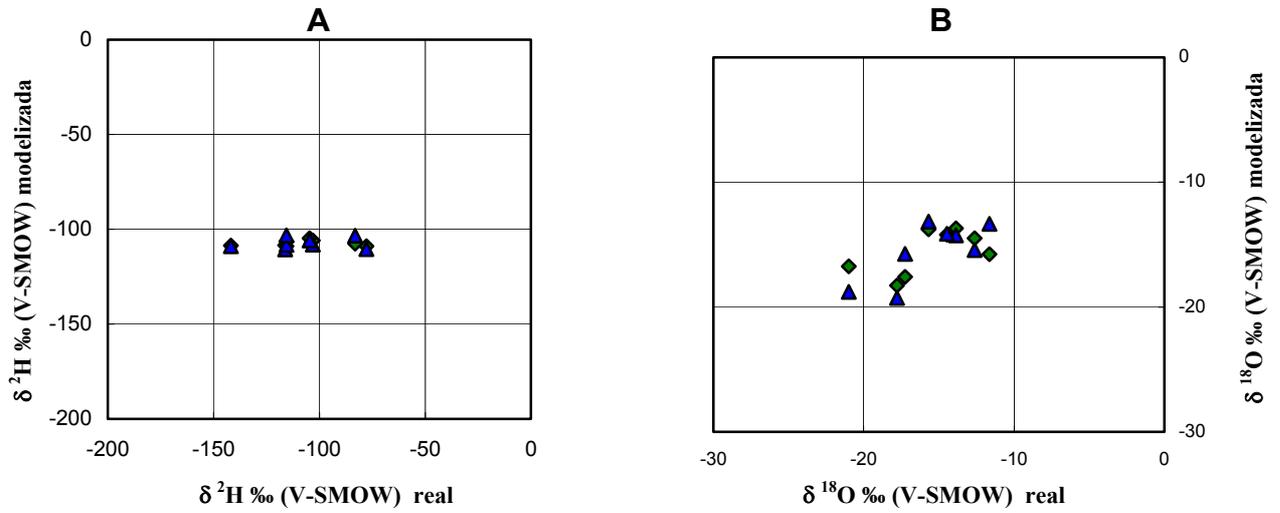
## GRUPO MENSUAL III (Marzo-Abril-Mayo).



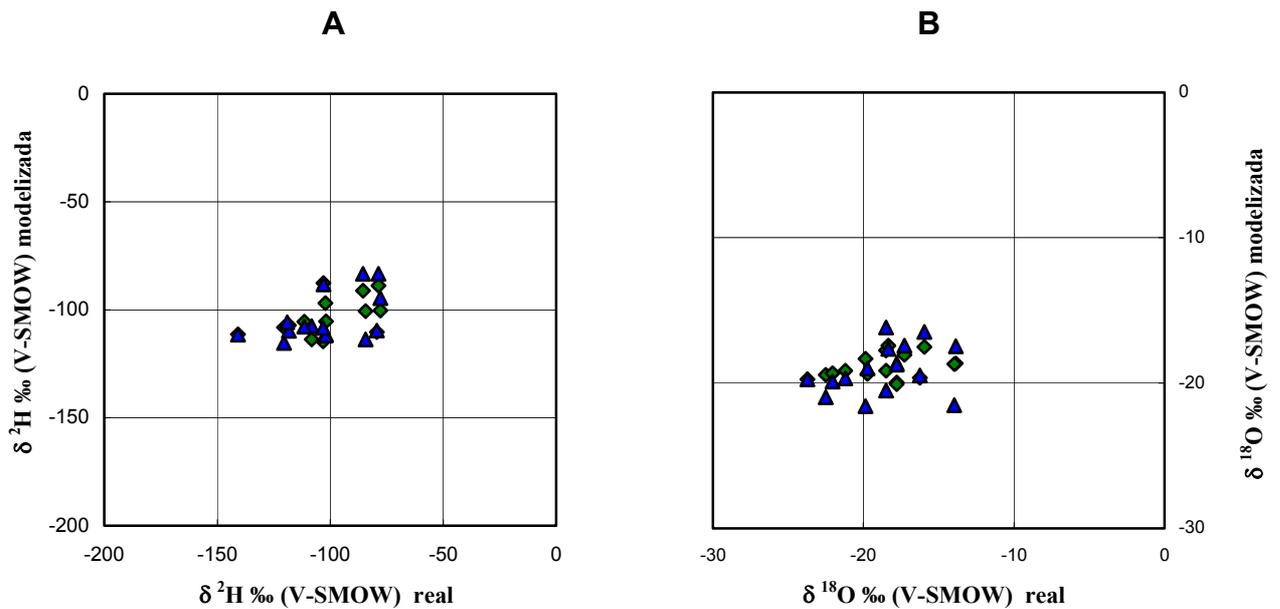
**Fig. 6.32.** Valores de exceso en deuterio “modelizados” (tabla 6.32) frente a los valores reales recogidos de vapor de agua. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde:

Fig. 6.32.A.: Grupo mensual III; franja horaria: 21:00-13:00.

Fig. 6.32.B.: Grupo mensual III; franja horaria: 13:00-21:00.



**Fig.6.33.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual III y franja horaria: 21:00:13:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.33. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.33.B. del oxígeno.

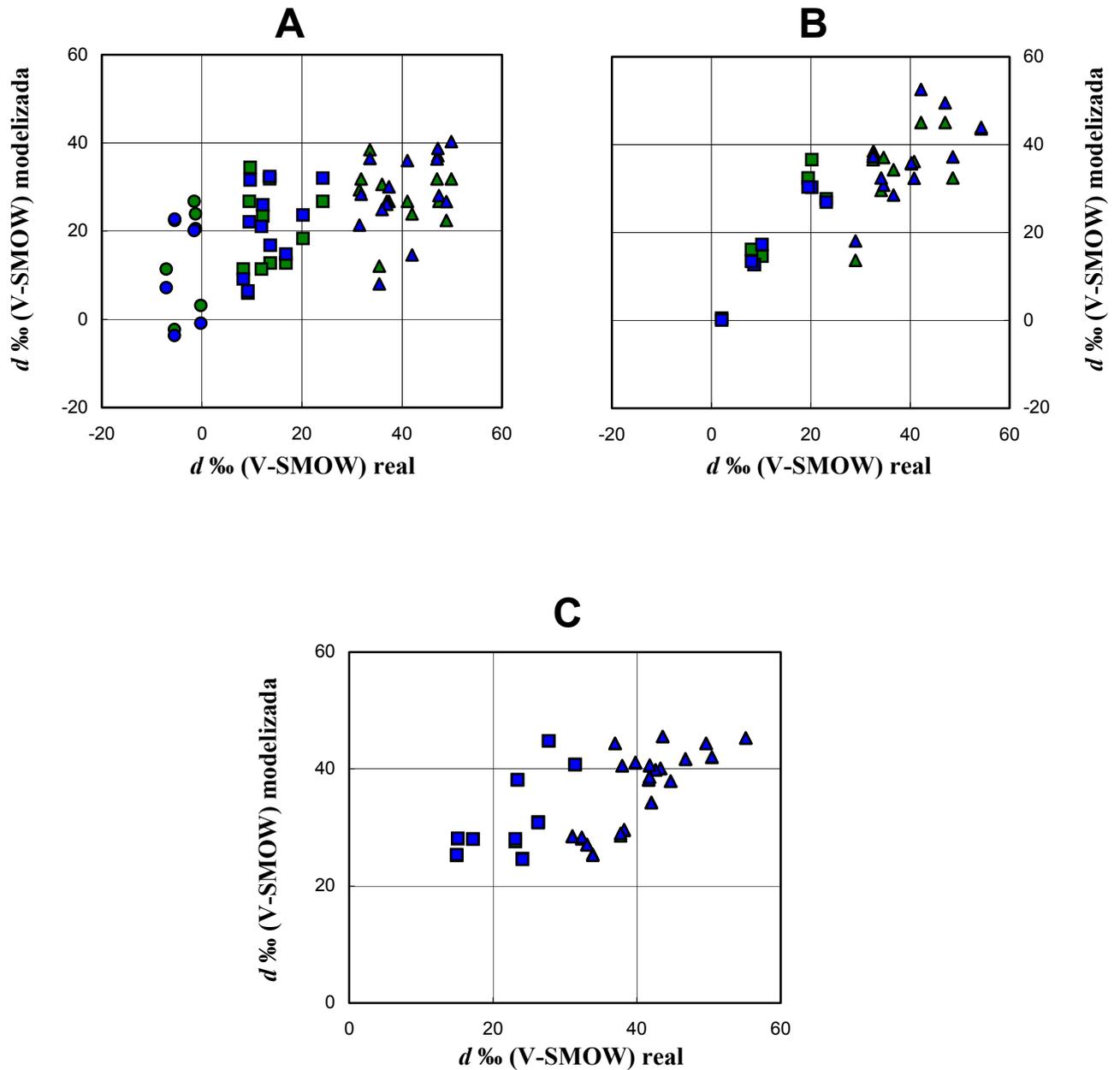


**Fig. 6.34.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual III y franja horaria: 13:00-21:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.34. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.34.B. del oxígeno.

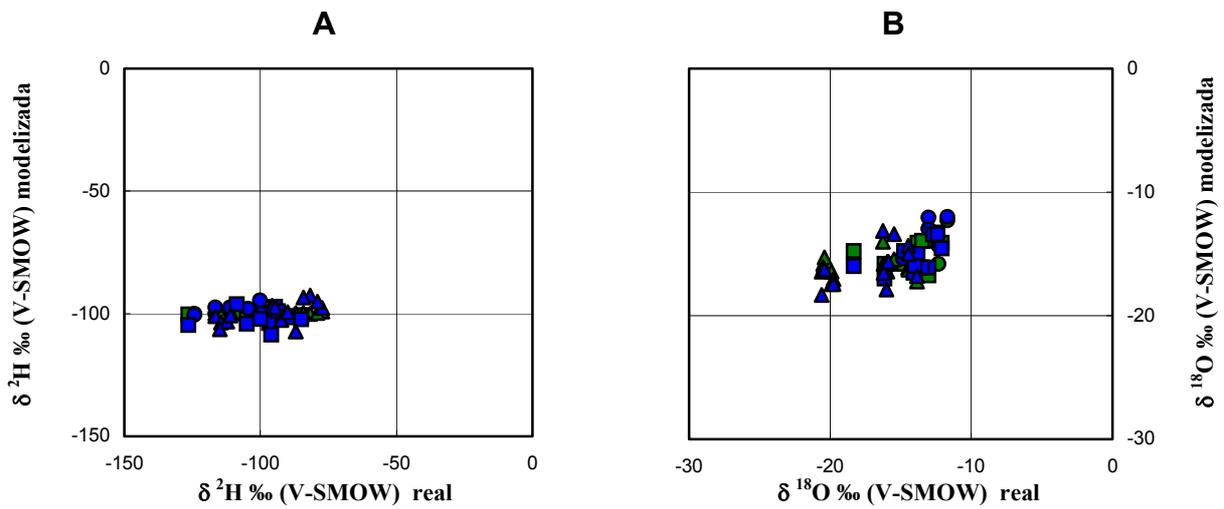
**Tabla 6.32.** Ecuaciones de relación entre la composición isotópica del vapor ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $d$ ), como variable dependiente, y la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ), como variables independientes, a partir de las cuales se han calculado las gráficas de las figuras anteriores. También se da  $R^2$  y el número de valores incluidos en cada uno de los cálculos ( $N$ ).

GRUPO MENSUAL III	FRANJA HORARIA	ECUACIONES DE DEPENDENCIA	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
M-A-MY	21:00-13:00	$d = 1,4h + 0,7t - 77$	0,267	7	-
		$\delta^2\text{H} = -0,1h - 0,8t - 87$	0,020	8	-
		$\delta^{18}\text{O} = -0,3h - 0,4t + 9$	0,592	8	0,1
M-A-MY	13:00-21:00	$d = -0,5h - 1,3t + 99$	0,271	14	-
		$\delta^2\text{H} = 0,02h + 1,9t - 140$	0,324	14	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h + 0,4t - 30$	0,360	15	-

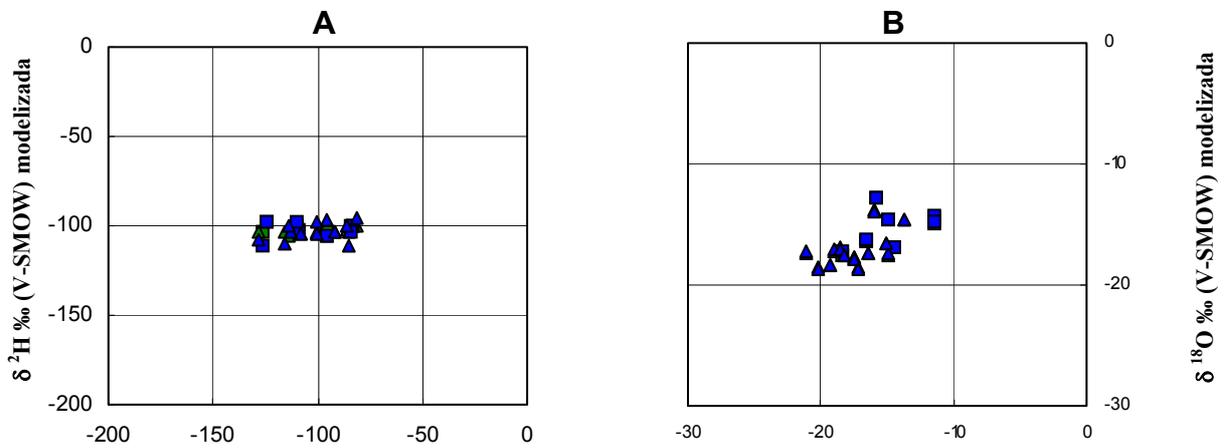
## GRUPO MENSUAL IV (Mayo-Junio-Julio).



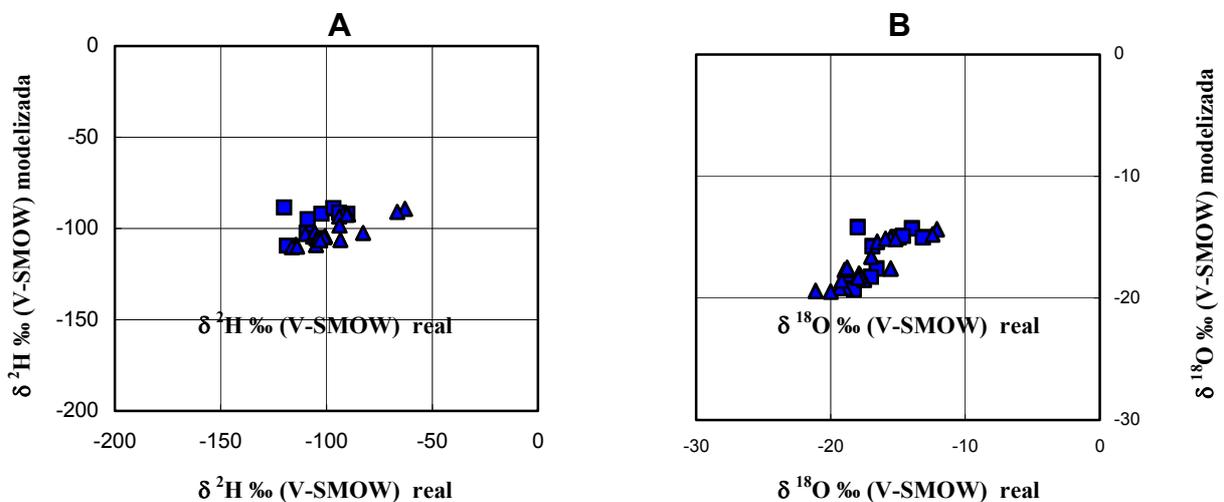
**Fig. 6.35.** Valores de exceso en deuterio “modelizados” (tabla 6.33) frente a los valores reales recogidos de vapor de agua. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde:  
 Fig. 6.35.A.: Grupo mensual IV; franja horaria: 22:00-6:00.  
 Fig. 6.35.B.: Grupo mensual IV; franja horaria: 6:00-14:00.  
 Fig. 6.35.C.: Grupo mensual IV; franja horaria: 14:00-22:00.



**Fig. 6.36.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual IV y franja horaria: 22:00-6:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.36. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.36. B. del oxígeno.



**Fig. 6.37.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual IV y franja horaria: 6:00-14:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.37. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.37.B. del oxígeno.

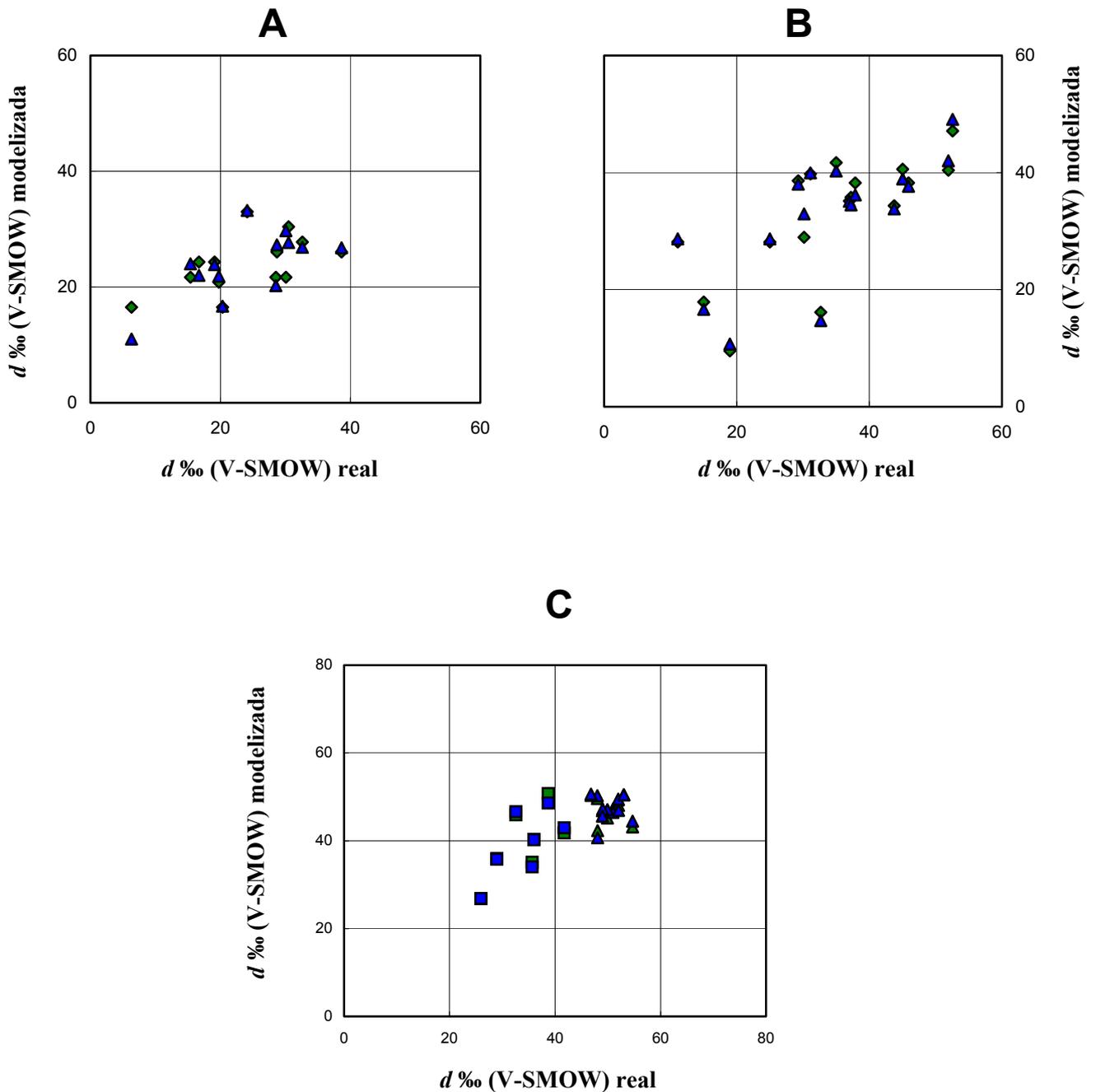


**Fig. 6.38.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual IV y franja horaria: 14:00-22:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.38. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.38.B. del oxígeno.

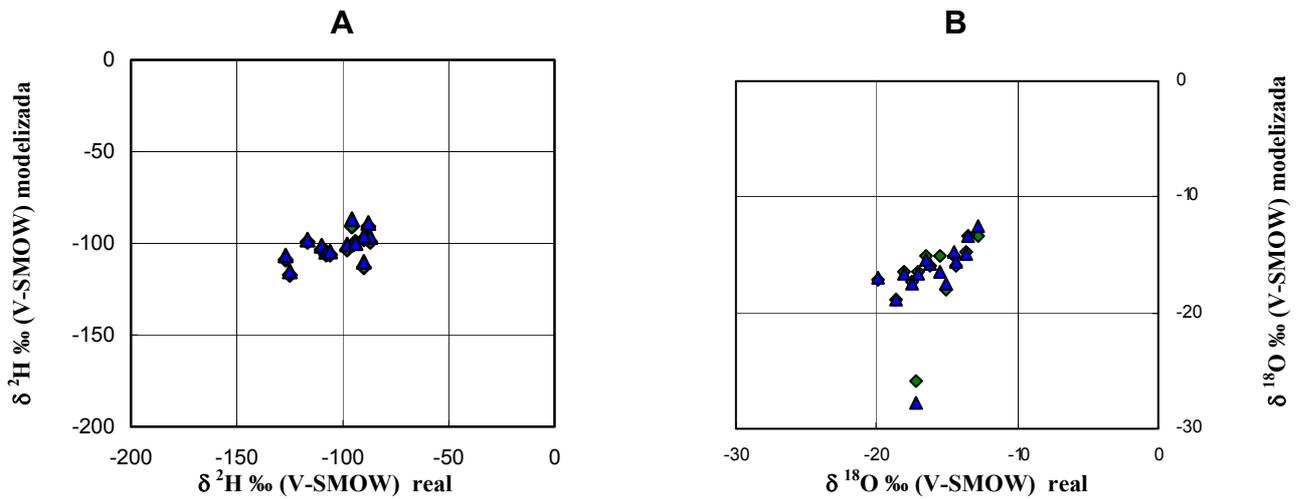
**Tabla 6.33.** Ecuaciones de relación entre la composición isotópica del vapor ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $d$ ), como variable dependiente, y la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ), como variables independientes, a partir de las cuales se han calculado las gráficas de las figuras anteriores. También se da  $R^2$  y el número de valores incluidos en cada uno de los cálculos ( $N$ ).

GRUPO MENSUAL IV	FRANJA HORARIA	ECUACIONES DE DEPENDENCIA	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
MY-JN-JL	22:00-6:00	$d = -1,4h - 2,0t + 112$	0,380	31	0,1
		-	-	31	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,2h + 0,4t - 32$	0,390	31	0,1
MY-JN-JL	6:00-14:00	$d = -0,7h + 1,5t + 24$	0,746	19	0,001
		-	-	19	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h - 0,1t - 32$	0,422	22	0,05
MY-JN-JL	14:00-22:00	$d = -0,5h + 0,04t - 159$	0,451	30	0,05
		$\delta^2\text{H} = 0,5h + 0,02t - 121$	0,310	30	0,1
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h + 0,0t - 22$	0,661	30	0,001

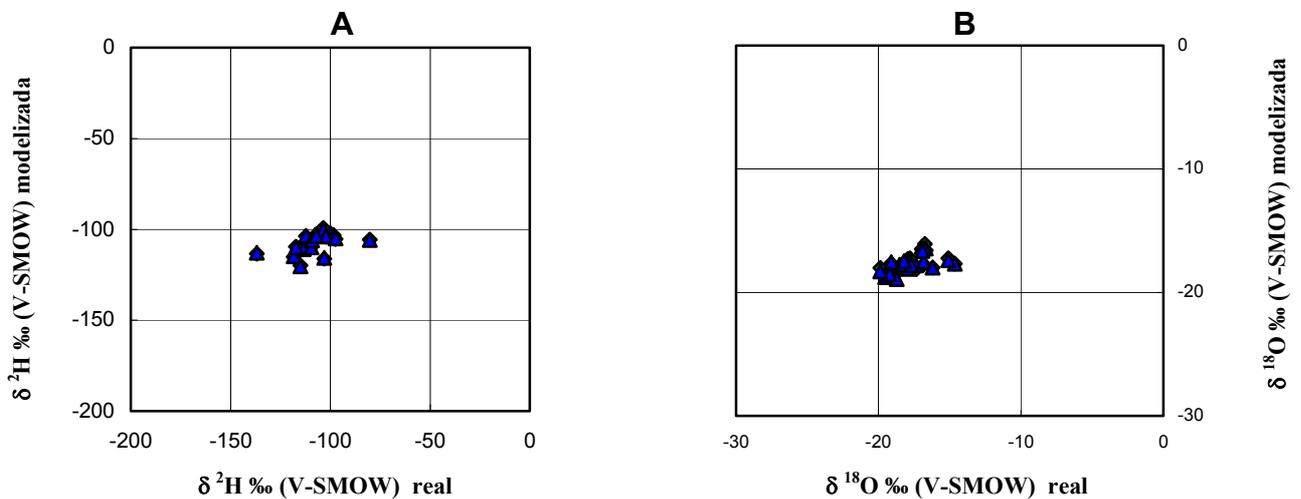
## GRUPO MENSUAL V (Julio-Agosto-Septiembre).



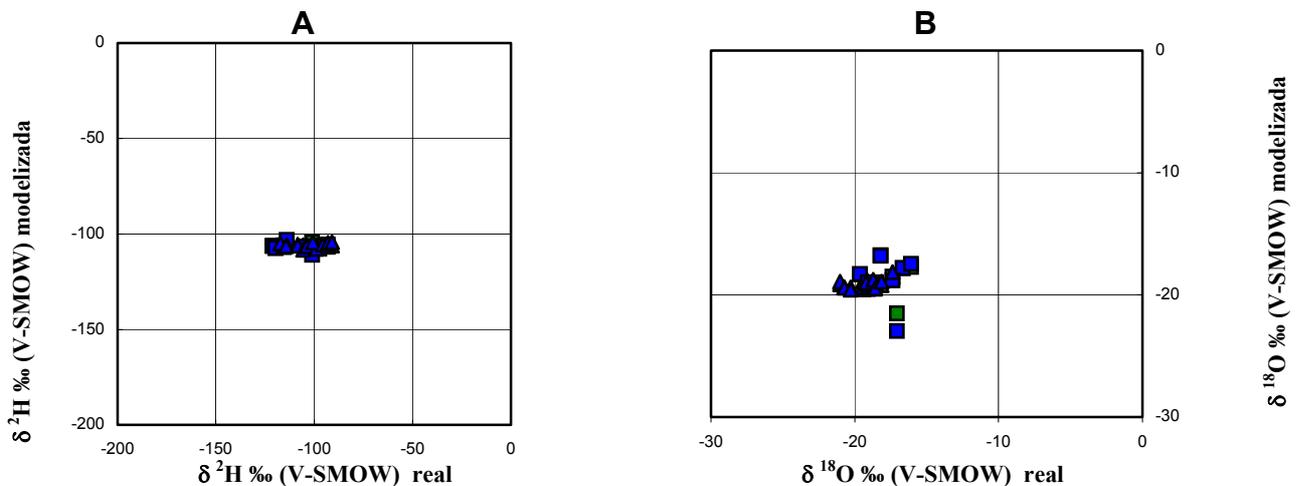
**Fig. 6.39.** Valores de exceso en deuterio “modelizados” (tabla 6.34) frente a los valores reales recogidos de vapor de agua. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde:  
 Fig. 6.39.A.: Grupo mensual V; franja horaria: 21:00-5:00.  
 Fig. 6.39.B.: Grupo mensual V; franja horaria: 5:00-13:00.  
 Fig. 6.39.C.: Grupo mensual V; franja horaria: 13:00-21:00.



**Fig. 6.40.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual V y franja horaria: 21:00-5:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.40.A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.40.B. del oxígeno.



**Fig. 6.41.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual V y franja horaria: 5:00-13:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.41.A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.41.B. del oxígeno.

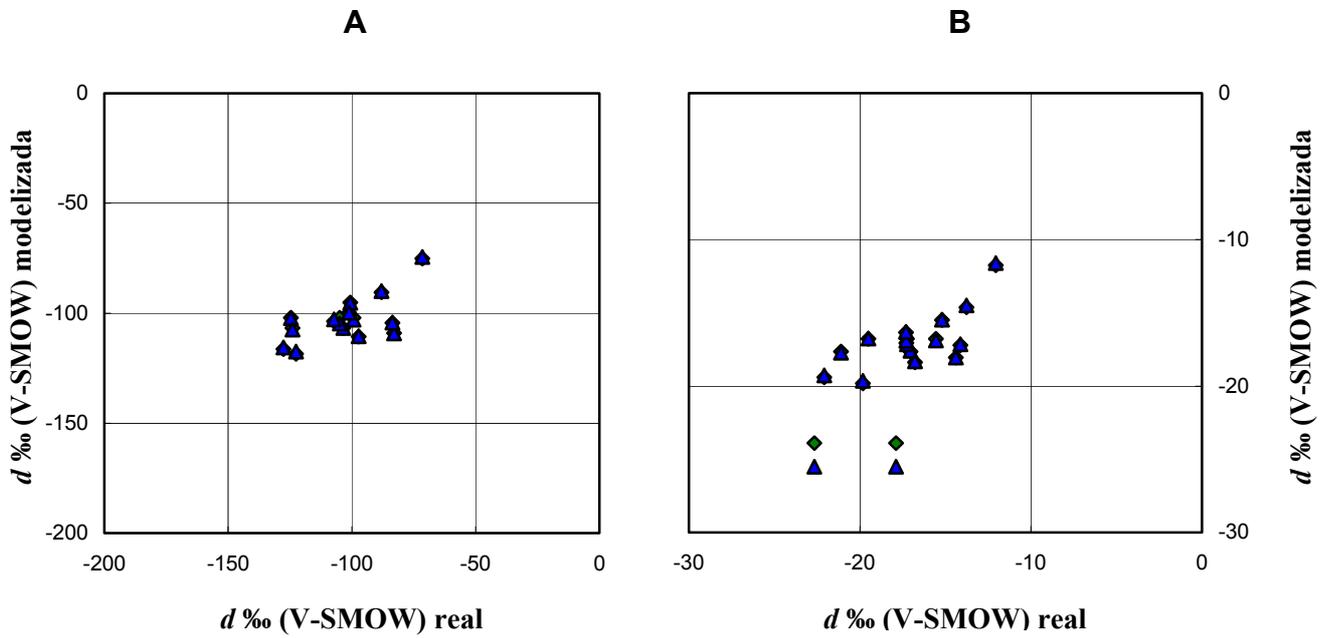


**Fig. 6.42.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual V y franja horaria: 13:00-21:00. Azul (h-t), verde (h). Donde: Fig. 6.42. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.42.B. del oxígeno.

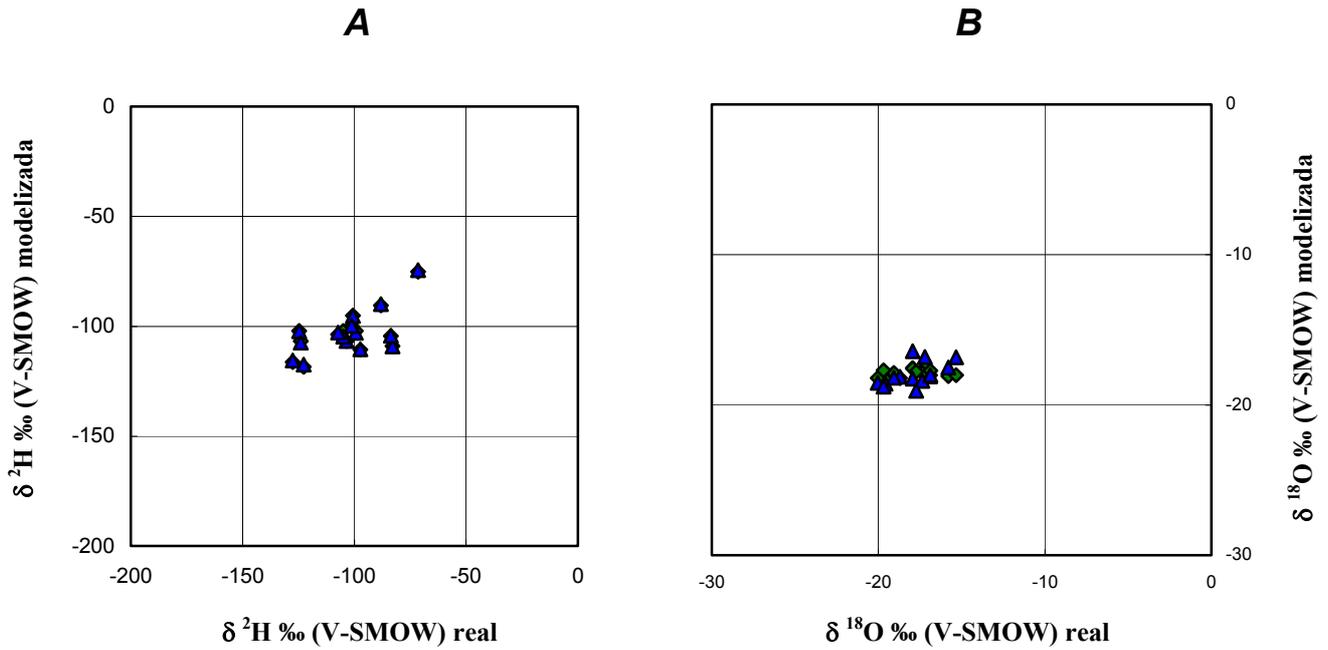
**Tabla 6.34.** Ecuaciones de relación entre la composición isotópica del vapor ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $d$ ), como variable dependiente, y la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ), como variables independientes, a partir de las cuales se han calculado las gráficas de las figuras anteriores. También se da  $R^2$  y el número de valores incluidos en cada uno de los cálculos ( $N$ ).

GRUPO MENSUAL V	FRANJA HORARIA	ECUACIONES DE DEPENDENCIA	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
JL-AG-SP	21:00-5:00	$d = -1,2h - 1,0t + 91$	0,426	13	0,1
		$\delta^2\text{H} = 1,5h + 0,3t - 165$	0,321	13	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,3h + 0,2t - 32$	0,608	14	0,05
JL-AG-SP	5:00-13:00	$d = -0,7h + 0,6t + 47$	0,510	18	0,05
		$\delta^2\text{H} = -0,5h - 0,3t - 83$	0,240	18	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,03h - 0,1t - 16$	0,279	20	-
JL-AG-SP	13:00-21:00	$d = -1,1h - 0,4t + 82$	0,543	19	0,05
		-	-	19	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,1h + 0,1t - 25$	0,371	19	0,1

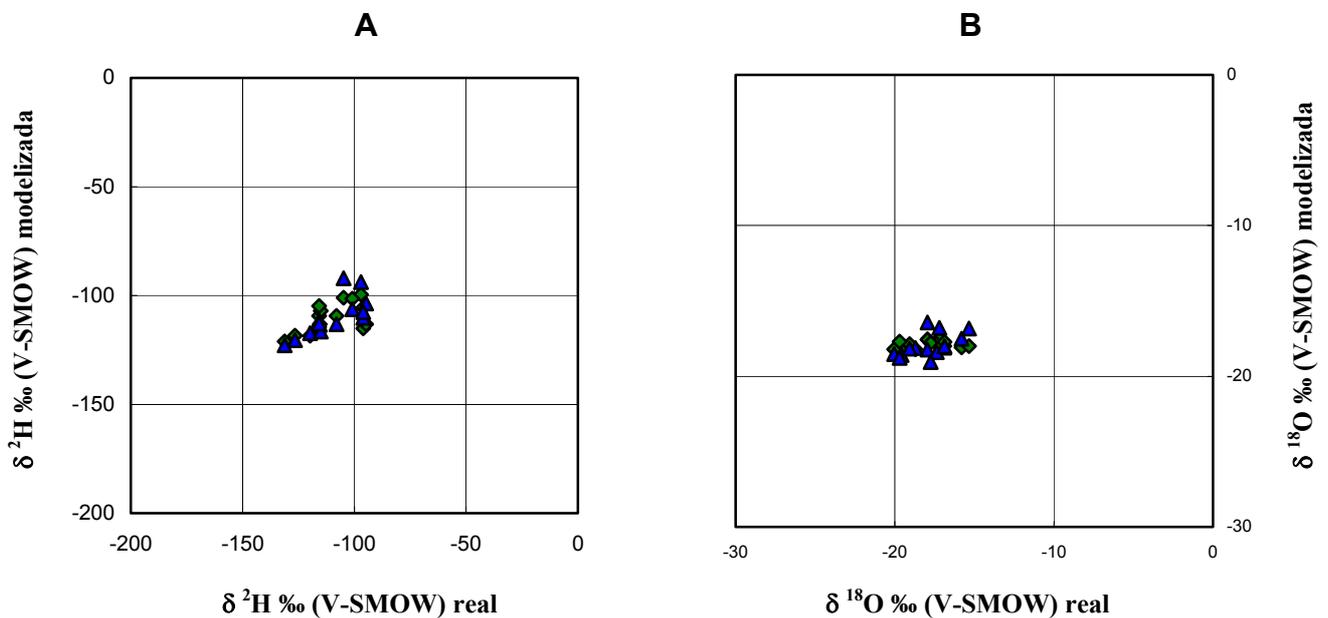
## GRUPO MENSUAL VI (Septiembre-Octubre-Noviembre).



**Fig. 6.43.** Valores de exceso en deuterio “modelizados” (tabla 6.35) frente a los valores reales recogidos de vapor de agua. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde:  
Fig. 6.43.A.: Grupo mensual VI; franja horaria: 20:00-4:00.  
Fig. 6.43.B.: Grupo mensual VI; franja horaria: 4:00-20:00.



**Fig. 6.44.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual VI y franja horaria: 20:00-4:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.44. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.44.B. del oxígeno.



**Fig. 6.45.** Valores isotópicos “modelizados” frente a los reales recogidos., pertenecientes al Grupo mensual VI y franja horaria: 4:00-20:00. Triángulos azules (h-t), rombos verdes (h). Donde: Fig. 6.45. A.: Valores isotópicos del hidrógeno y fig. 6.45.B. del oxígeno.

**Tabla 6.35.** Ecuaciones de relación entre la composición isotópica del vapor ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $d$ ), como variable dependiente, y la humedad relativa ( $h$ ) y la temperatura ( $t$ ), como variables independientes, a partir de las cuales se han calculado los gráficos de las figuras anteriores. También se da  $R^2$  y el número de valores incluidos en cada uno de los cálculos ( $N$ ).

GRUPO MENSUAL V	FRANJA HORARIA	ECUACIONES DE DEPENDENCIA	$R^2$	N	SIGNIFICANCIA
SP-OCT-NOV	20:00-4:00	$d = -0,5h - 0,04t + 52$	0,540	15	0,05
		$\delta^2\text{H} = 1,0h + 0,4t - 151$	0,400	15	-
		$\delta^{18}\text{O} = 0,2h + 0,1t - 26$	0,490	17	0,05
SP-OCT-NOV	4:00-20:00	$d = -0,5h - 0,04t + 68$	0,495	14	0,1
		$\delta^2\text{H} = -0,7h + 1,2t - 89$	0,572	15	0,05
		$\delta^{18}\text{O} = -0,02h + 0,2t - 20$	0,305	14	-

## **DISCUSIÓN VAPOR EN GRANADA**

---

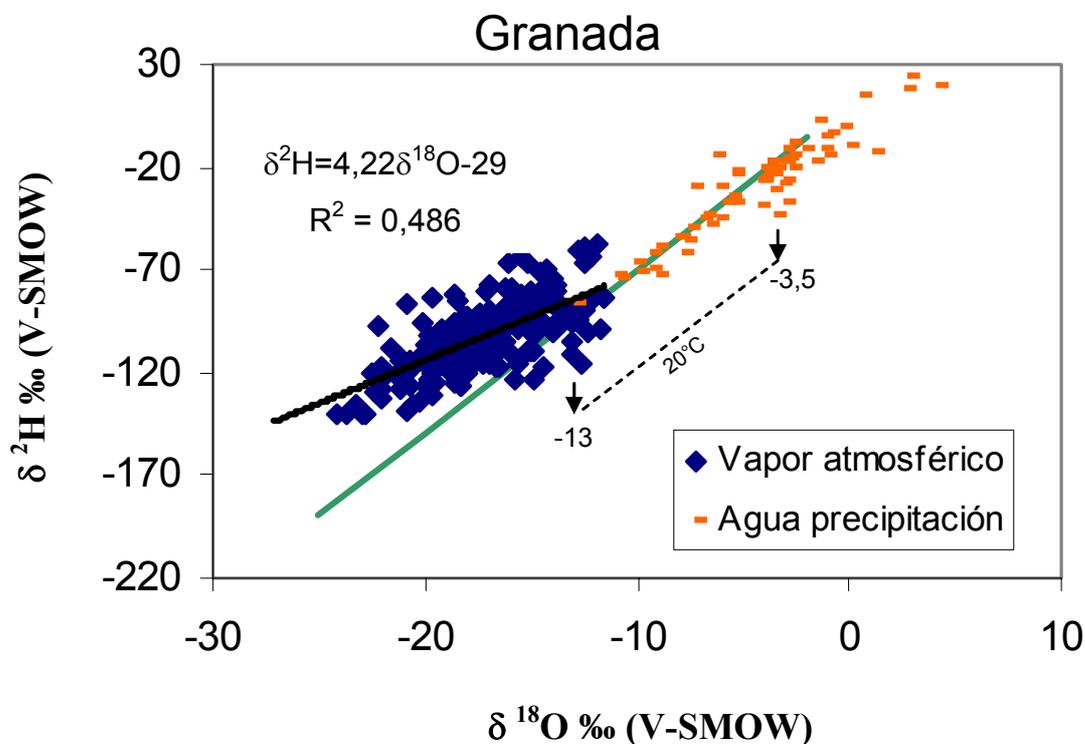
---

***Pág.: 325-340***

## V.2.4. DISCUSIÓN.

En las figuras 6.1/6.24 y tablas 6.1/6.29 se exponen detalladamente las relaciones entre los diferentes parámetros estudiados para franjas horarias y periodos del año con unas condiciones climáticas más o menos similares. En general, se observa que la relación entre  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  se aparta de la MWL a medida que los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son más negativos. Esta tendencia, como ya se indicó en el apartado V.1 dedicado al “Efecto Altitud”, se explica debido al fraccionamiento cinético que acompaña a los procesos de intercambio isotópico vapor-agua cuando se produce un proceso de evaporación, y que no ocurren cuando se produce la transpiración de agua aportada por una planta, o cuando se produce un intercambio isotópico vapor—agua en el momento de una precipitación. El fraccionamiento cinético “ $\alpha_k$ ” producido durante la difusión molecular del agua en la atmósfera es diferente para los isótopos del oxígeno (1,0285) que para los isótopos del hidrógeno (1,025) para un régimen laminar (Merlivat, 1978) o 1,0189 para el oxígeno y 1,017 para el hidrógeno en un régimen turbulento (Flanagan et al., 1991; Wang y Fakir, 2000), mientras que el fraccionamiento isotópico “ $\alpha$ ” que se produce entre el sistema vapor-líquido (dependiente de la temperatura) es, obviamente, el mismo durante la condensación de agua de una nube (responsable de la MWL) que el proceso de intercambio isotópico entre el vapor de agua y las gotas de lluvia. En la figura 6.46 se observa como la mayor parte de las muestras de vapor de agua tienen valores  $\delta^{18}\text{O}$  más negativos de -11,5 ‰ (V-SMOW) lo que indica que el vapor originado por la transpiración de las plantas tiene una contribución muy escasa. La presencia de un grupo relativamente numeroso de muestras próximo a la MWL, indica que los procesos de equilibrio isotópico entre el vapor de agua atmosférico y la precipitación juegan un papel importante. De hecho, en climas más húmedos, como el de Heidelberg (Alemania), este factor es el predominante (Jacob y Sonntag, 1991). Por ejemplo, si se calcula teóricamente, los valores  $\delta^{18}\text{O}$  que tendría el vapor atmosférico en equilibrio con un agua de -3,5 ‰ (ver figura 6.46) obtenemos valores de -13 ‰ (V-

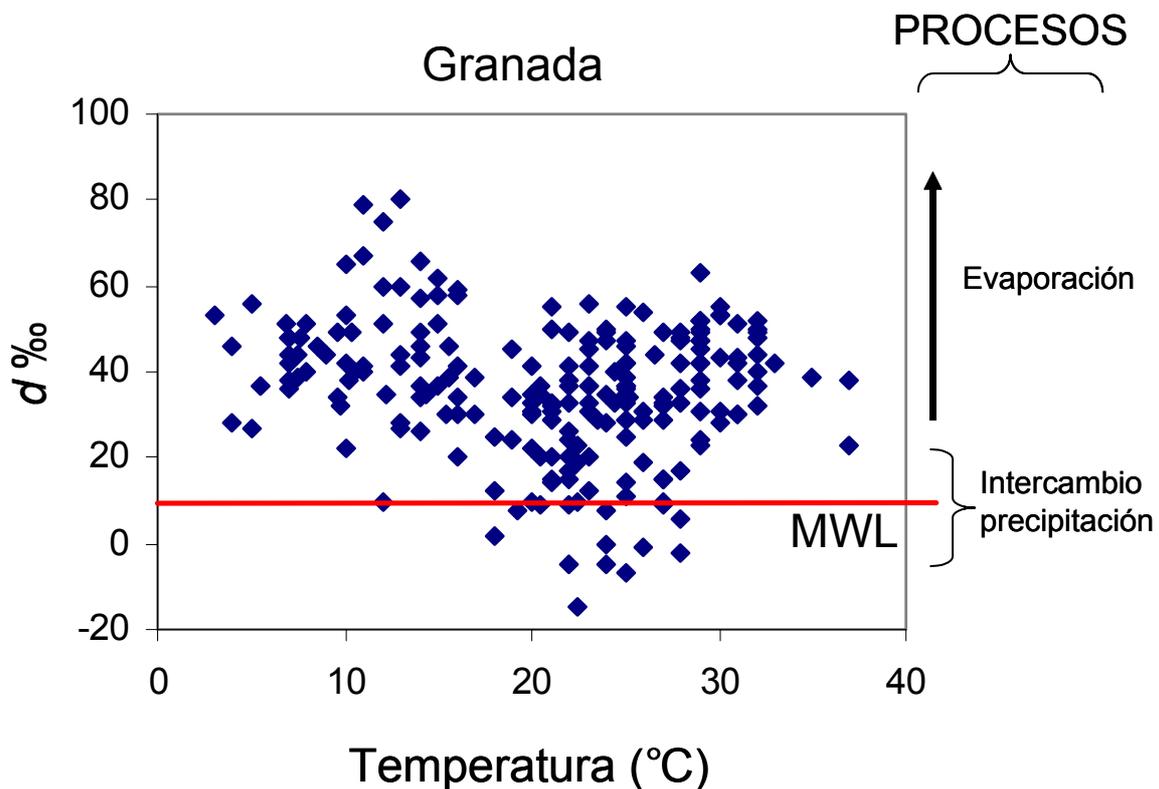
SMOW), valores que son próximos tanto en agua de precipitación como en vapor atmosférico para la época de primavera.



**Fig. 6.46** Composición isotópica del vapor de agua atmosférico y de la precipitación de muestras tomadas durante los años 1999 a 2001. A modo de ejemplo se ha calculado el fraccionamiento teórico para el oxígeno de vapor de agua en equilibrio con agua de precipitación. Para el cálculo se ha usado la ecuación que relaciona el fraccionamiento isotópico  $\alpha$  del sistema vapor-líquido con la temperatura (Majoube, 1971). El vapor de agua originado por evaporación de agua del suelo, además del correspondiente fraccionamiento  $\alpha$ , sufre un fraccionamiento cinético  $\alpha_k$  que afecta proporcionalmente más al oxígeno, de ahí que pueda distinguirse fácilmente este proceso por su característica posición a la izquierda de la MWL.

Sin embargo, el proceso que da origen a la mayor parte del vapor atmosférico en el sureste de la Península Ibérica es la evaporación de agua superficial. Esto ya se ha indicado en apartados anteriores dedicados al efecto altitud, y ahora vuelve a quedar patente, de forma clara, gracias al estudio sistemático de un gran número de muestras a lo largo de 2 años. Como se ha mencionado anteriormente el agua evaporada del suelo esta caracterizada por un empobrecimiento en  $^{18}\text{O}$  lo que se traduce en valores muy positivos en “ $d$ ”. En Granada, hemos obtenido un valor medio de “ $d$ ” de +35,9‰ (235 muestras)

que contraste con valores medios de +11,4 ‰ en Heidelberg (Jacob y Sonntag, 1991) donde el equilibrio isotópico constituye el mecanismo principal de génesis de vapor de agua atmosférico.



**Fig. 6.47** El exceso en deuterio “*d*” ( $\delta^2\text{H}-8\delta^{18}\text{O}$ ) está próximo a la MWL en aquellos intervalos de temperatura tradicionalmente asignados a primavera u otoño. Mientras que en invierno o verano con temperaturas más bajas o altas, respectivamente, se incrementa de forma importante el valor de “*d*”. En verano, la precipitación es muy escasa o nula y, lógicamente, gran parte del agua del suelo procede del riego de jardines o calles (aguas más negativas ya que procede de pantanos recargados por Sierra Nevada). En primavera y otoño los procesos de precipitación se suelen dar a mayor temperatura lo que puede favorecer la velocidad del intercambio isotópico. Por otra parte, se pueden producir precipitaciones con escasa cantidad de agua de modo que las gotas de lluvia se evaporen totalmente. Estas circunstancias explican que gran cantidad de muestras estén próximas un exceso en deuterio de 10 (típico de la MWL).

En primavera y otoño (valores de temperatura próximos a los 25° C en la fig 6.47), la evaporación parcial de las gotas de agua de lluvia produce una disminución de “*d*” en el agua de lluvia y un incremento de este parámetro en el vapor de agua que se genera (Yurtserver y Gat, 1981). Pero además, una evaporación completa de las gotas de lluvia cuando la cantidad de precipitación es pequeña contribuiría con vapor de agua atmosférico muy próximo a la MWL

y, por tanto, con valores “d” próximos a 10. Esto explica la tendencia hacia valores más bajos en “d” a medida que la temperatura es más alta. En verano, la única fuente de agua procede del saneamiento público lo que justifica, en cierto modo, un “regreso” hacia valores más altos de exceso en deuterio. Y, en principio, el vapor de agua transpirada por las plantas y la evaporación del agua utilizada en el riego de calles y jardines deberían ser las fuentes principales de vapor de agua atmosférico. Sin embargo, los valores relativamente bajos en  $\delta^{18}\text{O}$  y los excesos en deuterio altos parecen indicar que la contribución de la transpiración de las plantas es escasa. Finalmente, en invierno ni incluso los periodos más lluviosos se libran de una contribución apreciable de los procesos de evaporación. Es más, ciclos de evaporación-condensación pueden provocar valores altos en “d” y muy negativos en valores  $\delta^{18}\text{O}$  (-24 en Nov-99; -23 y -22 en Diciem-99 y Enero-00, etc).

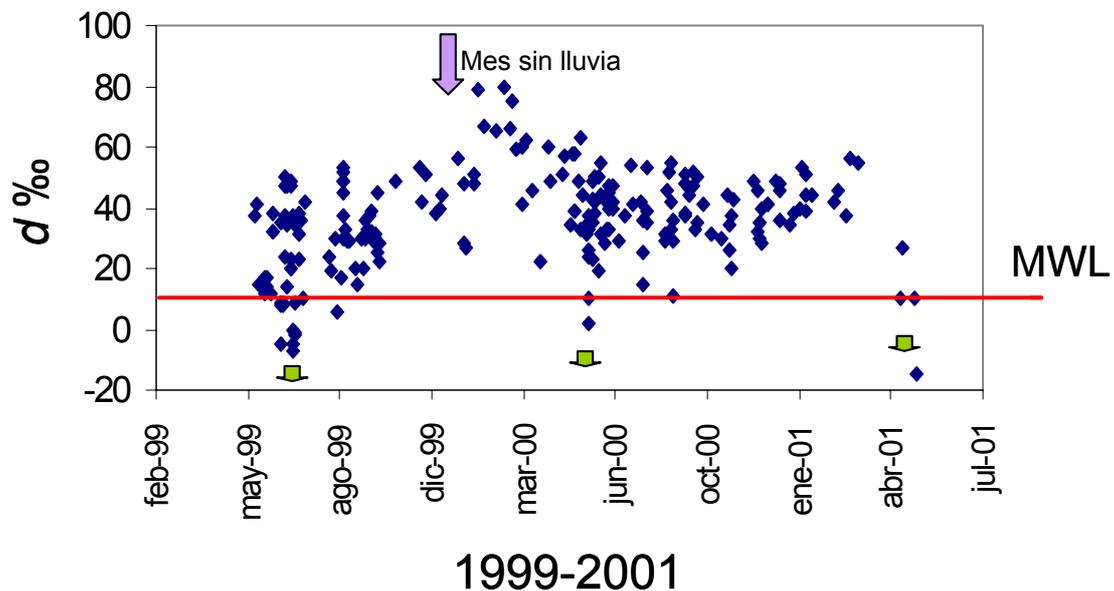


Fig. 6.48 Cuando se analiza el exceso en deuterio “d” a lo largo del año, se observa como efectivamente en los periodos de primavera-verano (flechas verdes) se produce una disminución del exceso en deuterio, aproximándose a los valores típicos de la MWL o incluso más negativos. Así mismo se puede observar como en los meses de invierno (Enero de 2000) se observan algunos de los valores más altos, que además están precedidos de un mes sin apenas precipitaciones. Los sucesivos procesos de evaporación-condensación (escarchas, especialmente frecuentes ese año) explican esos valores relativamente altos de “d”.

Se ha observado que bajos contenidos en humedad relativa coinciden con altos contenidos en exceso en deuterio. En cierto modo tiene sentido que si se producen condiciones climáticas que favorecen la condensación, por ejemplo cambios importantes de temperatura diarios, una disminución del contenido en vapor de agua podría estar ligada a procesos de evaporación-condensación que en realidad son los responsables del enriquecimiento en “ $d$ ”.

En cualquier caso, una ciudad está afectada por diversos factores relacionados con la actividad humana (riegos de jardines, calefacciones, aire acondicionado, etc.) que causan distorsiones de lo que podría ser la evolución normal en la composición isotópica del vapor de agua atmosférico. Por otra parte, los climas mediterráneos se caracterizan por su irregularidad tanto en temperaturas como en régimen de precipitaciones etc. Sin duda las precipitaciones van a ser las más directas responsables de la evolución y composición del vapor de agua atmosférico.

Uno de los efectos más significativos que afecta a la composición isotópica del agua de precipitación es el “efecto cantidad”, siendo especialmente importante en zonas donde las precipitaciones no son demasiado abundantes, o estas están mal repartidas a lo largo del año, como es el caso de Granada (Dansgaard, 1964; Stewart, 1975; Gedzelman, 1987; Rozanski et al., 1993; Delgado et al., 1991). El efecto cantidad produce una evaporación parcial en la superficie de la gota cuando desciende, desde la base de la nube hasta el suelo. Esto va a producir un enriquecimiento tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$  en la fase líquida residual. De hecho, en Granada se han descrito desde valores más negativos de  $-15$ , cuando las precipitaciones han sido en forma de nieve, hasta valores positivos en pequeñas tormentas de verano o primavera (Delgado et al., 1991). Por lo tanto, el agua de precipitación que da lugar a la humedad en el suelo va a tener una dispersión muy grande en su señal isotópica (ver capítulo VII; apéndice III), consecuentemente esto complica cualquier relación simple entre los diferentes parámetros y la composición isotópica del vapor de agua atmosférico.

El agua introducida por el hombre para el riego, procede en su mayoría de la precipitación que se produce a altitudes superiores (principalmente Sierra Nevada), o a partir de diferentes pozos de la zona que extraen el agua del acuífero de la Vega de Granada, en cuyo caso el origen va a ser similar al anterior, ya que la recarga eficaz de este procede del agua de deshielo de Sierra Nevada. Por lo tanto, el agua de riego va a tener una composición isotópica más ligera que el agua de precipitación que se produce en Granada, principalmente producido por el “efecto altitud”.

Se han analizado las aguas de riego que se utilizan en la Estación Experimental del Zaidín, a lo largo del tiempo, y sus señales isotópicas son relativamente homogéneas, principalmente debido al gran reservorio que presentan los diferentes pantanos que alimentan Granada. Los valores medios medidos para el agua de riego han sido<sup>26</sup>:  $\delta^2\text{H}_{\text{riego}}=-64$  ‰ y para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{riego}}=-9,1$  ‰, frente a  $\delta^2\text{H}_{\text{precipitación}}=-35$  ‰ y  $\delta^{18}\text{O}_{\text{precipitación}}=-5,5$  ‰, del agua de lluvia analizada en Granada (ver apéndice III).

También la masa vegetal va a tener una influencia determinante en los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico en Granada ya que, como ya se ha comentado anteriormente, el agua que evapotranspiran las plantas no sufre fraccionamientos isotópicos importantes (Zimmerman et al, 1967; Förstel, 1979; White, 1983; Moreira et al., 1997), aunque el agua retenida dentro de estas se fracciona, enriqueciéndose tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$ , el agua que pasa a través de ellas es del orden de 10 a 50 veces superior a la cantidad retenida por ellas, por lo que la composición isotópica del agua transpirada por las hojas es muy similar al agua recogida por las raíces.

El agua contenida en el suelo que absorben las plantas es una mezcla de diferentes fuentes, y variará a lo largo del año hidrológico, teniendo cada una de las estaciones características diferentes, siguiendo la sistemática llevada hasta ahora:

---

<sup>26</sup> Medidos desde 1999 hasta 2002, con una periodicidad aproximada de 3 meses.

Como ya se ha mencionado anteriormente, los valores isotópicos del vapor de agua van a estar determinados, en parte, por los valores isotópicos del agua de precipitación y/o por la “contaminación” de las aguas de riego.

Si analizamos detalladamente cada grupo de muestras en función de franjas horarias y periodos del año, parecen observarse las siguientes tendencias:

✘ Grupo mensual VI. Desde el 23 de Septiembre hasta el 19 de Noviembre. Se ha comenzado por este periodo, ya que coincide prácticamente con el inicio teórico del año hidrológico. En este tiempo se inician las primeras lluvias del año, y en general han pasado una media de tres meses sin que se haya producido ninguna recarga de agua a la zona por medio de la precipitación (si se excluyen las tormentas de verano, que son de evolución, y que en realidad casi toda el agua que producen estas tormentas tiene su origen en la propia región, aunque se hayan producido diferentes fraccionamientos isotópicos, debido principalmente a la evaporación-condensación y al efecto cantidad en el momento de la lluvia, y que afectarán sobre todo a la relación entre el  $\delta^2\text{H}$  y el  $\delta^{18}\text{O}$ ).

La relación entre el  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de vapor de agua atmosférico correspondientes a estos días, no presentan una excesiva dispersión entre ellos, e incluso a lo largo de las 24 horas del día su relación no cambia demasiado (fig. 6.6.a-b; tabla 6.14). Esta relativa buena correlación entre los dos parámetros se debe a que, durante este periodo la fuente principal del vapor atmosférico medido es la precipitación. Además, las relaciones que presentan las diferentes especies isotópicas del vapor frente a la humedad relativa son, en parte mejores en comparación con los datos de los otros periodos de tiempo (fig. 6.22; 6.23; 6.24 y las tablas 6.28; 6.29). También, las relaciones existentes entre las variables isotópicas del vapor frente a la humedad relativa y la temperatura del aire en conjunto, presentan una relación

muy buena entre ellas, siendo los coeficientes de correlación muy similares entre  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $d$ . Por lo tanto, esto reafirma lo expuesto anteriormente. Así, en este periodo de tiempo, existe una fuente principal de agua, que es la precipitación, ya que una buena relación entre la composición isotópica del hidrógeno y del oxígeno frente a la cantidad de agua disponible en la atmósfera indica que el vapor de agua tiene una misma procedencia (Taylor, 1972)

De acuerdo con esto, en este periodo de tiempo, la mayor parte del vapor de agua va a tener como fuente la evaporación directa del agua de la precipitación, aunque la relación directa entre los valores isotópicos absolutos del agua de lluvia y del vapor sea difícil de encontrar para cada momento determinado. Esto se debe, principalmente, a los diversos factores que intervienen, como sería el caso del efecto cantidad que afectará, sobre todo, a los primeros eventos de lluvia después de los meses de estío, en los que la composición isotópica del agua de lluvia tenga una gran dispersión entre diferentes eventos, o incluso en la misma precipitación, estando generalmente más enriquecida tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$  al principio de la precipitación, y el vapor de agua que se ha evaporado de la gota, desde su caída por debajo del nivel de base de la nube, va a estar presente en la superficie, gracias a la mezcla que se produce dentro de la C.L.P.

✘ Grupo mensual I. Correspondiente a los valores isotópicos de vapor de agua atmosférico desde el 20 de Noviembre hasta el 22 de Enero. Las relaciones existentes entre los valores isotópicos del hidrógeno frente a los del oxígeno, para cada una de las tres franjas horarias en las que se ha dividido el día, son relativamente estrechas (fig. 6.1 y tabla 6.2). Todos los valores están por encima de la línea meteórica mundial (Craig, 1961), aunque presentan diferentes pendientes según la hora del día. Las relaciones  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$  en los intervalos comprendidos entre las 19:00 hasta las 3:00 h y desde las 3:00 hasta las 11:00 h presentan unas pendientes típicas del vapor de agua de la zona que ha sufrido diferentes fraccionamientos isotópicos (tabla 6.2), pero

la relación que presentan las dos especies isotópicas del vapor correspondiente al periodo comprendido entre las 11:00 hasta las 19:00 h tienen una pendiente similar a la del agua de lluvia de la zona ( $\delta^2H \approx 8\delta^{18}O$ ; tabla 6.2).

Esta cercanía en la relación isotópica del hidrógeno y del oxígeno del vapor de agua con la de la precipitación, en esta franja horaria, se debe explicar gracias a la cantidad de insolación que se recibe. Aunque en esta época del año una parte relevante de la masa vegetal está inactiva, existe una cantidad importante de vegetación que no lo está, ya que el clima de Granada en invierno no es excesivamente crudo, por lo tanto en esta franja horaria, donde se produce la cantidad de insolación más importante, la evapotranspiración de la vegetación va a tener importancia, entre otras cosas, porque los estomas van a permanecer abiertos durante todo el día, ya que el máximo de insolación durante estos meses no es demasiado alto, por lo que la planta no tenderá a cerrarlos completamente por el riesgo de la deshidratación (Sharkey y Raschke, 1981; Biggins, 1987; Zeiger et al., 1987; Gotow et al., 1988). A esta altura del año hidrológico, las temperaturas son lo suficientemente bajas y ha llovido lo bastante como para que la evaporación que se produzca no cambie drásticamente los valores isotópicos del agua en superficie, además existe una cantidad de agua en superficie como para poder alimentar partes profundas del suelo. Por lo tanto, la vegetación va a absorber, por medio de sus raíces, agua cuyo origen predominante son las precipitaciones locales, sin que ésta haya sufrido un fraccionamiento isotópico demasiado importante por culpa de la evaporación, y la transpirarán a la atmósfera. Así, en esta franja del día la masa vegetal va a suministrar a la atmósfera vapor de agua con una composición isotópica similar a la media del agua de precipitación de las últimas semanas.

Las relaciones entre la composición isotópica tanto del hidrógeno como la del oxígeno frente a la humedad relativa del aire es muy pobre e incluso inexistente (fig. 6.8 y 6.9), tampoco entre la composición isotópica del vapor

frente a la humedad relativa y la temperatura del aire (fig. 6.26, 6.27, 6.28; tabla 6.30), tan sólo en la franja horaria entre las 3:00 hasta las 11:00 h, aunque en este caso se podría deber a la escasez de datos. Esta dispersión, que es la sintonía normal de todo el muestreo de vapor de agua en Granada, se tiene que achacar a una multitud de factores, como la relativa inestabilidad atmosférica de los meses de invierno, que producen entre otras cosas, una variabilidad en la dirección y velocidad del viento y una mayor distorsión a lo largo del día de la C.L.P.

✘ Grupo mensual II. Corresponde a los valores isotópicos del vapor de agua en la atmósfera desde el 23 de Enero hasta el 22 de Marzo. Los valores isotópicos ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de las muestras de vapor de agua recogidas durante este periodo se apartan bastante de la MWL (ver figura 6.2), lo que indica que se intensifican los procesos de evaporación en la génesis del vapor de agua atmosférico. Es más, no se deben descartar diversos ciclos evaporación-condensación (escarcha) que redundarían en valores  $\delta^{18}\text{O}$  más negativos y, por tanto, excesos en deuterio más altos. Si se observa con detenimiento las figuras 6.11 y 6.12 se puede comprobar como, durante la noche, cuando posiblemente ha condensado parte del agua, los valores isotópicos se hacen más negativos. Mientras que, durante el día, posiblemente debido a una pequeña contribución de vapor de agua procedente de la evapotranspiración de las plantas estos valores se hacen algo más positivos. El exceso en deuterio se hace mayor durante las horas nocturnas, lo que estaría de acuerdo con un proceso de condensación de agua.

✘ Grupo mensual III. Correspondiente al periodo comprendido entre el 23 de Marzo hasta el 22 de Mayo. Durante estos meses las precipitaciones son importantes, y la cantidad de insolación es cada vez mayor. Por lo tanto, el agua del suelo procedente del agua de lluvia va a sufrir, a lo largo del tiempo, un fraccionamiento isotópico importante debido a la evaporación.

La evapotranspiración de las plantas durante el día va a ser heterogénea, ya que la insolación en esta época del año comienza a ser lo suficientemente importante, como para que las plantas cierren sus estomas durante las horas de máxima insolación, para protegerse de la desecación (Sharkey y Raschke, 1981; Biggins, 1987; Zeiger et al., 1987; Gotow et al., 1988). Así, el vapor de agua atmosférico va a ser una mezcla del agua en estado de evaporación y de la evapotranspiración de la masa vegetal, a lo largo de todo el día, sin olvidar el comienzo de los primeros riegos del año. Por lo tanto, no es extraño que no exista una relación entre  $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua atmosférico (fig. 6.3), ni tampoco que no exista relación con la humedad relativa ni con la temperatura del aire (fig. 6.13, 6.14, 6.15, 6.32, 6.33, 6.34 y tabla 6.32).

En realidad es un periodo de tiempo de transición, en lo que respecta al vapor de agua atmosférico, entre la relativa homogeneidad en el origen del vapor de agua en invierno, y la heterogeneidad de los meses estivales.

✘ Grupo mensual IV. Están incluidos los valores isotópicos correspondientes al vapor de agua desde el 23 de Mayo hasta el 22 de Julio. La relación que existe entre los valores isotópicos del hidrógeno frente a los del oxígeno del vapor de agua atmosférico presenta una gran dispersión en todas las horas del día (fig. 6.4). En realidad los valores se agrupan en diferentes grupos, cada uno de ellos presentan valores diferentes de exceso en deuterio “ $d$ ”, que tiene a su vez una buena correlación entre “ $d$ ” y la humedad relativa.

Cada grupo de muestras se comporta diferente frente a la M.W.L. (fig. 6.4), estando algunas incluso por debajo de ésta, sobre todo en el caso de la franja horaria desde las 22:00 hasta las 6:00 h. (Vapor 3 en la fig. 6.4.a). Este hecho se debe achacar a la propia dinámica del régimen de precipitaciones del clima Mediterráneo que domina la zona, ya que en este periodo mensual, la precipitación es casi inexistente, a no ser de eventos lluviosos aislados, por lo

tanto, el vapor de agua atmosférico va a estar dominado, principalmente, por la evapotranspiración vegetal de la zona, y por los riegos cercanos.

Los riegos en esta altura del año comienzan a ser importantes, por lo cual, el vapor que está muy influenciado por ellos, mantendrá una posición en la relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  por encima de la M.W.L., ya que el agua de los riegos no ha sufrido un fraccionamiento isotópico importante producido por la evaporación. En cambio, debido a la fuerte insolación, la evaporación es muy importante, por lo cual incluso, el agua de estos riegos, que inicialmente no estaban fraccionadas isotópicamente, con el tiempo acaban por sufrir evaporación, enriqueciéndose tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$ , pero debido a este fraccionamiento, la relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  cambia, fraccionándose más el  $^{18}\text{O}$  en comparación con la M.W.L.

También la evapotranspiración jugará un papel importante, pero la realidad es que la dispersión que presentan los datos es similar para todas las franjas horarias, ya sea con insolación o sin ella; esto entre otras razones se debe a que la cantidad de insolación es muy importante durante muchas horas a lo largo del día, por lo que las plantas, para impedir la deshidratación, cierran sus estomas en las horas punta, al igual de lo que ocurre en el periodo nocturno.

Resumiendo, la dispersión que se observan en las figuras 6.4. ( $\delta^2\text{H}$  frente  $\delta^{18}\text{O}$ ), se debe principalmente a los dos orígenes del vapor de agua existente: el riego y la evapotranspiración, teniendo relaciones diferentes entre  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  según el tiempo de residencia del agua, que alimenta el agua de evaporación del suelo, y en parte, el agua del suelo que evapotranspiran las plantas.

✖ Grupo mensual V. En este están incluidos los valores isotópicos del vapor de agua atmosférico recogido desde el 23 de Julio hasta el 22 de Septiembre. Este periodo tiene unas características similares a las que

aparecen en el grupo anterior, es decir, una ausencia casi total de precipitaciones y una recarga artificial de agua por parte de los riegos. Por lo tanto, aparece una dispersión en la relación  $\delta^2\text{H}$  frente a  $\delta^{18}\text{O}$  del vapor de agua, aunque casi todos los valores se encuentran a la izquierda de la M.W.L. (fig. 6.5) indicando procesos de evaporación. En él la franja comprendida entre las 5:00 y las 13:00 horas, la relación entre los valores  $\delta^2\text{H}$  frente  $\delta^{18}\text{O}$ , presenta una gran dispersión (fig. 6.5.b), debido a la mezcla de vapor de agua procedente del agua de riego que se realizó a primeras horas de la noche (la cual está fraccionada por los procesos de evaporación), junto con el agua de los riegos acaecidos a primera hora de la mañana (sin un fraccionamiento isotópico demasiado importante), y el agua evapotranspirada por las plantas (que aparecen también a primera hora de la mañana, antes de que cierren sus estomas cuando la insolación alcance valores críticos).

En la franja comprendida entre las 13:00 y las 21:00 horas, existe una dispersión entre la relación  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  (fig. 6.5.c), aunque lo que realmente ocurre es una variación en los valores de exceso en deuterio, producidos por diferencias en las características de la humedad relativa y en menor grado, de la temperatura del aire. El vapor de agua procede, en gran parte de la evapotranspiración de las plantas (en su segunda apertura de los estomas a lo largo del día, y de las aguas del riego).

En general, para todos los datos a lo largo de todos los meses del año hidrológico, el efecto estacional está difuminado (tablas 6.1, 6.4, 6.7, 6.9, 6.11, 6.13), sin presentar el típico efecto estacional que presentan en general las aguas de precipitación (aguas más empobrecidas en isótopos pesados en invierno, y más enriquecidas en verano). La causa principal para que el efecto estacional no sea válido en el vapor de agua atmosférico son principalmente dos: el papel regulador de la masa vegetal y los riegos.

Las plantas, como ya se ha comentado anteriormente, evapotranspiran agua procedente del suelo, que es una mezcla de, las lluvias que han

precipitado a lo largo del año, y de las aguas de riego. Así, el vapor de agua atmosférico procedente de las plantas tendrá una composición isotópica más regular a lo largo del año, si se compara con el vapor de agua atmosférico que procede de la evaporación directa del agua de precipitación. Por lo tanto la masa vegetal ejerce un papel de “tampón” en el efecto estacional a lo largo del año hidrológico.

Los riegos por su parte, también hacen que se difumine el efecto estacional, ya que estos se producen, en su mayoría, en los meses estivales, donde debería de existir un agua enriquecida en isótopos pesados. En cambio, el agua de riego procede, en su mayor parte, de aguas precipitadas a altitudes mayores (Sierra Nevada), y en meses más fríos, con lo cual la composición isotópica de estas aguas están empobrecidas isotópicamente. Esto es válido, tanto si el origen del agua de riego es de los pantanos, como si es gracias a los acuíferos de la zona.

No se ha encontrado, al igual que en el trabajo de Förstel (1979), una relación entre las diferentes horas del día, y la composición isotópica del vapor de agua atmosférico a nivel del suelo, para cada uno de los días por separado (ver apéndice II). Sólo se ha podido ver una relación en diferentes tramos del día, como se ha visto, a lo largo de periodos prolongados de tiempo.

Quizá uno de los aspectos más importantes aquí expuestos, sean las relaciones que existen entre la humedad relativa y la temperatura, con respecto a la composición isotópica del vapor de agua atmosférico de Granada. En los trabajos hasta el momento publicados (Jacob y Sonntag, 1991; He et al., 2001, entre otros), ponen de manifiesto la relación estrecha entre la cantidad de vapor almacenada en la atmósfera frente a sus valores isotópicos ( $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ), ya que generalmente los lugares donde se ha realizado el muestreo, son zonas con una precipitación abundante durante todo el año hidrológico, por lo tanto tiene principalmente un origen único: el agua de precipitación. En cambio en Granada se ha comprobado que no existe tal relación, debido principalmente a

la diferencia de origen en el vapor, y por las condiciones físicas que se dan en la superficie, que producen rápidos fraccionamientos isotópicos, cambiando las características isotópicas incluso en muestras de vapor con un origen similar.

Se ha observado es que el exceso en deuterio del vapor de agua esta relativamente bien correlacionado con la humedad relativa cuando se consideran periodos concretos del año.

El exceso en deuterio frente a  $h$  sigue la ecuación general:

$d \text{‰} = a - bh$ . Donde  $h$  representa la humedad relativa del aire en %.

El intercambio de agua entre la cobertera vegetal, la humedad del suelo y la precipitación dejan una señal isotópica en el vapor de agua atmosférico que permite conocer cómo y en qué cantidad ha actuado cada uno de los mecanismos (evaporación, transpiración e intercambios isotópicos) lo que permite conocer mejor el comportamiento de las masas de humedad. Esto puede ser importante, además del propio conocimiento del comportamiento de vapor en el ciclo hidrológico, en otros campos de la ciencia, como por ejemplo, funcionamiento de ecosistemas forestales, estudios paleoclimáticos de las zonas continentales., etc. Por ejemplo, el estudio isotópico de los anillos de árboles puede ayudarnos a conocer el clima del pasado con mucho detalle. Sin embargo, para extrapolar al pasado son necesarios los datos de la composición isotópica del vapor de agua atmosférico en la actualidad y su comportamiento, ya que la composición isotópica de la celulosa esta muy afectada por la composición isotópica del vapor en su época de crecimiento.

Otros estudios paleoclimáticos se basan en la composición isotópica de los fosfatos que forman los dientes y huesos de los mamíferos, para conocer la composición del agua de lluvia de la cual se alimentaban, para a partir de ella, poder calcular la temperatura ambiental media de la zona (Longinelli, 1973; 1984). Pero en los valores isotópicos del fosfato de conejos (*Sylvilagus*,

*Oryctolagus*) y liebres (*Lepus*), no se encuentra una correlación con el agua líquida de la zona, sino con la humedad relativa (Delgado et al., 1995). Por lo tanto, en zonas donde puedan existir mezclas de aguas de diferentes orígenes se pueden cometer errores importantes en el cálculo de las paleohumedades relativas si sólo se tiene en cuenta la composición isotópica del oxígeno de las aguas superficiales y no del agua del vapor atmosférico.

## RESULTADOS DE LA PRECIPITACIÓN

---

---

**Pág.: 342-358**

### V.3. Composición isotópica del agua de precipitación.

#### V.3.1. Granada.

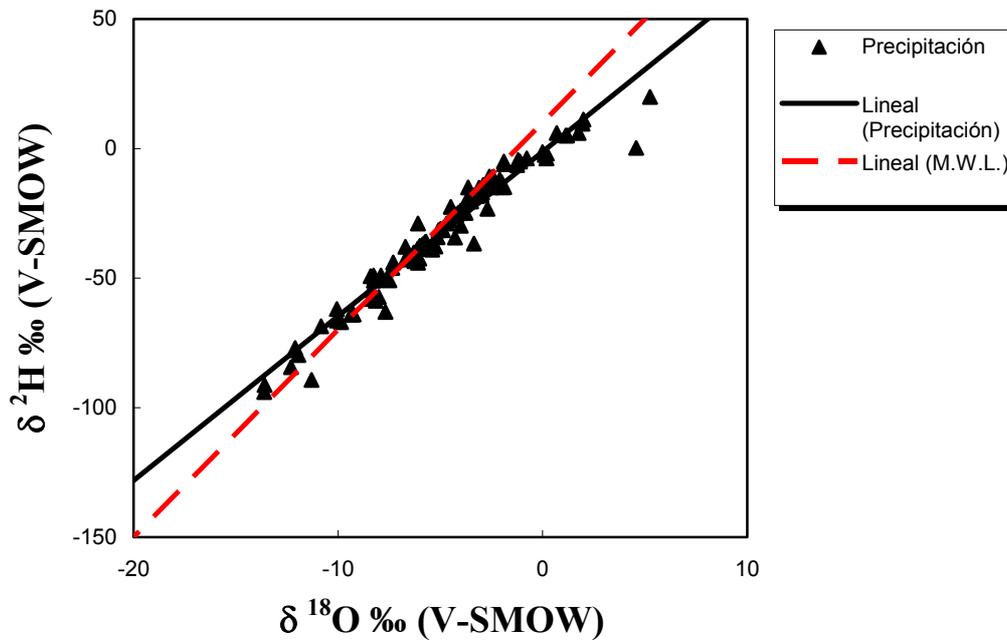


Fig. 7.1. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en Granada.

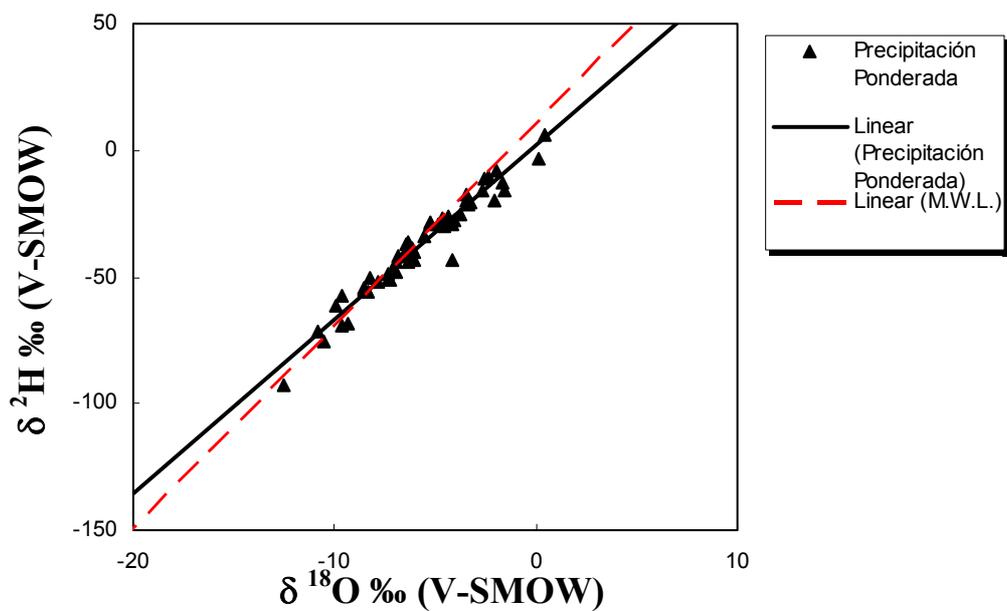
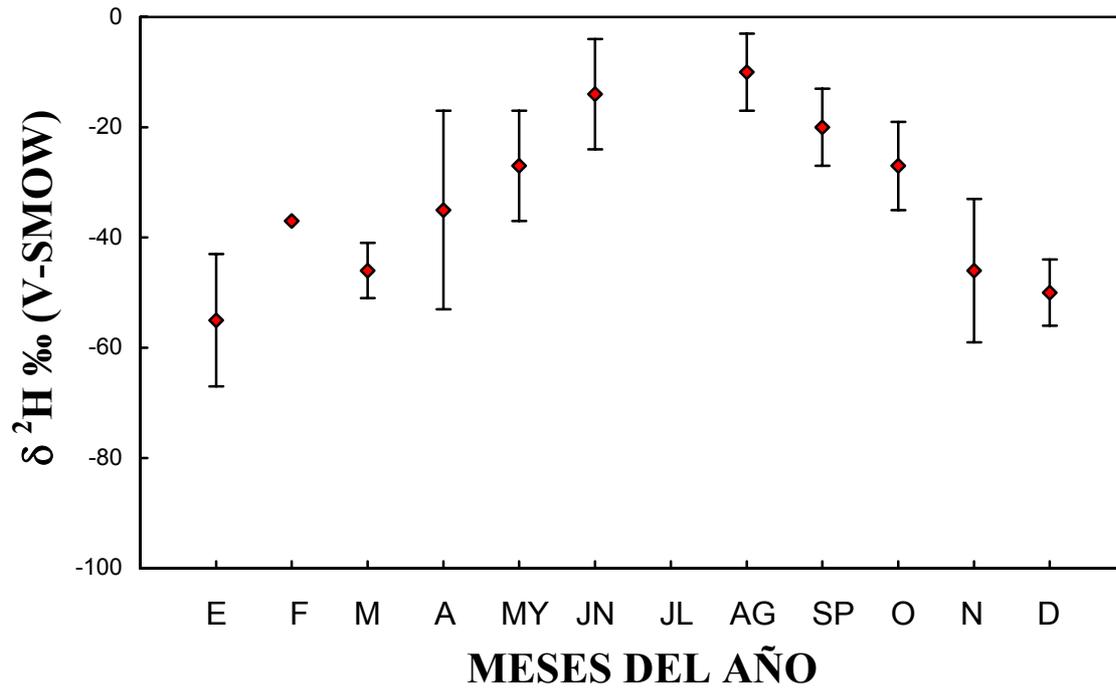
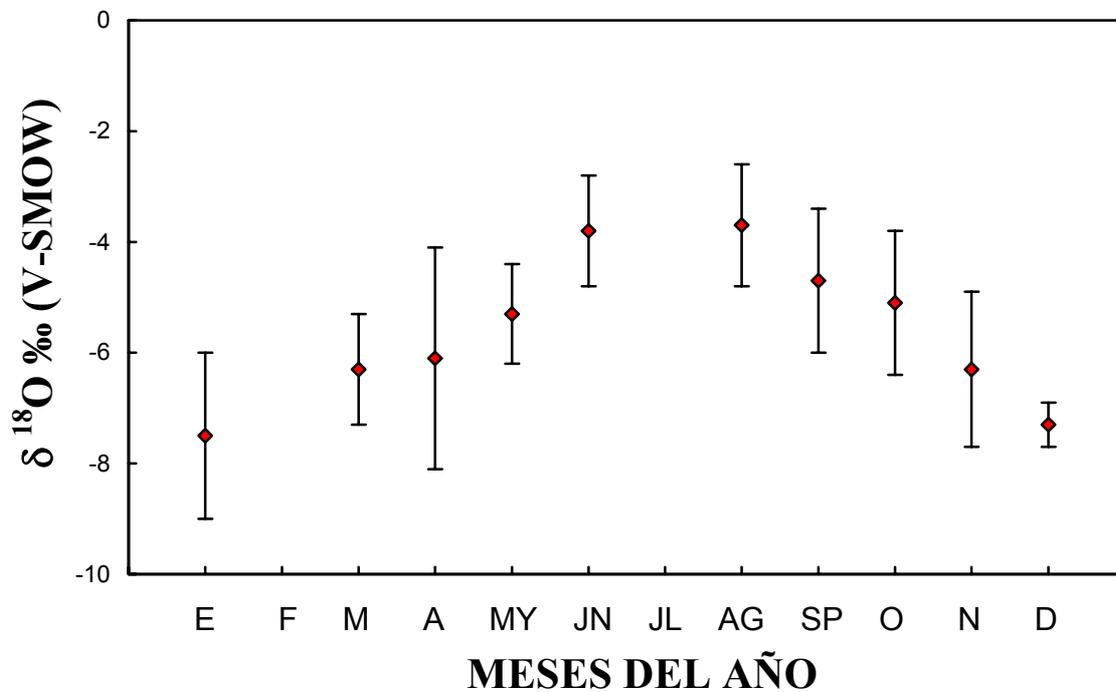


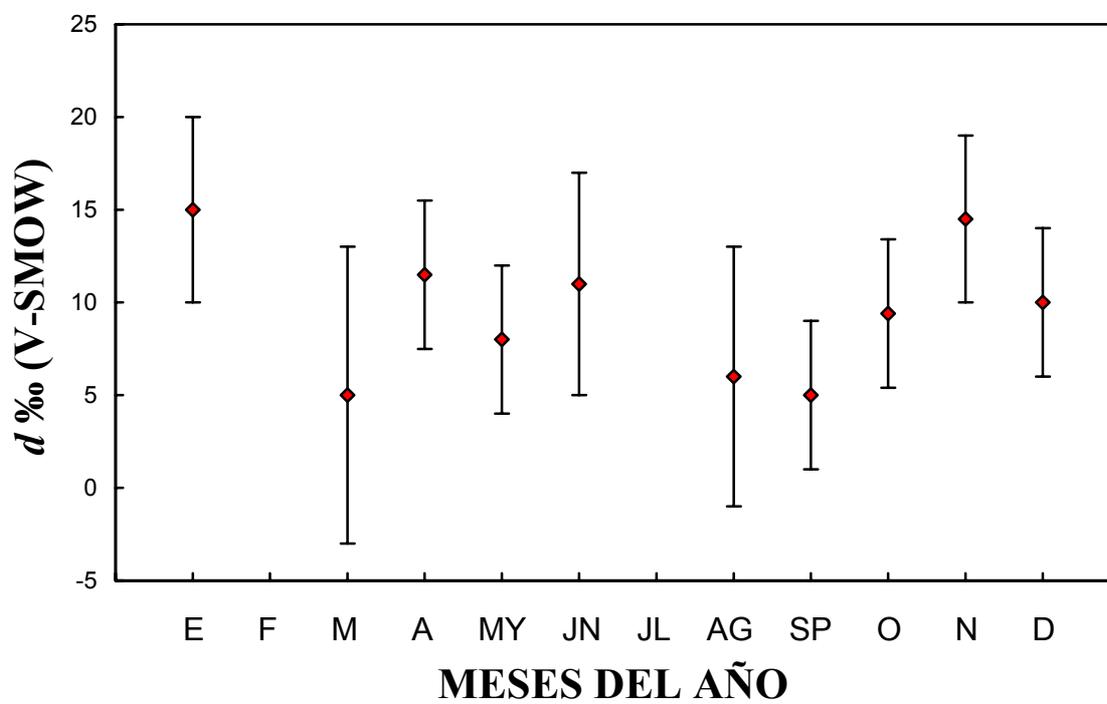
Fig. 7.2. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en Granada, ponderada por meses.



**Fig. 7.3.** Composición isotópica del hidrógeno de la precipitación en Granada, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.4.** Composición isotópica del oxígeno de la precipitación en Granada, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.5.** Exceso en deuterio ( $d$ ) de la precipitación en Granada, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.

## V.3.2. Generalife.

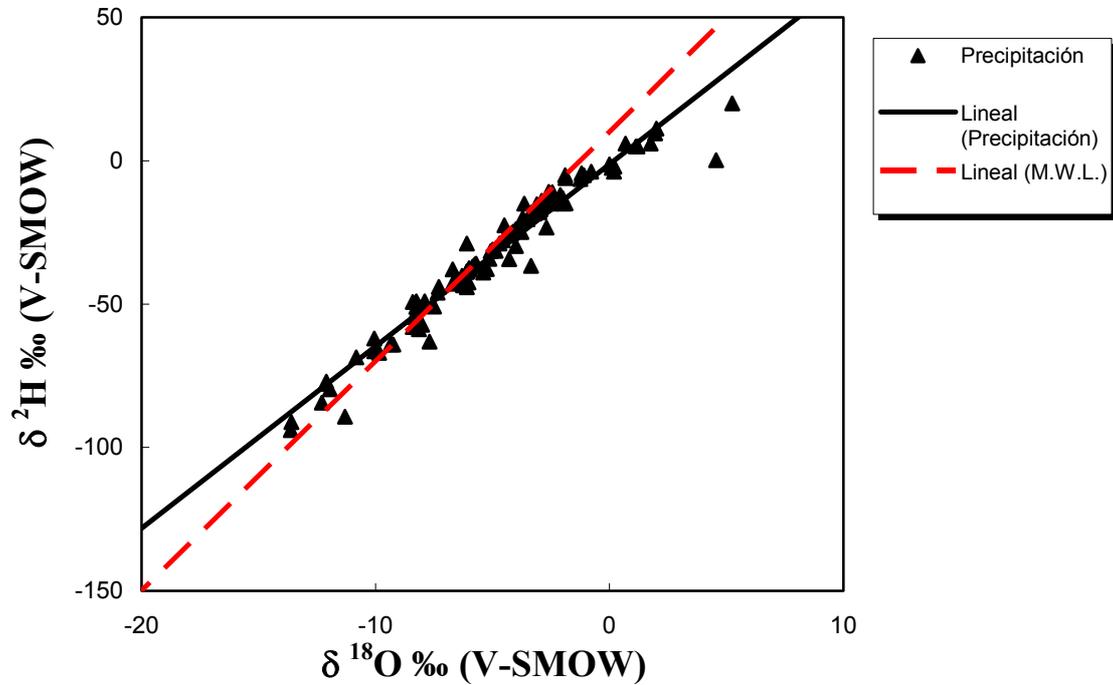


Fig. 7.6. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en el Generalife.

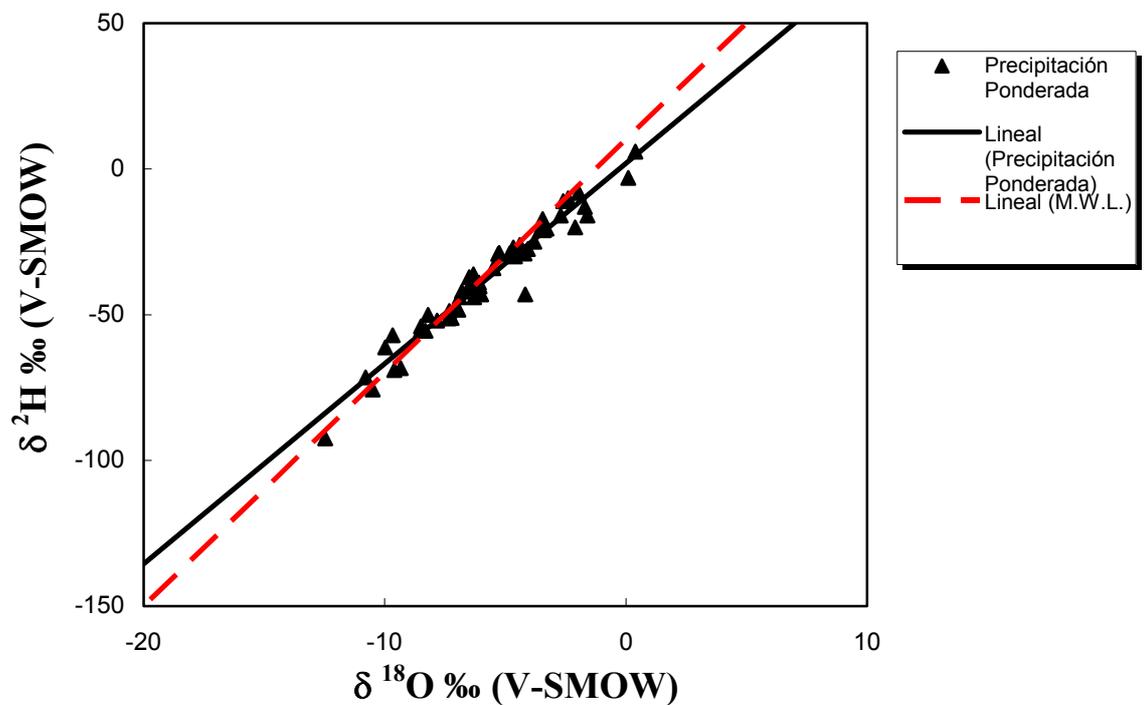
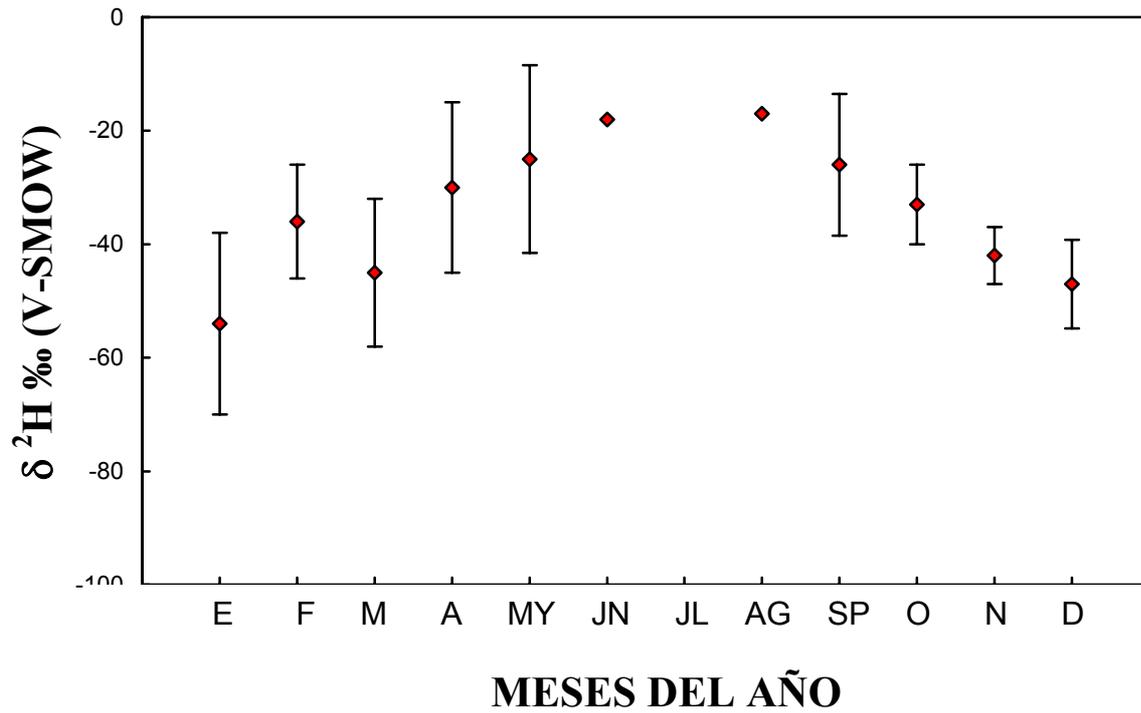
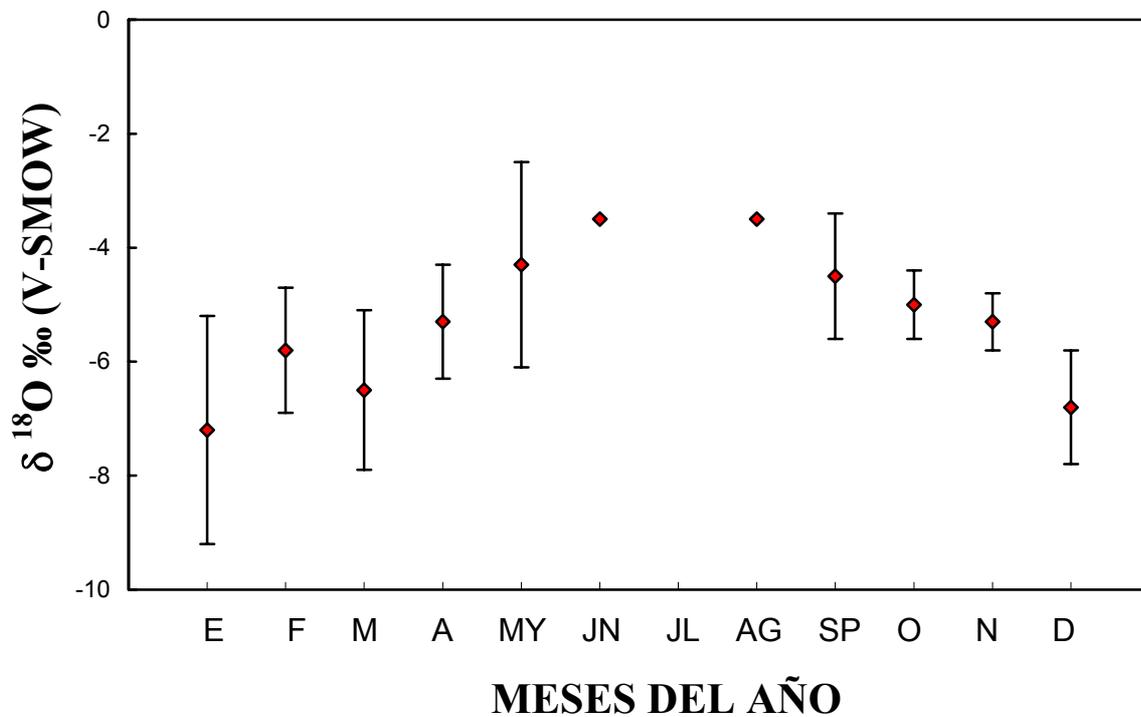


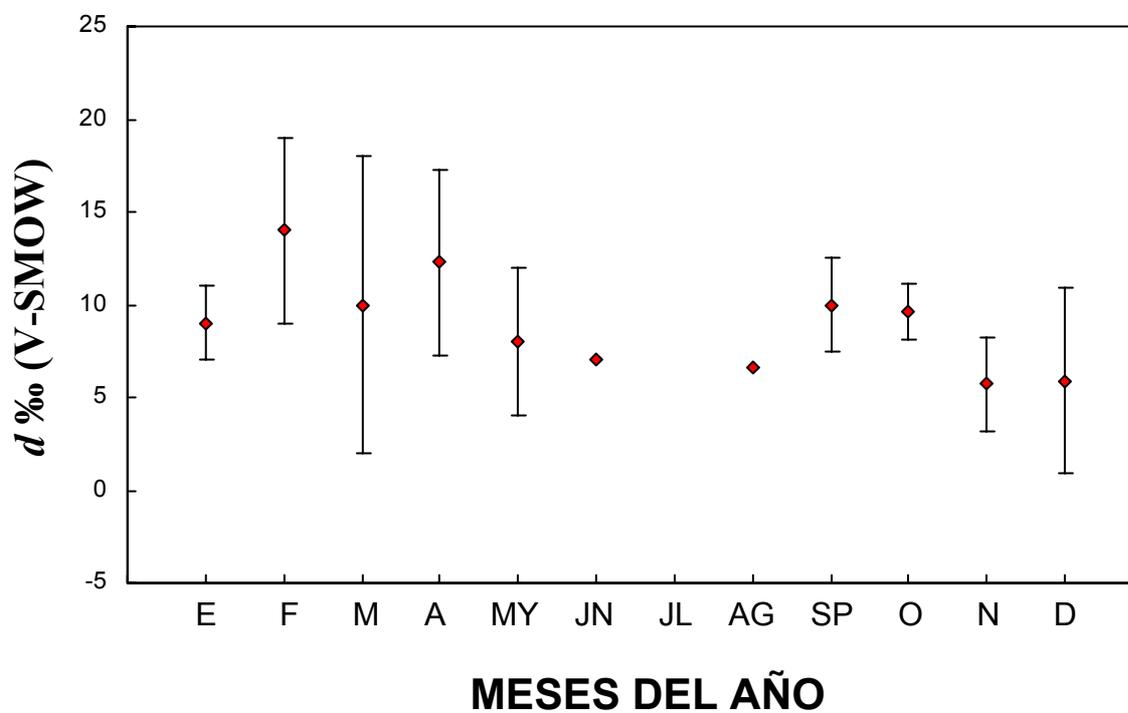
Fig. 7.7. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en el Generalife, ponderada por meses.



**Fig. 7.8.** Composición isotópica del hidrógeno de la precipitación en el Generalife, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.9.** Composición isotópica del oxígeno de la precipitación en el Generalife, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.10.** Exceso en deuterio ( $d$ ) de la precipitación en el Generalife, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.

### V.3.3. Lanjarón (Alpujarras, Granada).

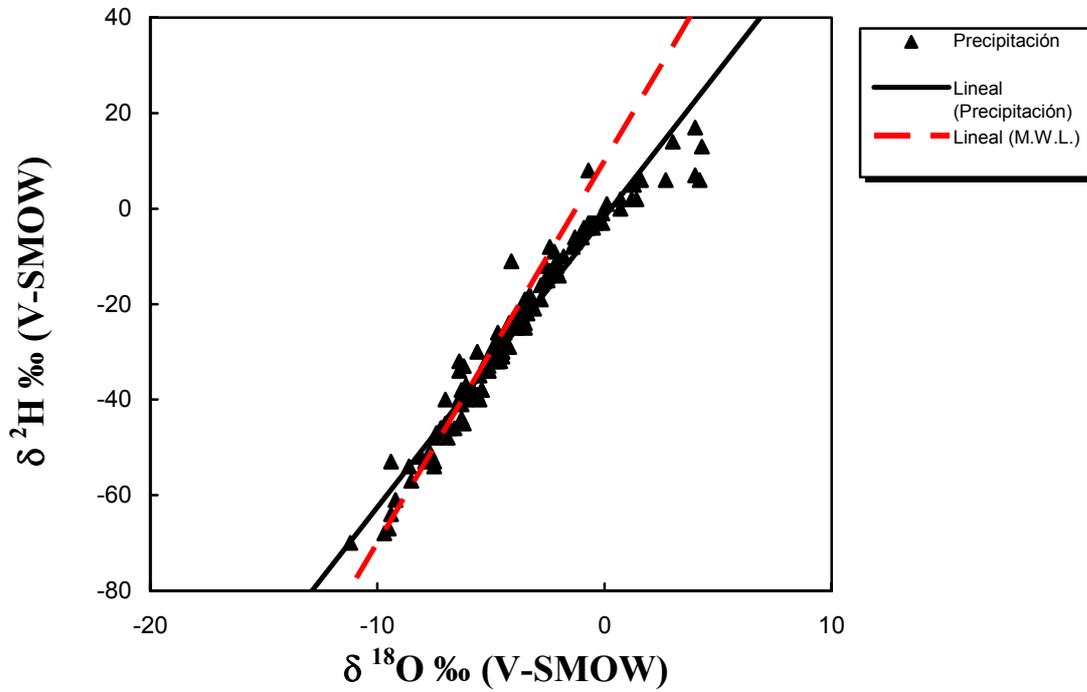


Fig. 7.11. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en Lanjarón (Alpujarras, Granada).

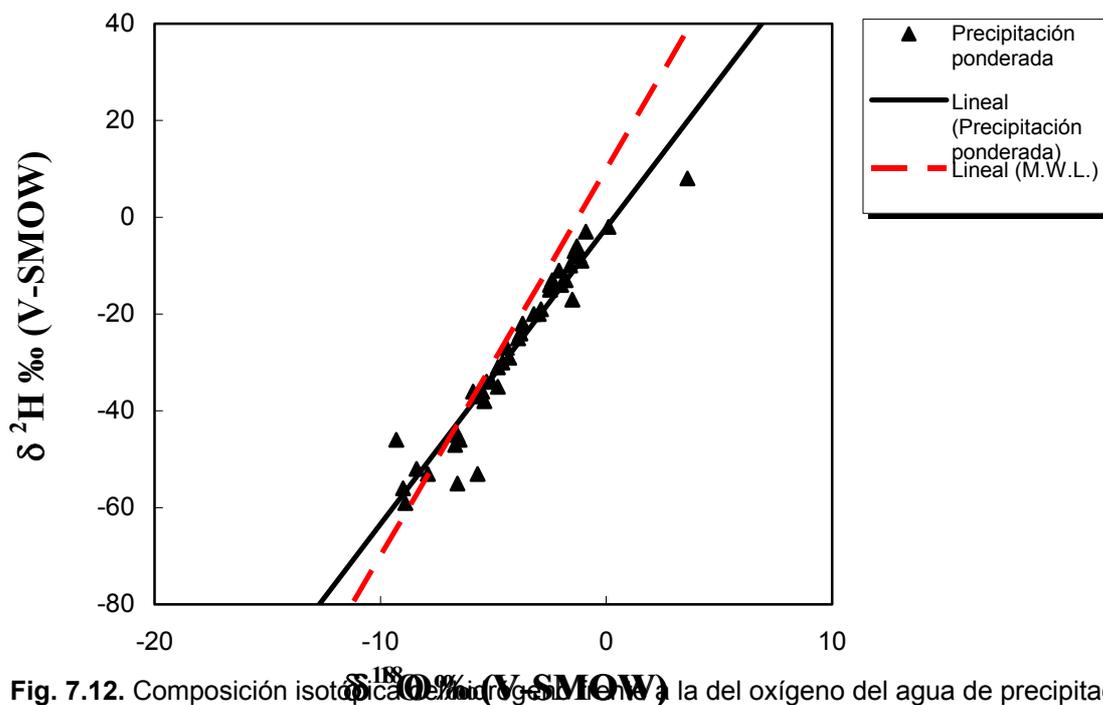
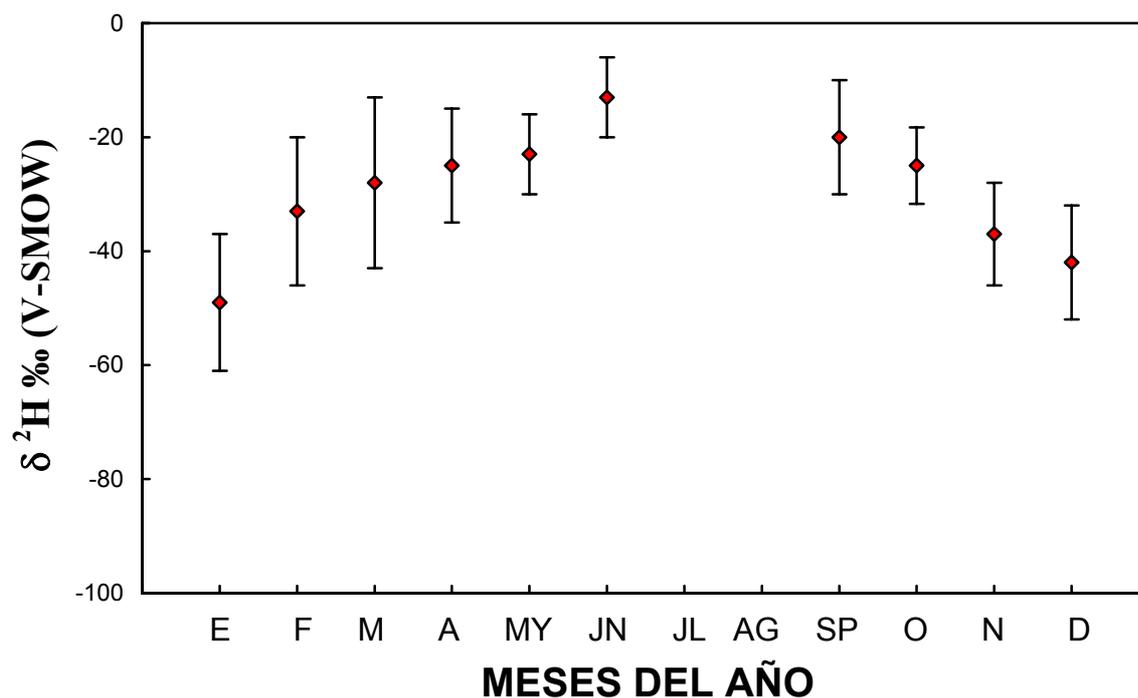
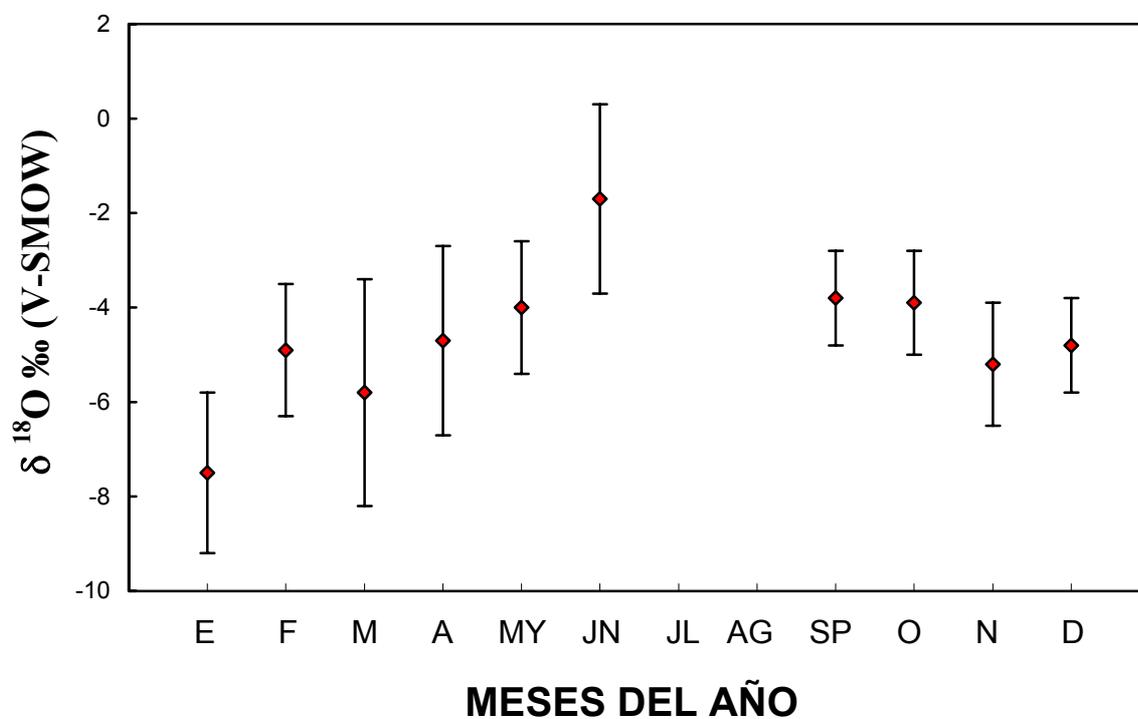


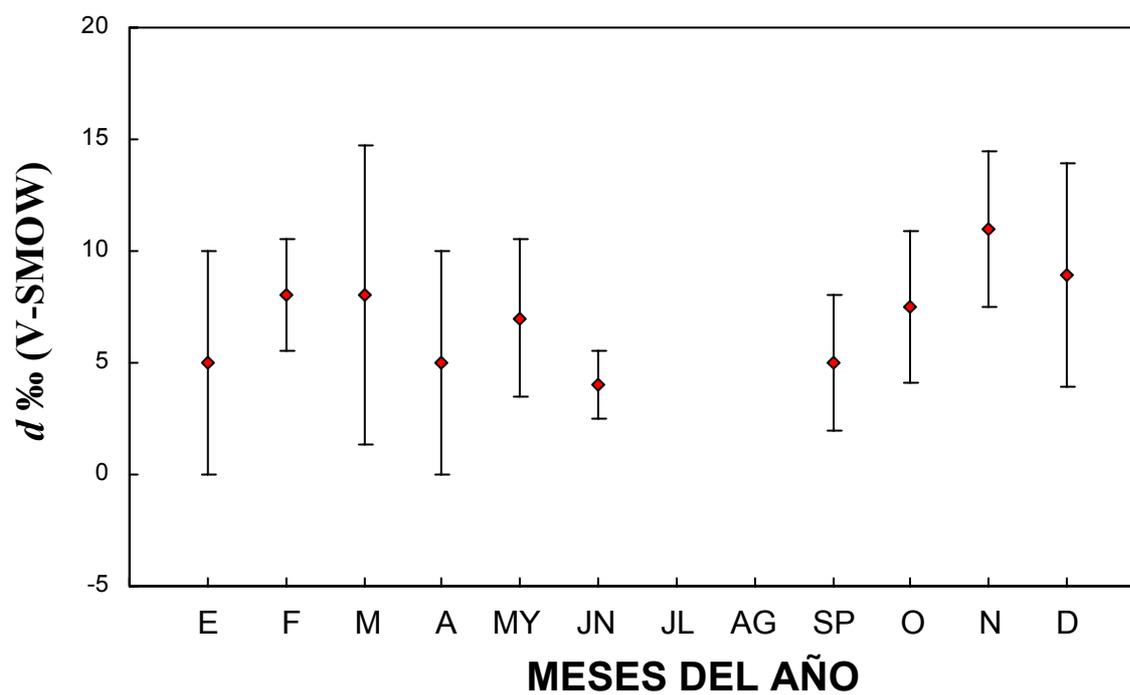
Fig. 7.12. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en Lanjarón (Alpujarras, Granada), ponderada por meses.



**Fig. 7.13.** Composición isotópica del hidrógeno de la precipitación en Lanjarón, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.14.** Composición isotópica del oxígeno de la precipitación en Lanjarón, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.15.** Exceso en deuterio ( $d$ ) de la precipitación en Lanjarón, ponderada por meses, a través del tiempo. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.

### V.3.4. Arquillas (Las Alpujarras, Granada).

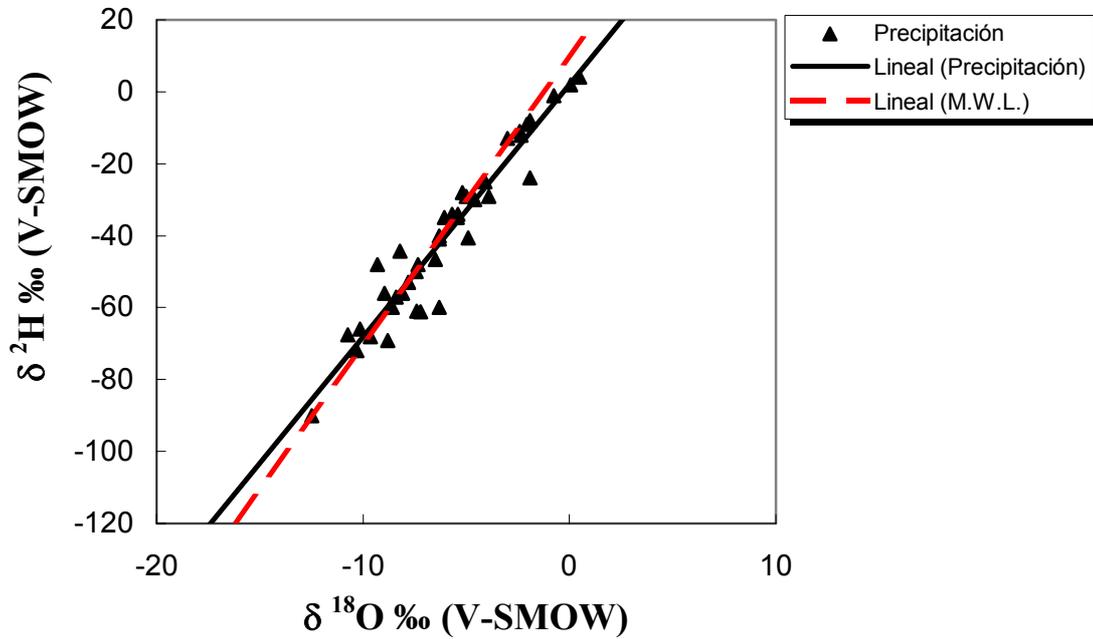


Fig. 7.16. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en Arquilla (Las Alpujarras, Granada), cada punto representa las medias mensuales.

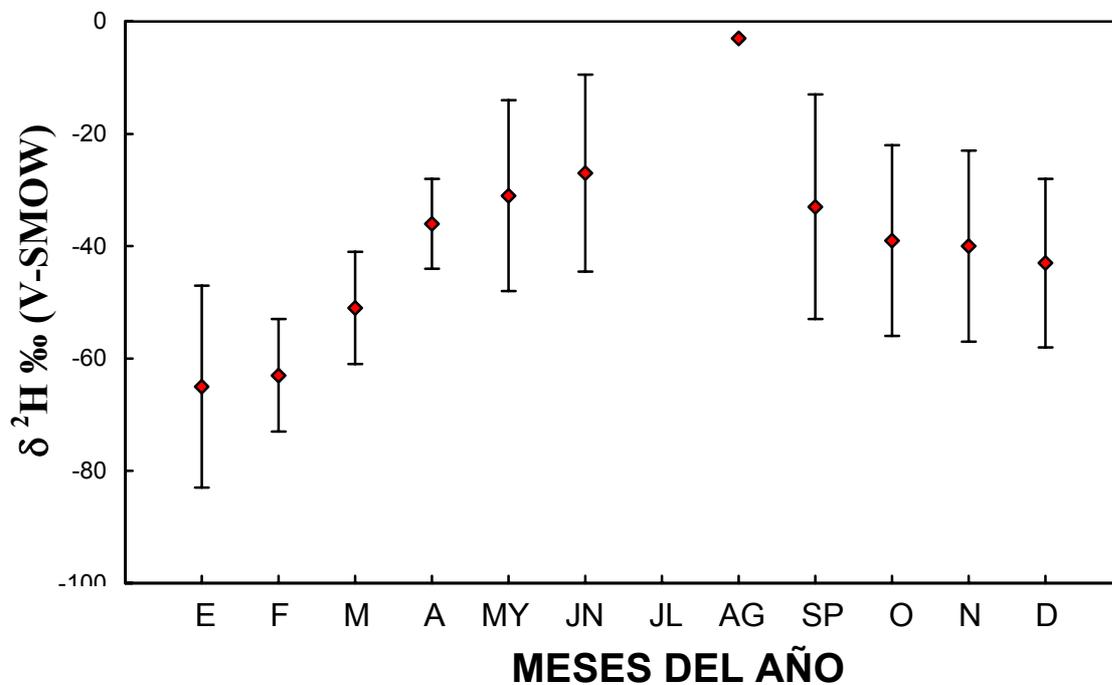
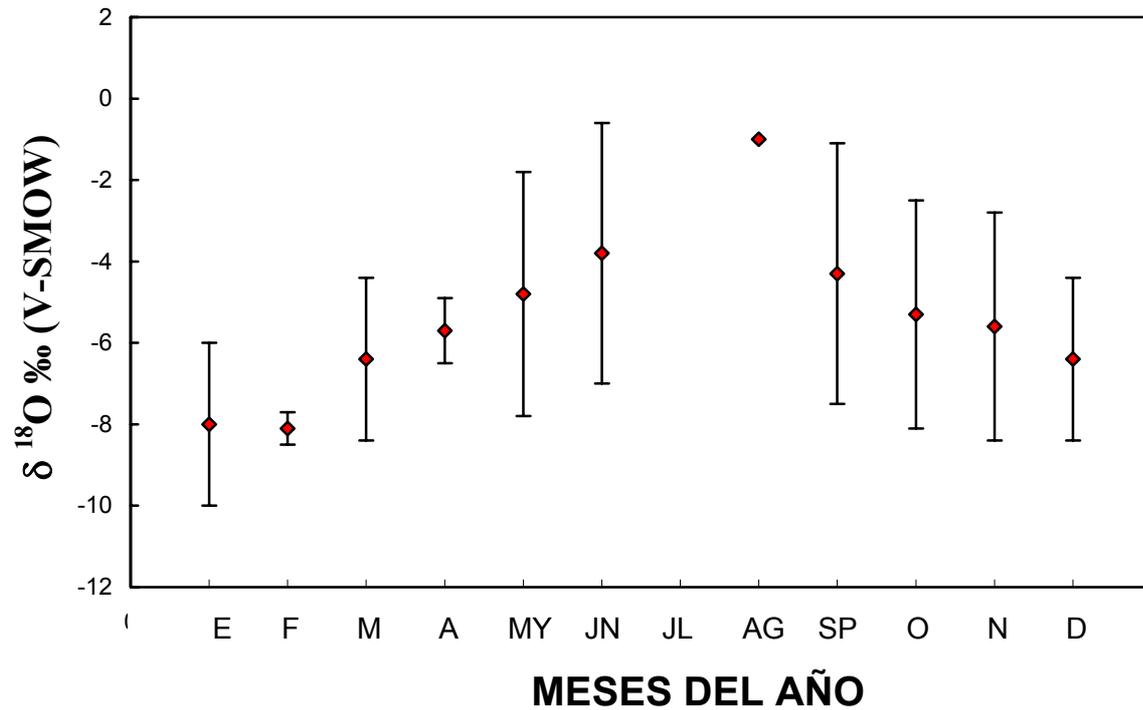
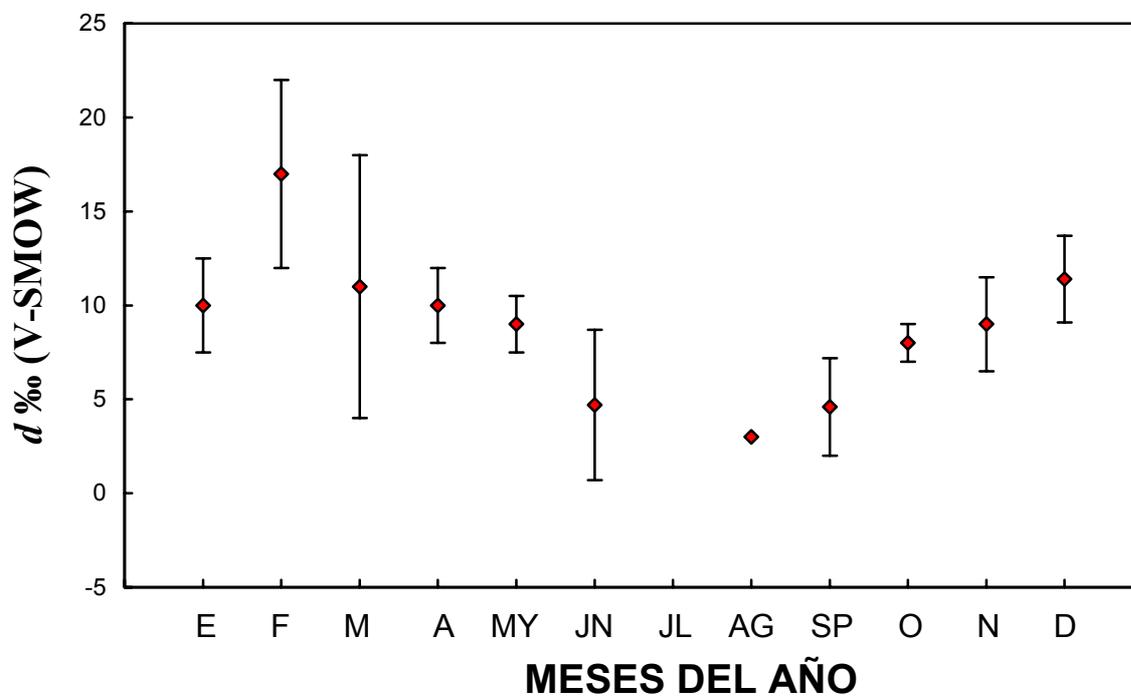


Fig. 7.17. Composición isotópica del hidrógeno de la precipitación en Arquilla, a través del tiempo. Cada punto representa las medias mensuales. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.18.** Composición isotópica del oxígeno de la precipitación en Arquilla, a través del tiempo. Cada punto representa las medias mensuales. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.



**Fig. 7.18.** Composición isotópica del exceso en deuterio ( $d$ ) de la precipitación en Arquilla, a través del tiempo. Cada punto representa las medias mensuales. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.

V.3.5. Posturas (Las Alpujarras, Granada).

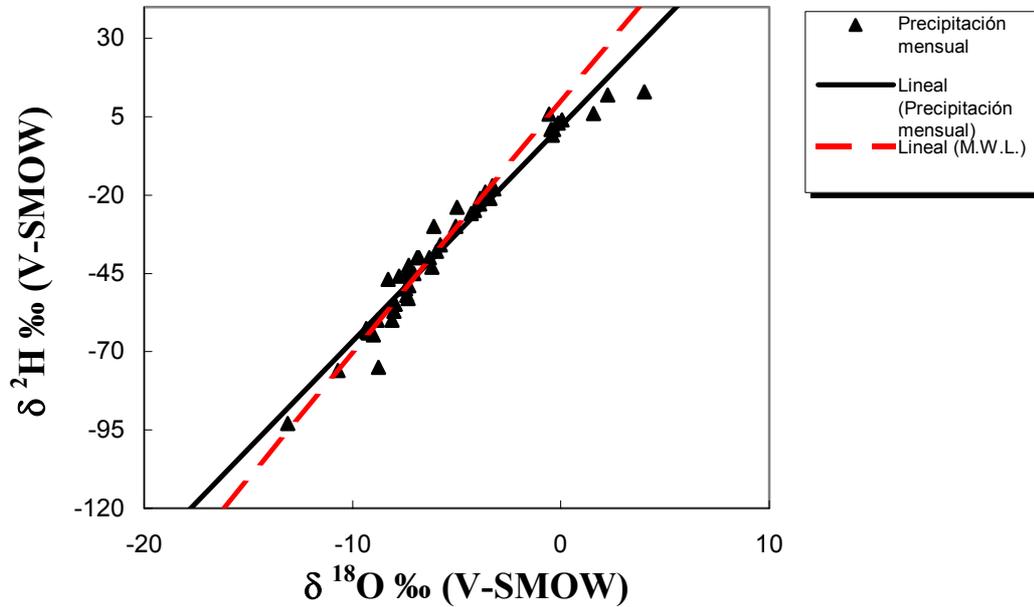


Fig. 7.19. Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua de precipitación en Posturas (Las Alpujarras, Granada), cada punto representa las medias mensuales.

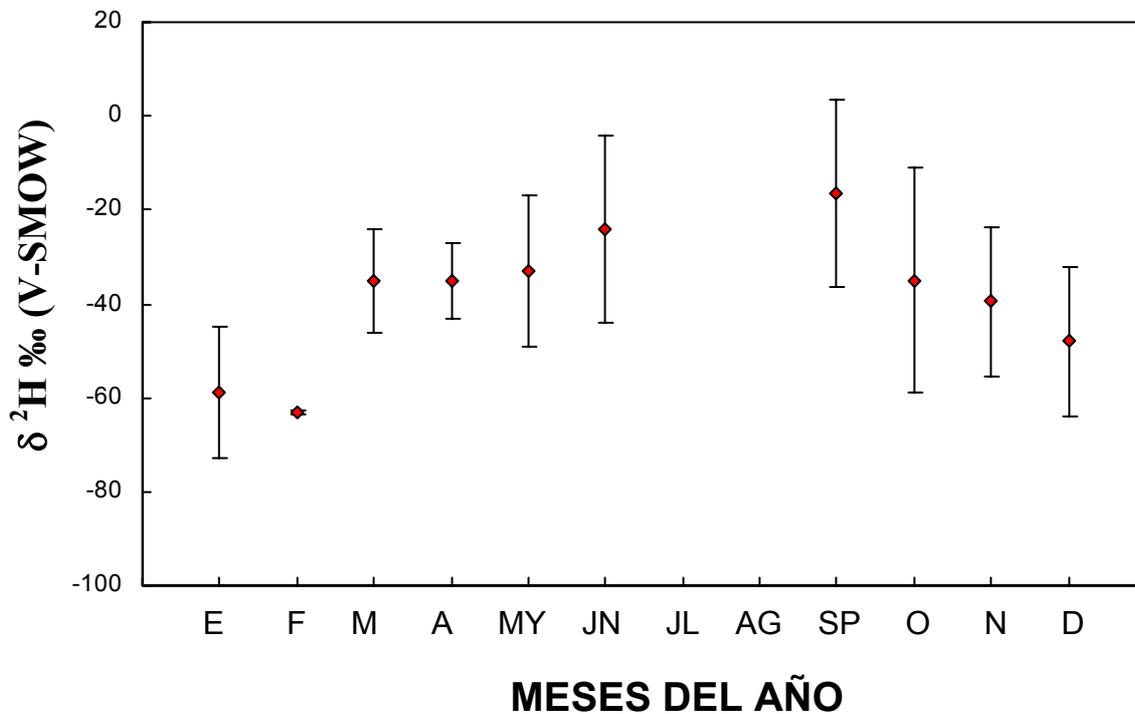
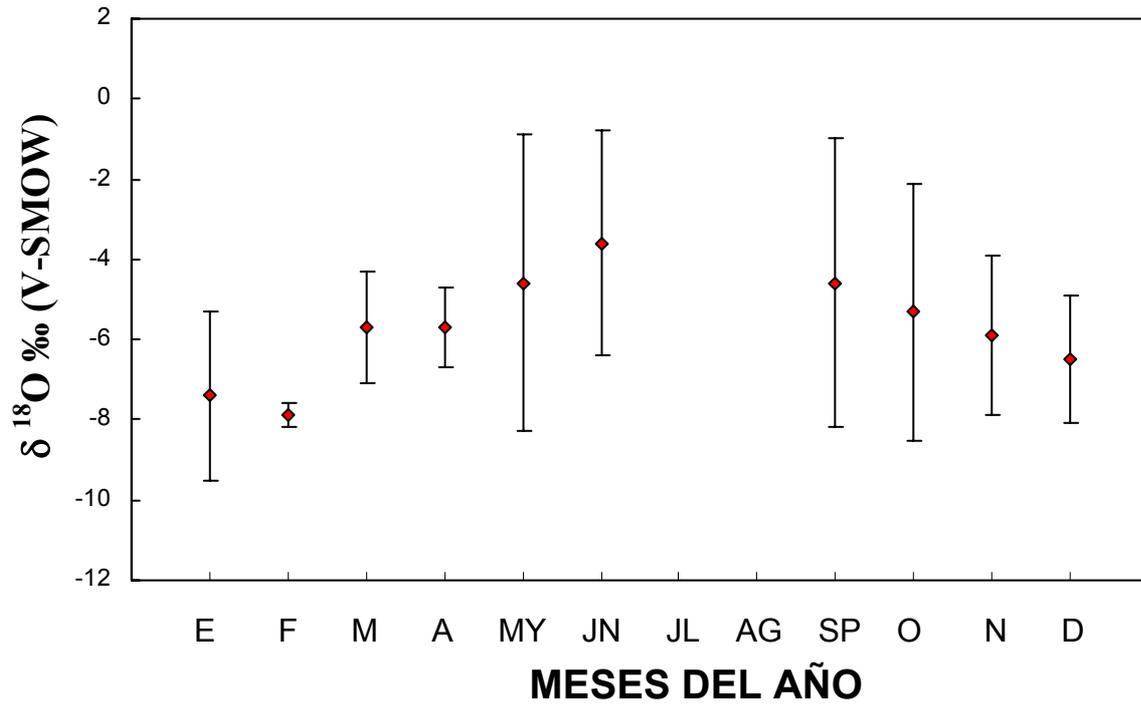
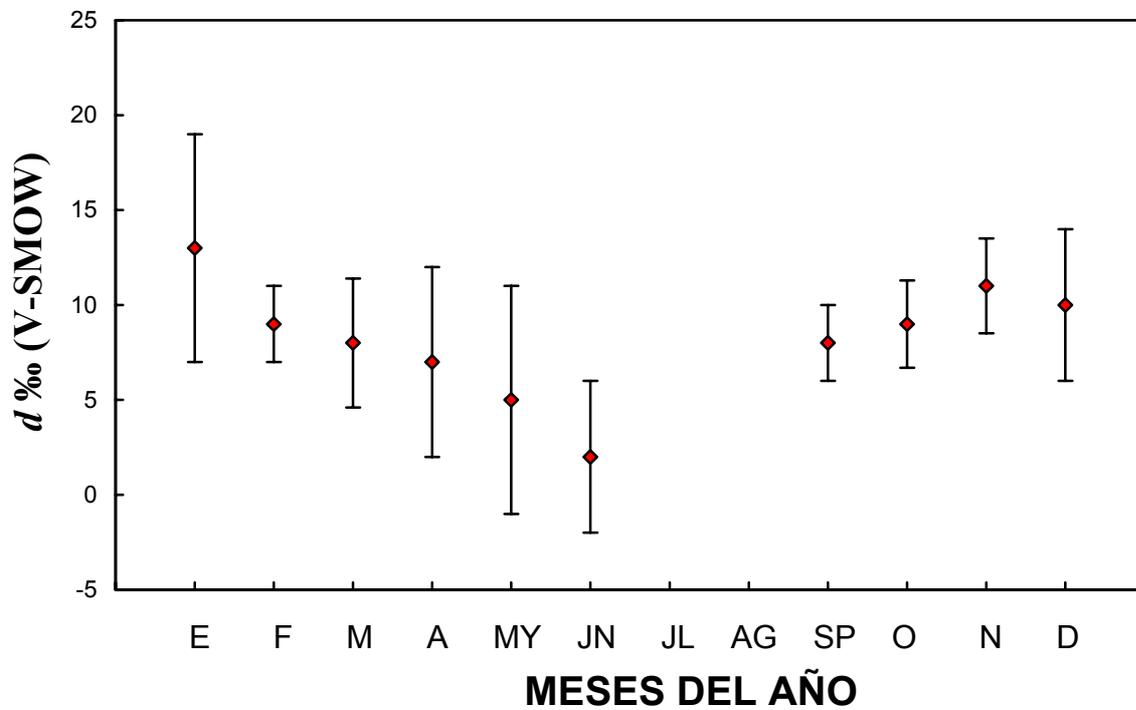


Fig. 7.20. Composición isotópica del hidrógeno de la precipitación en Posturas, a través del tiempo. Cada punto representa las medias mensuales. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.

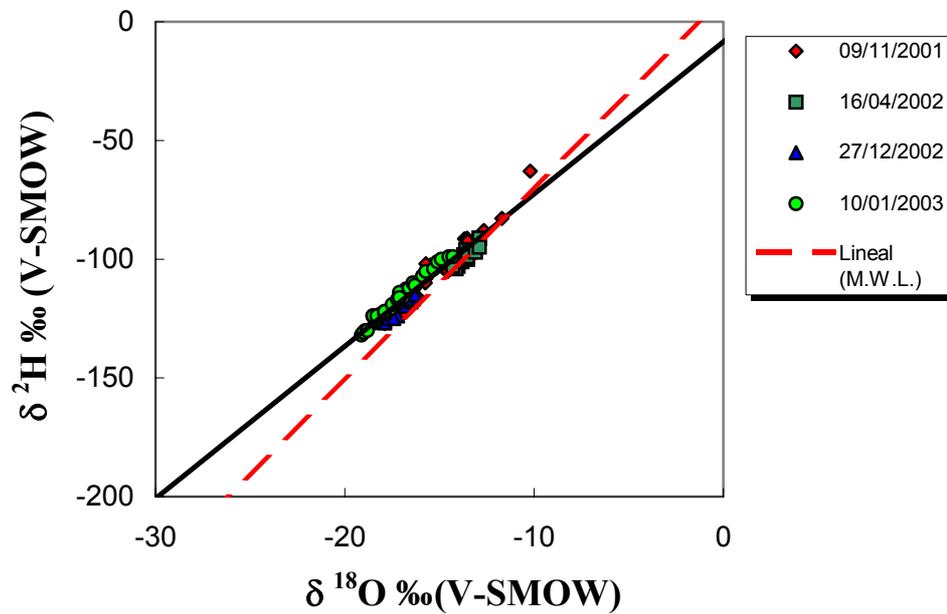


**Fig. 7.21.** Composición isotópica del oxígeno de la precipitación en Posturas, a través del tiempo. Cada punto representa las medias mensuales. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.

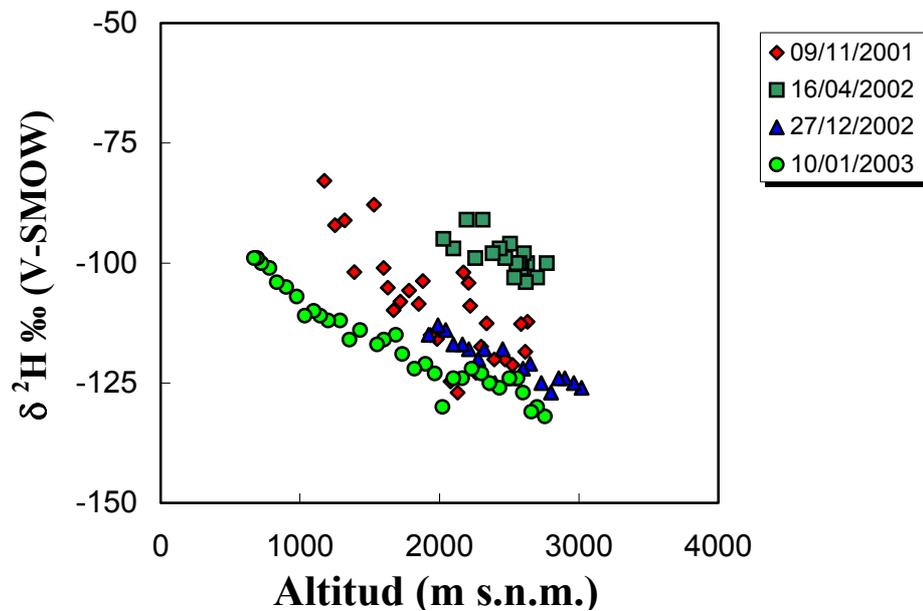


**Fig. 7.22.** Composición isotópica del exceso en deuterio (*d*) de la precipitación en Posturas, a través del tiempo. Cada punto representa las medias mensuales. Los intervalos corresponden a los distintos valores isotópicos que han resultado a lo largo de los años.

### V.3.6. Nieve en Sierra Nevada (vertiente Noroeste).



**Fig. 7.23.** Composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno del agua en forma de nieve en Sierra Nevada. Cada figura con su color representa el día de precipitación.<sup>27</sup>



**Fig. 7.24.** Composición isotópica del hidrógeno de la nieve frente a la altitud en la cual precipitó<sup>1</sup>.

<sup>27</sup> El día que se representa es el último en la duración de la nevada.

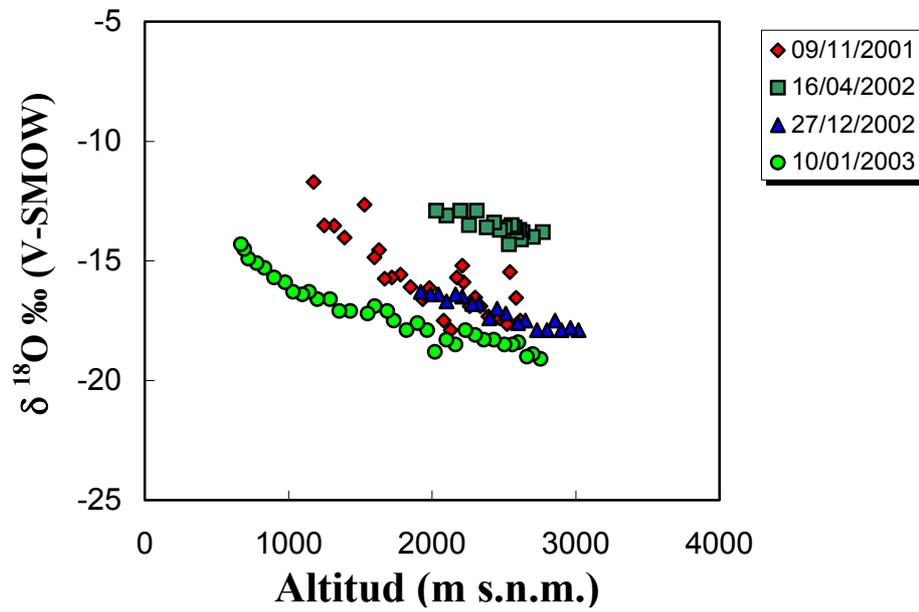


Fig. 7.25. Composición isotópica del oxígeno de la nieve frente a la altitud en la cual precipitó.

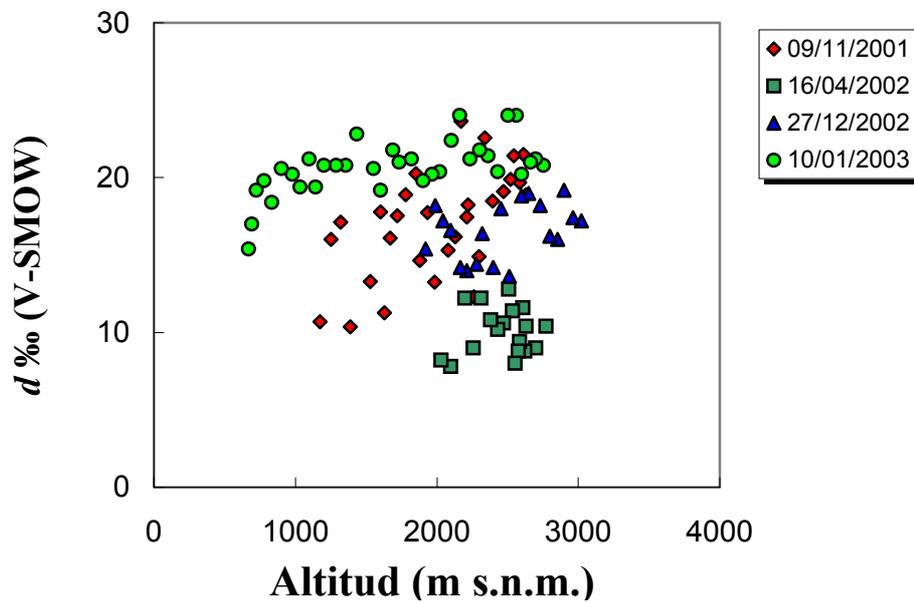


Fig. 7.26. Exceso en deuterio de la nieve frente a la altitud en la cual precipitó.

**TABLA 7.1.** Valores máximos, mínimos y medios de la composición isotópica de la precipitación, en valores mensuales, tanto para el oxígeno como para hidrógeno (dado en  $\delta$  ‰ frente al patrón V-SMOW). N representa el número de datos mensuales para cada una de las especies isotópicas (todos los datos, y el número real de datos para cada una de las precipitaciones, están incluidos en el apéndice III).

LUGAR DE MUESTREO	$\delta^{18}\text{O}$ mín.	$\delta^{18}\text{O}$ máx.	$\delta^2\text{H}$ mín.	$\delta^2\text{H}$ máx.	$\delta^{18}\text{O}$ media	$\delta^2\text{H}$ media	$\delta^{18}\text{O}$ N	$\delta^2\text{H}$ N
Granada	-12,5	0,4	-93	6	-5,7	-37	46	46
Generalife	-10,7	-1	-67	-4	-5,5	-36	28	28
Lanjarón	-9,3	-3,6	-59	8	-3,0	-27	43	43
Arquilla	-12,5	0,5	-90	4	-6,1	-41	38	38
Posturas	-13,1	4,0	-93	13	-5,4	-35	40	40
Sierra Nevada <sup>28</sup>	-19,1	-10,2	-132	-63	-16,0	-111	105	105

**TABLA 7.2.** Valores máximos, mínimos y medios del exceso en deuterio de la precipitación, en valores mensuales (en ‰ frente al patrón V-SMOW). N representa el número de datos mensuales para cada una de las especies isotópicas (todos los datos, y el número real de datos para cada una de las precipitaciones, están incluidos en el apéndice III).

LUGAR DE MUESTREO	<i>d</i> mín.	<i>d</i> máx.	<i>d</i> medio	<i>d</i> N
Granada	-10	20	8	46
Generalife	-2	20	9	28
Lanjarón	-7	17	7	43
Arquilla	-10	26	8	38
Posturas	-19	19	8	40
Sierra Nevada	8	24	17	105

<sup>28</sup> Muestras recogidas durante cuatro eventos de precipitación.

**Tabla 7.3.** Ecuaciones de correlación lineal entre  $\delta^2\text{H}$  frente  $\delta^{18}\text{O}$  del agua de precipitación. También se incluye el  $R^2$ .

LUGAR DE MUESTREO	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL.	$R^2$	SIGNIFICACIÓN
GRANADA	$\delta^2\text{H} = 6,9\delta^{18}\text{O} + 2^a$	0,950	0,001
	$\delta^2\text{H} = 6,5\delta^{18}\text{O} - 1^b$	0,952	0,001
GENERALIFE	$\delta^2\text{H} = 6,8\delta^{18}\text{O} + 2^a$	0,957	0,001
	$\delta^2\text{H} = 6,3\delta^{18}\text{O} - 1^b$	0,894	0,001
LANJARÓN	$\delta^2\text{H} = 6,1\delta^{18}\text{O} - 2^a$	0,925	0,001
	$\delta^2\text{H} = 6,0\delta^{18}\text{O} - 3^b$	0,937	0,001
ARQUILLA	$\delta^2\text{H} = 7,0\delta^{18}\text{O} + 2$	0,922	0,001
POSTURAS	$\delta^2\text{H} = 6,9\delta^{18}\text{O} + 2$	0,956	0,001

**Tabla 7.4.** Ecuaciones de correlación lineal entre  $\delta^2\text{H}$  frente  $\delta^{18}\text{O}$  del agua de precipitación en forma de nieve en Sierra Nevada. También se incluye el  $R^2$ .

SIERRA NEVADA	ECUACIÓN DE REGRESIÓN LINEAL.	$R^2$	SIGNIFICACIÓN
9-11-01 16-04-02 27-12-02 10-01-03	$\delta^2\text{H} = 7,4\delta^{18}\text{O} + 8$	0,947	0,001
	$\delta^2\text{H} = 7,8\delta^{18}\text{O} + 7$	0,811	0,001
	$\delta^2\text{H} = 6,8\delta^{18}\text{O} - 5$	0,856	0,001
	$\delta^2\text{H} = 7,1\delta^{18}\text{O} + 5$	0,983	0,001

<sup>a</sup> Ecuación calculada con los datos mensuales ponderados.

<sup>b</sup> Ecuación calculada a partir de todos los datos de cada una de las precipitaciones.

## **DISCUSIÓN DE LA PRECIPITACIÓN**

---

---

***Pág.: 360-370***

### V.3.7. DISCUSIÓN.

Los datos isotópicos del agua de lluvia, al contrario de lo que ocurre con el vapor de agua atmosférico, son relativamente abundantes a escala mundial, sobre todo a partir de la II Guerra Mundial, al mejorar las técnicas de la espectrometría de masas (Nier, 1947; Nier et al., 1947; Mc Kinney et al., 1950). Las primeras publicaciones sobre esta materia aparecieron unos pocos años después (Dansgaard, 1953; 1954; Epstein y Mayeda, 1953; Friedman, 1953). Aunque el primer intento para resumir la información recogida de la composición isotópica del agua dulce mundial, incluida la precipitación, se debe a Craig en 1961 (Craig, 1961). A partir de ese mismo año la IAEA, en colaboración con la WMO, inició una red de estaciones, a nivel mundial, para medir la composición isotópica del agua de precipitación, que ha ido año tras año incrementando los lugares de muestreo.

La aproximación teórica para explicar las variaciones isotópicas que se observan en general, en las aguas meteóricas (continentalidad, altitud, cantidad, etc., ver capítulo II), se puede explicar gracias al modelo basado en la condensación de Rayleigh, donde se retira instantáneamente la precipitación de la nube, y el agua remanente va sufriendo diferentes fraccionamientos isotópicos, producidos principalmente por la diferencia de presión de vapor entre los isótopos pesados y los ligeros, debido a que estos últimos tienen una mayor presión de vapor que los pesados (Dansgaard, 1964; Friedman et al., 1964; Craig y Gordon, 1965; Erikson, 1965; Gat y Dansgaard, 1972; Taylor, 1972; Merlivat y Jouzel, 1979; Rozanski et al., 1982; Siegenthaler y Matter, 1983; Sonntag et al., 1983; Van der Straaten y Mook, 1983; Covey y Haagenson, 1984; Jouzel y Merlivat, 1984; Fisher y Alt, 1985; Gedzelman, 1988; Johnsen et al., 1989; Fisher, 1990; Gedzelman y Lawrence, 1990; Rozanski et al., 1993).

**Relación entre la composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno.**

Existe una relación estrecha entre la composición isotópica del hidrógeno frente a la del oxígeno, en el agua de precipitación. El primero que la puso de manifiesto fue Friedman en 1953, aunque fue Craig en 1961 quien estableció una relación, a escala global, en las aguas meteóricas:

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (\text{MWL})$$

En el caso de las muestras recogidas en este trabajo se ve como casi todas las precipitaciones se alinean cerca de la MWL (fig. 7.1; 7.2; 7.6; 7.7; 7.11; 7.12; 7.16; 7.19). Aunque en las estaciones donde se han recogido cada una de las precipitaciones por separado (Granada, Generalife y Lanjarón, figuras 7.1; 7.6 y 7.11, respectivamente) se comprueba que las muestras de agua con un valor isotópico más enriquecido tanto en deuterio como en  $^{18}\text{O}$ , se van separando cada vez más de la MWL, alcanzando valores más empobrecidos en deuterio para un mismo valor en  $^{18}\text{O}$ ; teniendo un menor exceso en deuterio cuanto más positivos son los datos isotópicos. Esto se debe fundamentalmente al efecto cantidad (Dansgaard, 1953; 1961; Ehhalt et al., 1963; Gonfiantini, 1986; 2001; Rozanski, 1987), que se produce cuando cae la gota de lluvia desde la base de la nube, existiendo una evaporación parcial de ésta, tanto más importante cuanto menor es la humedad relativa. En el clima Mediterráneo que domina la zona de muestreo, cuando el agua de precipitación es, isotópicamente, más pesada, la humedad relativa es más baja (meses con las temperaturas más altas), por lo tanto se aúnan estos dos procesos, composición isotópica más enriquecida isotópicamente en su origen, más un enriquecimiento isotópico producido por la evaporación parcial de la gota de lluvia desde la base de la nube, que produce un fraccionamiento isotópico desigual entre el hidrógeno y el oxígeno ( $\alpha_{^2\text{H}/^1\text{H}} \neq \alpha_{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}}$ ).

Si se tienen en cuenta sólo los datos mensuales (ya sean ponderados a partir de cada una de las precipitaciones, o muestreada mensualmente), se ve como el proceso anteriormente mencionado es menos patente (fig. 7.2; 7.7; 7.12; 7.16; 7.19; 7.23). Esto tiene que ver directamente con la cantidad de precipitación, ya que en las medidas mensuales, las precipitaciones de pequeña cuantía, tienen menor repercusión en los valores isotópicos finales, y por lo tanto el efecto cantidad será importante en los meses estivales, en donde existen pocos eventos de precipitación al cabo del mes, y son de escasa cantidad.

Las ecuaciones de regresión lineal, entre  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , entre las diferentes estaciones muestreadas son bastante similares (tabla 7.3), excepto para los datos pertenecientes a la nieve en Sierra Nevada, que son ligeramente diferentes (tabla 7.4); teniendo entre ellas buenos coeficientes de correlación. Estas ecuaciones, obtenidas en la zona son, hasta cierto punto, parecidas a la encontrada en la estación de la IAEA en Gibraltar, que es la siguiente (IAEA/WMO, 2001):

$$\delta^2\text{H} = 6,19\delta^{18}\text{O} + 3$$

Estas pendientes más bajas de “8”, que sería la media mundial, se deben también al efecto cantidad (Gonfiantini, 1986), que es mayor si se comparan con las ecuaciones de regresión de Madrid y Barcelona, donde:  $\delta^2\text{H}=7,53\delta^{18}\text{O}+5,49$  y  $\delta^2\text{H}=7,29\delta^{18}\text{O}+7,16$ , para cada una de las estaciones, respectivamente (IAEA/WMO, 2001; Vandenschrick et al., 2002).

**Valores del exceso en deuterio en el agua de precipitación.**

El exceso en deuterio de las estaciones muestreadas en este trabajo (tabla 7.2), presentan unos valores medios, en todas las estaciones relativamente bajos ( $\approx 8 \text{ ‰}$ ), en comparación con los valores medios mundiales de  $+10 \text{ ‰}$  (Craig, 1961; Dansgaard, 1964), de lo que se pueden sacar dos conclusiones:

1. Existe un efecto cantidad, que reduce el exceso en deuterio en la precipitación.
2. El origen principal de las precipitaciones en la zona estudiada, es el Océano Atlántico.

Esto último se puede deducir debido a que los valores de exceso en deuterio  $> + 20 \text{ ‰}$  en la precipitación, son típicos en el Mediterráneo Oriental (Gat y Carmi, 1970; Rindsberger et al., 1983; Gat et al., 1996), debido principalmente a la interacción de masas de humedad continentales y marinas. La humedad continental, en general, tiene un elevado exceso en deuterio (como ya se ha comprobado en el presente trabajo), y la humedad procedente del Mediterráneo Oriental tiene también un elevado exceso en deuterio, debido principalmente a que la humedad relativa del aire en el momento de la evaporación, en el Mediterráneo Oriental, es algo más baja que en el Mediterráneo Occidental, lo que produce que el fraccionamiento isotópico cinético de la evaporación sea mayor en comparación con la zona del Mediterráneo Occidental, obteniendo por tanto un vapor con alto exceso en deuterio.

En cambio, valores de exceso en deuterio de  $\approx + 15 \text{ ‰}$ , son típicos del Mediterráneo Occidental, frente a los  $\approx + 10 \text{ ‰}$  de las lluvias procedentes del Atlántico (Gat y Carmi, 1970; Rindsberger et al., 1983; Gat et al., 1996; Vandenschrack, 2002); debido principalmente a que en la evaporación del

Océano Atlántico existe un fraccionamiento isotópico cinético, en comparación con el que se produce en el Mar Mediterráneo.

Por lo tanto, los valores de exceso en deuterio + 10 ‰, encontrados en las muestras de precipitación mensuales de este estudio, indican que la mayor parte del agua tiene su origen en el Océano Atlántico. Esto está en consonancia con el seguimiento de los mapas meteorológicos por el autor, y por la física general que domina los flujos de aire en estas latitudes (principalmente la fuerza de Coriolis, y la posición de la Península Ibérica y del Continente Africano, en cuanto al desvío de las masas de humedad desde el Océano a la tierra firme).

Los datos de exceso en deuterio pertenecientes a la nieve recogida en Sierra Nevada, presentan unos valores extremadamente altos (tabla 7.2), en comparación con las aguas de precipitación de las demás estaciones de la zona; teniendo la nieve un valor medio de  $\delta + 17$  ‰. Esto se debe a la suma de dos procesos diferentes:

1. El efecto cantidad es mínimo, ya que sólo las partes más superficiales del copo de nieve pueden sufrir algún tipo de fraccionamiento isotópico. Por lo tanto, no se empobrece el valor del exceso en deuterio del agua en forma de nieve en su caída desde la base de la nube, como le sucede al agua en forma líquida.

2. Existe un fraccionamiento isotópico cinético adicional durante la formación de la nieve, que produce un enriquecimiento en el exceso en deuterio del agua del copo de nieve (Jouzel y Merlivat, 1984).

**Valores estacionales de la composición isotópica del agua de precipitación.**

El efecto estacional es un fenómeno que produce variaciones del contenido en deuterio y  $^{18}\text{O}$  de las precipitaciones mensuales, con valores empobrecidos en isótopos pesados en invierno y enriquecidos en verano, en las latitudes medias y altas. Estas diferencias estacionales se deben a diferentes factores (Rozanski et al., 1993):

1. Cambios estacionales en la temperatura, debido a la diferencia en la cantidad de insolación. Con lo cual cambia la cantidad de agua que puede precipitar en la atmósfera, variando la cantidad de agua remanente que permanece en la atmósfera, y por lo tanto, teniendo en cuenta el fraccionamiento isotópico general que se produce en las diferentes condensaciones (Rayleigh), se va a producir esta diferencia isotópica entre el invierno y el verano.

2. Diferente evapotranspiración en el continente, según la cantidad de insolación, va a producir diferencias estacionales en el balance de agua atmosférico.

3. Cambios estacionales en las áreas fuentes del vapor y/o diferencias en las trayectorias de las tormentas.

En las figuras 7.3; 7.4; 7.8; 7.9; 7.13; 7.14; 7.17; 7.18; 7.20; 7.21, vienen representadas las composiciones isotópicas del hidrógeno y del oxígeno del agua, frente a los meses en los que precipitaron. En ellas se comprueba que existe una ligera estacionalidad, aunque no es completamente clara como ocurre en otros climas de latitudes más altas, donde no domina el clima Mediterráneo. Algunas de las características que produce esta relativa dispersión en la estacionalidad son las siguientes:

1. En algunos meses la precipitación es nula, con lo cual, la trayectoria a lo largo del año se interrumpe. Esto es más patente en los meses estivales donde no existe precipitación, sobre todo en el mes de Julio, que es el más seco del año. En los meses de Junio, y sobre todo Agosto, casi todas las precipitaciones que se producen son de evolución, es decir, se producen porque existe una gran evaporación en el suelo y este vapor de agua se eleva expandiéndose adiabáticamente, y por lo tanto bajando su temperatura, produciendo la condensación. En estos meses la humedad relativa es muy baja, produciéndose el efecto cantidad y favoreciendo el efecto estacionalidad en los meses estivales.

2. Durante el invierno, la composición isotópica de las masas de humedad, que proceden en general del Atlántico, están más empobrecidos en isótopos pesados que las que precipitan en primavera, por los factores generales que se ha explicado anteriormente. Pero, la distribución de las lluvias en la zona es muy irregular, y existen meses, dentro del invierno, donde la cantidad de precipitación es débil, e inferior a la que ocurre en primavera, por lo tanto, el efecto cantidad va a actuar de “tamponador” en el efecto estacional, en el periodo invernal, frente al del otoño y primavera.

En cuanto a los valores de exceso en deuterio frente a los meses a lo largo del año, se ve como existe una gran dispersión, aunque existe una ligera tendencia estacional, teniendo valores más bajos de exceso en deuterio en los meses estivales (fig. 7.5; 7.10; 7.15; 7.18; 7.22). La dispersión que existe, al igual de lo que ocurre con la composición isotópica del hidrógeno y del oxígeno, se puede explicar si se tiene en cuenta el efecto cantidad.

***Composición isotópica de la precipitación en forma de nieve frente a la altitud.***

Existen numerosos trabajos, a nivel mundial, que tratan sobre la composición isotópica de la nieve caída en diferentes altitudes, entre los más importantes se pueden citar los de Ambach et al., 1968; Dansgaard et al., 1973; Moser y Stichler, 1974; Lorius y Merlivat, 1975; Oeschger et al., 1977; Niewodniczonski et al., 1981; Thompson et al., 1984; Holdsworth y Peake, 1985; Wagenbach, 1989; Holdsworth et al., 1991.

Uno de los problemas más importantes que se presentan en el estudio de la composición isotópica del agua en forma de nieve, son las variaciones postdeposicionales. En el caso concreto de las muestras que se han recogido en este estudio, el proceso que puede interferir en los datos es la sublimación, ya que se ha recogido en los días inmediatos al último día de la nevada, en el caso de que se hubiera producido durante varios días. Existen numerosos trabajos que tratan sobre las variaciones que se producen en la nieve cuando se deposita en el suelo (Peña, 1989; Grootes et al., 1989; Uville, 1996; Kull, 1999; Stichler et al., 2001).

La sublimación sólo afecta, en un corto periodo de tiempo, a los primeros centímetros más superficiales de la capa de nieve (Johnsen, 1977; Jouzel et al., 1983; Whillans y Grootes, 1985; Stichler et al., 2001). Por lo tanto, no se han visto afectadas las muestras de este estudio por la sublimación, ya que se eliminaron las zonas más superficiales, teniendo cuidado de no recoger nieve perteneciente a los eventos de precipitación anteriores.

Otro factor que indica que el efecto de la sublimación en los datos de este estudio ha sido nula o despreciable, es la buena relación que presentan los datos isotópicos del hidrógeno frente a la del oxígeno ( $R^2=0,927$ , tabla 7.3), ya que si se hubiera producido la sublimación, habría fraccionado de diferente forma a ambos elementos a lo largo del trayecto donde se han recogido las

muestras, porque la humedad relativa y la velocidad del viento eran diferentes, a lo largo del tiempo, en cada uno de los puntos recogidos.

Existe una gradación isotópica de la precipitación con respecto a la altitud, en la cual, conforme se va ascendiendo, la composición isotópica tanto del hidrógeno como del oxígeno se va empobreciendo (fig. 7.24, 7.25).

La gradación isotópica del agua de precipitación con la altitud se puede explicar, en una primera aproximación, teniendo en cuenta el proceso físico fundamental que reina en el vapor de agua atmosférico (mostrado por Dansgaard en 1953), que ya se explicó anteriormente en este trabajo. Este se basa en el fraccionamiento de los isótopos pesados durante la condensación cuando el aire saturado asciende, los isótopos pesados condensan más rápidamente, por su menor presión de vapor, de modo que la cantidad de deuterio y de  $^{18}\text{O}$  en el vapor remanente decrece paulatinamente conforme aumenta la altura. Este proceso básico se complica por diversos factores físicos y meteorológicos.

En el caso de los datos de este trabajo, la gradación isotópica varía dependiendo del evento en que se produjo la precipitación, siendo esta generalmente lineal, con una ligera ruptura de pendiente a altitudes mayores, disminuyendo dicha gradación.

Existen algunos trabajos que ponen de manifiesto una ruptura de la gradación isotópica con la altitud en diferentes lugares: Chequia (Dincer et al., 1970); Nicaragua (Payne y Yurtsever, 1974); Andes (Vogel et al., 1975); Grecia (Fontes y Olivry, 1977); Italia (Bortolami et al., 1978); Suiza (Siegenthaler y Oeschger, 1980); Norteamérica (Holdsworth et al., 1991). En realidad, hasta el momento, no se comprende bien los mecanismos por los cuales aparece esta característica, aunque existen dos teorías que pueden tener una cierta consistencia científica:

✚ La de Vogel et al. en el trabajo de 1975. Estos autores estudiaron la composición isotópica de la nieve en los Andes, encontrando una reducción del gradiente isotópico con la altitud ( $\Delta \delta^{18}\text{O} = 0,6\text{‰} / 100 \text{ m}$ , hasta los 2.000 m s.n.m.; y una  $\Delta \delta^{18}\text{O} = -0,2\text{‰} / 100 \text{ m}$ , desde los 2.000 m hasta los 4.000 m s.n.m. Lo explican por la diferencia de masas de humedad, en cada una de las altitudes, una cerca de la cresta de la montaña, que procede del Atlántico, y otra por debajo donde las masas de humedad tienen una procedencia predominantemente de origen en el Océano Pacífico.

✚ La otra explicación que parece más coherente es la dada en el trabajo de Holdsworth et al. en 1991. Éste se fundamenta en el distinto fraccionamiento isotópico que sufren las masas de humedad, cuando chocan con una elevación importante, en la cual, en la zona inferior se pueden producir diversas condensaciones, y por lo tanto, gracias al proceso de Rayleigh, el vapor atmosférico se va empobreciendo en isótopos pesados. En este caso la ruptura en la pendiente se encuentra a altitudes superiores a 3.500 m s.n.m.

En el caso de Sierra Nevada, la ligera ruptura en la pendiente se encuentra, aproximadamente, a partir de los 2.000 m s.n.m., y no se produce en todas las precipitaciones muestreadas. La explicación real puede deberse a un conjunto de factores que la afectan, y que pueden cambiar en cada proceso de precipitación.

Pero quizá, lo más importante de este muestreo, es que la gradación de la composición isotópica no se incrementa con la altitud, como sucede con el vapor de agua atmosférico (ver capítulo V.1), por lo cual no se puede achacar este incremento de gradación en el vapor de agua atmosférico a la procedencia y/o equilibrio con el agua de precipitación, y por lo tanto se debe buscar otras “fuentes” de vapor de agua empobrecida en isótopos pesados en las altitudes más elevadas, pudiendo ser válida la teoría de una procedencia desde la atmósfera libre, como ya se explicó en el capítulo V.1.

El exceso en deuterio no presenta ninguna dependencia con la altitud, salvo un ligero incremento con la altitud en algunos eventos de precipitación (fig, 7.26). Dicho incremento también ha sido descrito en otros estudios del tema, aunque, por el momento, no se ha encontrado una buena explicación (Gat, 2001).

## **VI. CONCLUSIONES**

---

---

***Pág.: 372-373***

## VI. CONCLUSIONES.

1. Los valores isotópicos  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  del vapor de agua atmosférico en Sierra Nevada se alinean a lo largo de la recta ( $\delta^2\text{H} = 6,2\delta^{18}\text{O} - 1$ ), existiendo una buena correlación entre ambos parámetros incluso en condiciones climáticas relativamente heterogéneas y/o en áreas situadas a diferentes altitudes.
2. Muestras tomadas en los días inmediatamente posteriores a la precipitación suelen localizarse en una zona próxima a la MWL. Es decir, presentan valores  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  próximos al vapor de agua en equilibrio con el agua de precipitación.
3. Las muestras de vapor de agua del Sureste de la Península Ibérica, en general, indican importantes procesos cinéticos que, normalmente, están asociados a evaporación de aguas superficiales.
4. El vapor de agua muestreado cuando ha pasado un tiempo suficientemente largo desde la última precipitación, suele ser muy negativo en valores  $\delta^{18}\text{O}$  debido a la evaporación de aguas superficiales y procesos cinéticos asociados. En zonas de altitudes superiores a los 2.000 m s.n.m. siempre predomina claramente este factor como el origen del vapor de agua.
5. El estudio conjunto de los valores  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  permite diferenciar el origen y magnitud de los procesos que dan lugar a las masas de vapor atmosférico, así como su evolución en el tiempo.
6. Los gradientes entre la composición isotópica del vapor con respecto a la altitud están comprendidos entre -1 y -9 ‰ ( $\Delta\delta/100\text{m}$ ) para el hidrógeno y -0,2 y -1,3 ‰ ( $\Delta\delta/100\text{m}$ ) para el oxígeno. Se han diferenciado tres tramos o trayectos, de los cuales el comprendido entre 2.200 y 3.306 m s.n.m. presenta el mayor gradiente.

**7.** El gradiente isotópico frente a la altitud, en las cotas más altas de la vertiente a barlovento de Sierra Nevada, presenta una pendiente mayor de lo que en teoría se podría esperar. Se propone una “contaminación” de vapor de agua empobrecido en isótopos estables procedente de la atmósfera libre a la C.L.P., provocando una mayor gradación isotópica con la altitud.

**8.** La evapotranspiración de la masa vegetal ejerce un papel regulador en la composición isotópica del vapor de agua atmosférico a nivel superficial, actuando como un “tampón” de los “Efectos” isotópicos típicos en las aguas meteóricas, como el Efecto Estacional y sobre todo el Efecto Altitud.

**9.** La variable meteorológica que presenta una mejor dependencia con la composición isotópica del vapor de agua atmosférica a nivel del suelo es la humedad relativa del aire. Sin embargo, es mucho menos dependiente con la temperatura. No se ha encontrado ninguna dependencia directa con otras variables meteorológicas.

**10.** El exceso en deuterio en el vapor de agua atmosférico se presenta como una herramienta muy eficaz a la hora de conocer la contribución de cada uno de los mecanismos implicados en su génesis. El vapor atmosférico estudiado en diferentes puntos del Sureste de la Península Ibérica muestra, en general, valores relativamente altos que son indicativos de un predominio de los procesos de evaporación.

**11.** El agua de precipitación en el Sureste de la Península Ibérica presenta una dispersión en sus valores isotópicos, debido al clima Mediterráneo que domina la zona. El “Efecto Cantidad” es un proceso fundamental en la composición isotópica del agua de precipitación en la zona de estudio, y condiciona las características de la composición isotópica del agua de precipitación.

## **VII. REFERENCIAS**

---

---

***Pág.: 375-391***

## VII. REFERENCIAS.

- Ambach, W., Dansgaard, W., Eisner, H., Moller, J., 1968. The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps. *Tellus*, XX (4), 595-600.
- Baertschi, P., 1976. Absolute  $^{18}\text{O}$  content of Standard Mean Ocean Water. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 31: 341-344.
- Belatini, P.C.M., 1959. Oxygen isotope variations in Antarctic snow samples. *Nature*. 184: 1557-59.
- Benavente, J., Cardenal, J., Cruz-Sanjulián, J., García-López, S., Araguás, L. y López-Vera, F., 1990. Content análisis of stable isotopes in aquifers from the coastal mountainous Caín of Gádor-Lújar (Southeast Andalusia, Spain). *Water Resources in Mountainous Regions* (A. Parriaux, ed.). Intern. Assoc. of Hydrogeologist, v. XXII, part. 2: pp. 415-424. Lausana (Suiza).
- Betts, A.K. y Albrecht B.A., 1987. Conserved variable analysis of the convective boundary layer thermodynamic structure over the tropical oceans. *J. Atmos.Sci.*, 44, pp. 83-99.
- Bigeleisen, J. y Mayer, M.G., 1947. Calculation of equilibrium constants for isotopic exchange reactions. *J. Chem. Phys.* 15:261.
- Bigeleisen, J., Perlman M.L. y Prosser H.C., 1952. Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis. *Anal. Chem.* 24:1356.
- Bigeleisen, J. y Wolfsberg, M., 1958. Theoretical and experimental aspects of isotope effects in chemical kinetics.. *Adv. Chem. Phys.* 1: 15-76.
- Bilgeleisen, J., 1965. Chemistry of isotopes. *Sciences* 147:463.
- Biggins, J., 1987. *Progress in Photosynthesis Research*. Vol. IV. Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht, Netherland.
- Bortolami, G.C., Ricci, B., Susella, G.F. y Zuppi, G.M., 1979. Isotope Hydrology of the Val Corsaglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy. *Proc. Conf. Isotope Hydrology Vol. I*, IAEA, Vienna: 327-350.

- Bosque Maurel, J., 1969. Andalucía (Geografía Regional de España, de Terán, Solé Sabarís y otros). Barcelona, Ariel.
- Brodsky, A.E., 1961. Isotopengeochemie. Akademie Verlag, Berlin.
- Broecker, W.S. y Oversby, V.M., 1971. Chemical equilibria in the earth. McGraw-Hill, New York, London, 318 pp.
- Brunel, J.P., Simpson, H.J., Herezeg, A.L., Whitehead, R. y Walker, G.R., 1992. Stable isotope composition of water vapor as an indicator of transpiration fluxes from rice crops. *Water Resour. Res.*, 28, 1407-1416.
- Castillo, A., 1986. Estudio hidroquímico del acuífero de la Vega de Granada. Universidad de Granada.
- Castillo, A., del Valle, M., Rubio-Campos, J.C., Fernández-Rubio, R., 1996. Síntesis hidrológica del macizo de Sierra Nevada (Granada y Almería). Chacón, J. y Rosúa, J.L. Editores. I Conferencia Internacional de Sierra Nevada. pp. 389-417.
- CETUR S.A., 1998. Datos de la precipitación desde el 10.1960 hasta el 09.1998. Estación Meteorológica `Albergue Universitario. Monachil, Granada, Spanien.
- Ciais, P., White, W.W.C., Jouzel, J. y Petit, J.R., 1985. The origin of present-day Antarctic precipitation from surface snow deuterium excess data. *Journal of Geophysical Research*. 100: 18917-18927.
- Cohn, M. y Urey H.C., 1938. Oxygen exchange reactions of organic compounds and water. *J. Amer. Chem. Soc.* 60:679-687.
- Coplen, T.B., Wildman, J. y Chen, J., 1991. Improvement in the gaseous hydrogen-water equilibration technique for hydrogen isotope ratio analysis. *Anal. Chem.* 63: 910-912.
- Covey, C. y Haagensohn, P.L., 1984. A model of oxygen isotope composition of precipitation: Implication for paleoclimate data. *J. Geophys. Res.*, 89, 4647-4655.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters: *Science* 133, 1702-1703.
- Craig, H., 1961 b. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133:1833.
- Craig, H. y Gordon L. I., 1965. Deuterium and Oxygen 18 variations in the

- ocean and the marine atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, edited by E. Tongiorgi, pp. 9-130, Spoleto, Italy.
- Cruz-San Julián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M., García-López, S., Martínez-Garrido, J., Moral, F., Olias, M., 1992. Sources of precipitation over south-eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 44B(3), 226-36.
- Cuadrat, J.M., 1997, en *Climatología*. Cuadrat, J.M. y Pita, F. Ed. Cátedra.
- Dansgaard, W., 1953. The abundance of  $^{18}\text{O}$  in atmospheric water and water vapour. *Tellus* (16)5:461-469.
- Dansgaard, W., 1954. The  $^{18}\text{O}$  abundance of fresh water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 6. pp.241-260.
- Dansgaard, W., 1961. The isotopic composition of natural water. *Medd. om Gronland* 165(2):120 pp.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 16: 436-468.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. y Gundestrup, N., 1973. Stable isotope glaciology. *Medd. Groenl.* 197, 1-53.
- Delgado, A, Núñez, R, Caballero, E, Jiménez de Cisneros, C, y Reyes, E., 1991 *Composición isotópica del agua de lluvia de Granada. IV. Congreso Geoquímica de España. Monografía*, pp. 350-358.
- Delgado, A., Lacumin, P., Steni, B., Sánchez Chillon, B. y Longinelli, A., 1995. Oxygen isotope variations of phosphate in mammalian bone and tooth enamel. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 4299-4305.
- Delgado Calvo-Flores-R, Delgado Calvo-Flores-G, Párraga Martínez-J, Gámiz Martín-E, Sánchez Marañón-M, Tenorio Urríos-MA, 1989. Proyecto Lucdeme. Mapa de Suelos. Güejar Sierra.- ICONA. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Universidad de Granada.
- Desser, A. E., Insta, E. J. , Weinstock, E. M. y Chan, K. R., 1995. Mechanisms controlling water vapour in the lower stratosphere: "A tale of two stratospheres". *J. Geophys Res.* 100, 23167-23172.

- Dincer, T., Payne, B.R., Florkovski, T., Martinee, J. y Torgiorgi, E., 1970. Snowmelt runoff from measurements of tritium and Oxygen-18. *Water Res. Res.* 5:110.
- Edward, T.W.D., Huhay, W.M., Elgood, R.J. y Jiang, H.B., 1993. A modification on the batch process for direct conversion of water and organic oxygen into CO<sub>2</sub> for <sup>18</sup>O analysis. In: *Isotope techniques in the Study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere*, IAEA Vienna: 574-579.
- Ehhalt, D., Knott K, Nagel J.F., Vogel, J.C., 1963. Deuterium and oxygen-18 in rain water. *J. Geophys Res.* 68:3775.
- Ehhalt, D.H. y Ostlünd, G., 1970. Deuterium in Hurricane Faith 1966. *J. Geophys. Res.*, 75, 2323-2327.
- Ehhalt, D.H., 1971. Vertical profiles and transport of HTO in the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 76, 7351-7367.
- Ehhalt, D.H., 1974. Vertical profiles of HTO, HDO, and H<sub>2</sub>O in the troposphere, NCAR-TN/STR-100, 131 pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Ehleringer, J.R. y Dawson, T.E., 1992. Water uptake by plants: Perspectives from stable isotope composition. *Plants Cell Environ.*, 15, 1073-1082.
- Eichler, R., 1964. Über den Isotopengehalt des Wasserstoffs in Niederschlag, Boden und Grundwasser. PhD Thesis, Univ. of Heidelberg.
- Encarta, 2002. Microsoft.
- Epstein, S. y Mayeda, T.K., 1953. Variation of the <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O ratio in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 4: 213-224.
- Epstein, S. y Sharp, R.P., 1959. Oxigen isotope studies. *Amer. Geophys. Union Trans.* 40:81-84.
- Eriksson, E., 1965. Deuterium and <sup>18</sup>O in precipitation and other natural waters. Some theoretical considerations. *Tellus*, 27, 498-512.
- Federer, B., Brichet, N. y Jouzel, J., 1982. Stable isotopes in hailstones, I, The isotopic cloud model. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1323-1335.
- Fisher, D.A. y Alt, B.T., 1985. A global oxygen isotope model, semiempirical, zonally averaged. *Ann. Glaciol.*, 7. 117-124.

- Fisher, D.A., 1990. A zonally-averaged stable-isotope model coupled to a regional variable-elevation stable-isotope model. *Ann. Glaciol.*, 14, 65-71.
- Flanagan, L.B., 1993. Environmental and biological influences on the stable oxygen and hydrogen isotopic composition of leaf water, in *Stable Isotopes and Plant Carbon-Water Relations*, edited by J.R. Ehleringer, A. E. Hall, and G. D. Farquhar, pp. 71-90, Academic, San Diego, Calif.
- Fontes, J.C. y Olivry, J.C., 1977. Gradient isotopique entre 0 en 4000 m dans les précipitations du Mount Cameroun. *Comptes Rendus Reunion Annuelle Sciences de la Terre, Soc. Geol. Francaise Paris*: 171.
- Förstel, H., 1978. The Enrichment of  $^{18}\text{O}$  in Leaf Water Under Natural Conditions. *Rad. and Environm. Biophys.* 15, 323-344.
- Fricke, H.C. y O'Neil, J.R.O., 1999. The correlation between  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios of meteoric water and surface temperature, its use in investigating terrestrial climate change over geological time. *Earth Planet. Sc. Lett.* 170-196.
- Friedman, I., 1953. Deuterium content of natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 4:89.
- Friedman, I., Machta, L., Soller, R., 1962. Water vapour exchange between a droplet and its environment. *J. Geophys. Res.* 67: 2761-6.
- Friedman, I, Redfield, A.C., Schoen, B. y Harris, J., 1964. The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrological cycle. *Rev. Geophys.*, 2, 1-124.
- Froehlich, K., Gibson, J.J. y Aggarwal, P., 2002. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres.*
- Garlick, G.D., 1969. The stable isotopes of oxygen. In Wedepohl KH (ed) *Handbook of geochemistry*, Chap VIII/B. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Gat, J.R. y Carmi, I., 1970. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal Geophysical Research*, 75, 3039-3048.

- Gat, J.R. y Dansgaard, W., 1972. Stable isotope survey of the fresh water occurrences in Israel and the Northern Jordan rift valley. *J. Hidrol.*, 16, 177-212.
- Gat, J.R., 1981. Paleoclimate conditions in the Levant as revealed by the isotopic composition of paleowaters. *Israel Meteorol. Res. Pap.* 3:13-28.
- Gat, J.R. y Matsui, E., 1991. Atmospheric water balance in the Amazon basin: An isotopic evapotranspiration model. *Journal Geophysical Research*, 96, 13179-13188.
- Gat, J.R., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrological cycle. *Annu. Rev. Planet. Sci.* 24. pp. 255-262.
- Gat, J.R., Shemesh, A., Tziperman, E., Hecht, A., Georgopoulos, D. y Basturk, O., 1996. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea. *Journal Geophysical Research*, vol. 101, nº C3, pp. 6441-6451.
- Gat, J.R., 2001. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle Principles and Applications. Vol. II: Atmospheric Water. IAEA. pp.114. <http://www.iaea.org/programmes/ripc/ih/volumes/volume1.htm>.
- Gedzelman, S.D. y Lawrence, J.R., 1982. The isotopic composition of cyclonic precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 1385-1404.
- Gedzelman, S.D., Lawrence, J.R., White, J.W.C. y Smiley, D., 1987. The isotopic composition of precipitation at Mohonk lake, New York: The amount effect. *Journal Geophysical Research*, vol. 92, nº D1: 1033-1040.
- Gedzelman, S.D., 1988. Deuterium in water vapor above the atmospheric boundary layer. *Tellus*. 40b, 134-147.
- Gedzelman, S.D. y Lawrence, J.R., 1990. The isotopic composition of precipitation from two extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.* 118, 495-509.
- Gedzelman, S.D. y Arnold, R., 1994. Modeling the isotopic composition of precipitation. *Journal Geophysical Research*, vol. 99, nº D5. pp. 10455-10471.

- Godfrey, J.D., 1962. The deuterium content of hydrous minerals from the East-Central Sierra Nevada and Yosemite National Park. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26:1215.
- Gonfiantini, R., Togliatti, V., Tongiorgi, E., De Breuck, W. y Picciotto, E., 1963. Snow stratigraphy and oxygen-18 variations in the glaciological pit of King Bauduin Station, Queen Maud Land, Antarctica. *Journal Geophysical Research* 68 (13): 3791-98.
- Gonfiantini, R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature (London)*. 271:534.
- Gonfiantini, R., Roche, M.A., Olivry, J.C. y Zuppi, G.M., 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chem. Geol.*
- Grootes, P.M., Stuiver, M., Thompson, L.G. y Mosley-Thompson, E., 1989. Oxygen isotope changes in tropical ice, Quelccaya, Peru. *Journal Geophysical Research*. 94, 1187-1194.
- Gotow, K., Taylor, S. y Zeiger, E., 1988. Photosynthetic carbon fixation in guard cell protoplasts of *Vicia faba*. *Plant Physiology* 86:700-705.
- Hagemann, R., Nief, G. y Roth, E., 1970. Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus* 22: 712-715.
- Hauser, S., Dongarra, G., Favara, R. y Longinelli, A., 1980. Composizione isotopica delle piogge in Sicilia. Riferimenti di base per studi idrogeologici e relazioni con altre aree mediterranee. *Soc. It. Min. Petrol.* 36(2): 671-80.
- Harwood, K. G., Gillon, J. S., Roberts, A. y Griffiths, H., 1999. Determinants of isotopic coupling of CO<sub>2</sub> and water vapour within a *Quercus petraea* forest canopy. *Oecologia*, 119, 109-119.
- He, H., 1998. Stable isotopes in the evaporating atmospheric water vapor, Ph.D. dissertation, 234 pp., Yale Univ., New Haven, Conn.
- He, H. y Smith R. S., 1999. Stable isotope composition of water vapor in the atmospheric boundary layer above the forest of New England. *Journal of Geophysical Research*, vol.104, n.d9, 11657-11673.

- He, H, Lee X. y Smith R.S., 2001. Deuterium in water vapor evaporated from a coastal salt marsh. *Journal of Geophysical Research*. vol. 106, n.d11, pp. 12183-12191.
- Hoefs, J., 1980. *Stable Isotope Geochemistry*. 2<sup>o</sup> edition. Springer-Verlag.
- Holdsworth, G. y Peake, E., 1985. Acid content of snow from a mid-troposphere sampling site on Mountain Logan, Yukon Territory, Canada, *Ann. Glaciology*, 7, 153-160.
- Holdsworth, G., Fogarasi, S. y Krouse, H., 1991. Variation of the stable isotopes of water with altitude in the Saint Elias Mountains of Canada. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, 7483-7494.
- Horita, J., 1988. Hydrogen isotope analysis of natural waters using an H<sub>2</sub>-water equilibration method: a special implication to brines. *Chemical Geology*, 72, 89-94.
- Hulston, J.R., 1978. Methods of calculating isotopic fractionation in minerals. In: *Stable isotopes in the earth sciences*. DSIR Bull 220:211.
- International Atomic Energy Agency, 1981. Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. *Tech. Rep. Ser. I.A.E.A*, 206, 1-256.
- IAEA/WMO, 2001. Global Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://isohis.iaea.org>.
- Jacob, H. y Sonntag, C., 1991. An 8-year record of the seasonal variation of <sup>2</sup>H and <sup>18</sup>O in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany. *Tellus*, 43B, pp. 291-300.
- Javoy, M., 1977. Stable isotopes and geothermometry. *J. Geol. Soc.* 133:609.
- Johnsen, S.L., 1977. Stable isotope homogenization of polar firn and snow, in *Proceedings of Isotopes and Impurities in Snow and Ice*. IAHS Publ. 118, 210-219.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W. y White, J.W.C., 1989. The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus. Ser. B*, 41. 452-468.
- Johnsen, S.J, Clausen, H.B., Cuffey, K.M., Hoffman, G., Schwander, J. y Creys, T., 2000. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice, the isotopic

effect in firm diffusion. *Physics of Ice Core Records*, edited by T. Hondoh. Pp. 121-140. Hokkaido Univ. Press, Sapporo, Japan.

Johnson, D. G., Jucks, K. W., Traub, W. A. y Chance, K. V., 2001. Isotopic composition of stratospheric water vapor: Implications for transport. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, D11, pp. 12219-12226.

Junta de Andalucía.

[http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/pdf\\_snevada/elclima/clima.html](http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/pdf_snevada/elclima/clima.html)

#02.

Joussaume, S., Sadourny, R. y Jouzel, J., 1984. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature*. 311. pp. 24-29.

Jouzel, J., 1979. Teneurs isotopiques de la vapeur d'eau troposphérique. Mise au point d'un système de prélèvement embarquable. *J. Rech. Atmos.* 13, 261-269.

Jouzel, J., Merlivat, L., Petit, J.R. y Lorius, C., 1983. Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow. *Journal of Geophysical Research*. 88, 2693-2703.

Jouzel, J. y Merlivat, L., 1984. Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modelling of the isotopic effect during snow formation. *Journal of Geophysical Research*. 89, 11748-11757.

Jouzel, J., 1986. Isotopes in cloud physics: Multiphase and multistage condensation processes, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol. 2 The Terrestrial Environment, B, pp. 61-105, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Boston.

Jouzel, J., Koster, R.D., Suozzo, R.J., Russel, G.L., White, J.W.C. y Broecker, W.S., 1991. Simulations of the HDO and H<sub>2</sub><sup>18</sup>O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: Sensitivity experiments for present-day conditions. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, 7495-7507.

Jouzel, J., Koster, R.D., Suozzo, R.J. y Russel, G.L., 1994. Stable water isotope behaviour during the last glacial maximum: a general circulation model analysis. *Journal of Geophysical Research*. 99: 25791-25801.

- Kato, K., 1978. Factors controlling oxygen isotopic composition of fallen snow in Antarctica. *Science*, 272, 46-48.
- Keeling, C. D., 1961. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide and marine air. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 24, 277-298.
- Keith, D. W., 2000. Stratosphere-troposphere exchange: Inferences from the isotopic composition of water vapor. *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, 15167-15173.
- Kerstel, E.R. Th., van Trigt, R., Dam, N., Reuss, J. y Meijer, H.A.J., 1999. Simultaneous determination of the  $^2\text{H}/^1\text{H}$ ,  $^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$ , y  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  isotope abundance ratios in water by means of laser spectrometry. *Analytical Chem.* 71(23): 5297-5303.
- Koster, R., Jouzel, R., Suozzo, R., Russell, G., Broecker, W., Rind, D. y Eagleson, G., 1986. Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GMC. *Geophys. Res. Lett.* 13, 121-124.
- Kotwicki, V., 1991. Water in the universe. *Hydrological Sciences Journal* 36: 49-66.
- Kull, C., 1999. Modellierung paläoklimatischer Verhältnisse basierend auf der jungpleistozänen Vergletscherung in Nordchile-Ein Fallbeispiel aus den nordchilenische Anden. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 35, 35-64.
- Longinelli, A., 1973. Preliminary oxygen-isotope measurements of phosphate from mammal teeth and bones. *Coll. Inter. C.N.R.S.*, 219: "Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène", 267-271.
- Longinelli, A., 1984. Oxygen isotopes in mammal bone phosphate: a new tool for paleohydrological and palaeoclimatological research?. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48:385-390.
- López-Vera, F., Lerman, J. C. y Muller, A. B., 1981. The Madrid Basin aquifer: Preliminary isotopic reconnaissance. *Journal of Hydrology*. Vol. 54, pp: 151-166.
- López-Vera, F., Silar, J., Fabián, E., Redondo, R., Artola, C., 1995. Identification of zones of higher aquifer vulnerability by means of stable

- environmental isotopes. IAHS Publication, 225 (Groundwater Quality: Remediation and Protection), 21-7.
- Lorius, C. y Merlivat L., 1975. Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica. Observed changes with depth in a coastal area. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*, IAHS Publ., 118, 127-137.
- Lorius, C., 1983. Antarctica: Survey of near-surface mean isotopic. *The Climate Record of the Polar Ice Sheet*, edited by G. De Q. Robin, pp. 52-56. Cambridge University Press, New York.
- Majoube, M., 1970. Fractionation factor of  $^{18}\text{O}$  between water vapour and ice. *Nature*, 316, 591-596.
- Majoube, M., 1971. Fractionnement en oxygene 18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *J. Chim. Phys.*, 68, 1423-1436.
- McKinney, C.R., McCrea, J.M., Epstein, S., Allen, H.A. y Urey, H.C., 1950. Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios, *Rev. Sci. Instrum.*, 21, 724-756.
- Meijer, H.A.J. y Li, W.J., 1998. The use of electrolysis for accurate  $\delta^{17}\text{O}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  isotope measurements in water. *Isotopes Environ. Health Stud.* 34: 349-369.
- Melander, L., 1960. isotope effects on reaction rates. Ronald Press, New York.
- Merlivat, L. y Nief, G., 1967. Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau á des temperatures inferieures á 0° C. *Tellus*, 19, 122-126.
- Merlivat, L. y Jourzel, J., 1979. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84, 5029-5033.
- Miyake, Y., Matsubaya, O. y Nishihara, C., 1968. An isotopic study on meteoric precipitation. *Pap. Meteorol. Geophys.*, 19, 243-266.
- Molero, J., Pérez, F. y Valle, F., 1992. Parque Natural de Sierra Nevada. Editorial Rueda, Madrid.
- Mook, W.G., 2001. *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle Principles and Applications*. Vol. I: Introduction-Theory, Methods, Review. IAEA.

- Moreira, M.Z., Sternberg, L.S.L., Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Barbosa, E.M., Borates, C.M., Nepstads, A.C., 1997. Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. *Global Change Biology* 3, pp.439-450.
- Morgan, V.I. (1982): Antarctic ice sheet surface oxygen values. *J. Glaciol.* 28(99), 315-323.
- Moser, H y Stichler, W., 1970. Deuterium measurements on snow samples from the Alps. *Isotope Hydrology. Proc. Symp. Vienna. IAEA. Vienna 1970:43-57.*
- Moser, H. y Stichler, W., 1974. Deuterium and oxygen-18 content as an index of the properties of snow covers. *Symposium on Snow Mechanims. IAHS Public. 114, 122-135.*
- Moyer, E. J., Irion, F. W., Yung, Y. L. y Gunson, M. R. ATMOS stratospheric deuterated water and implications for trophosphere-stratosphere transport. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2385-2388.
- Muñoz Jiménez, J., 1980. Ensayo de clasificación sintética de los climas de la España Peninsular y Baleares. Madrid. *Est. Geog. C.S.I.C., Inst. Juan Sebastián Elcano, XLI, 160, pp. 267-302.*
- Nier, A.O., 1947. A mass spectrometer for isotope and gas analysis. *Rev. Sci. Instrum.*, 18, 398-404.
- Nier, A.O., Ney, E.P. y Inghram, M.G., 1947. A null method for the comparison of two ion currents in a mass spectrometer. *Rev. Sci. Instrum*, 18, 294-301.
- Niewodniezanski, J., Grabezak, J., Baranski, L. y Rzepka, J., 1981. The altitude effect on the isotopic composition of snow in high mountains. *Journal of Geophysical Research*, 27, 99-111.
- Oeschger, H., Schotterer, U., Stauffer, B. y Haeberli, W., 1977. First results from alpine core drilling project. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 13, 193-208.
- Ohsumi, T. y Fujino, H., 1986. Isotope exchange technique for preparation of hydrogen gas in mass spectrometric D/H analisis of natural waters. *Anal. Sci.*, 2:489-490.
- O'Neil J.R. y Epstein S., 1966. A method for oxygen isotope analysis of milligram quantities of water and some of its applications. *J. Geophys. Res.* 71:4955.

- Payne, B.R. y Yurtsever, Y., 1974. Environmental isotopes as a hydrogeological tool in Nicaragua. Conf. Isotope Techniques in Ground-Water Hydrology, IAEA,Vienna: 193-200.
- Peña, H., 1989. Mediciones de  $^{18}\text{O}$  y  $^2\text{H}$  en "penitentes" de nieve, in Proceedings of a Meeting on Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina, IAEA-TECDOC-502, pp. 143-154, Int. At. Energy (UN), Viena, Austria.
- Pérez López, J.A. y Espigares García, M., 1995 en Estudio Sanitario del agua. Universidad de Granada.
- Petit, J.R., White, J.W.C., Young, N.W., Jouzel, J. y Korotkevitch, Y.S., 1991. Deuterium excess in recent Antarctic snow. J. Geophys. Res, vol. 96, 5113-5122.
- Picciotto, E., DeMaere, X. y Friedman, I., 1960. Isotopic composition and temperature of formation of Antarctic snow. Nature, 387, 359-360.
- Rayleigh, J.W.S., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Philos. Mag. 42:493.
- Richet, P., Bottinga, Y. y Javoy, M., 1977. A review of hydrogen carbon, nitrogen, oxygen, sulphur and chlorine stable isotope fractionation among gaseous molecules. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 5: 65-110.
- Ridal, M., Jonsson, A., Werner, M. y Murtagh, D., 2001. A one-dimensional simulation of the water vapor isotope HDO in the tropical stratosphere. J. Geophys. Res., vol. 106, D23, pp. 32283-32294.
- Riesenfeld, E.H. y Chang, T.L., 1936. Uber die Verteilung der schweren Wasserisotopen auf der Erde. Berichte der Chem. Gesellschaft. Jahrg. 69:1308-1310.
- Rindsberger, M., Margaritz, M., Carmi, I. y Gilad, D., 1983. The relation between air mass trajectories and the water isotope composition of rain in the Mediterranean Sea area. Geophys. Res. Lett., 10, 43-46.
- Rivas Martínez-S, 1987. Memoria del mapa de series de vegetación de España.- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid.
- Roginsky, S.S., 1962. Theoretische Grundlagen der Isotopenchemie. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- Rose, T.P., Davisson, M.L. y Criss, R.E., 1996. Isotope hydrology of voluminous cold springs in fractured rock from an active volcanic region, northeastern

- California. *J. Hydrol.*, 179, 207-236.
- Rosúa Campos, J.L. y Alabarce Pretiñes, E., 1995. Flora exótica de la costa granadina. Almuñécar. Universidad de Granada.
- Rosúa Campos, J.L. y Martín Molero, J.C., 1996. Propagación de especies propias de la alta montaña Mediterránea y su utilización en la restauración de la cubierta vegetal. 1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada. Chacón, J. y Rosúa, J.L. Editores, pp. 77-87.
- Rozanski, K. y Sonntag, C., 1982. Vertical distribution of deuterium in atmospheric water vapour. *Tellus*, 34, 135-141.
- Rozanski, K., Sonntag, C. y Munnich, K.O., 1982. Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus*, 34, 142-150.
- Rozanski, K., 1987. Deuterium and oxygen-18 in atmospheric part of hydrological cycle. *Scientific of Academy of Mining and Metallurgy*. nº 1098, pp. 1-100.
- Rozanski, K., Araguás, L. y Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. in climatic change in continental isotopic records (ed. a.g.u.). *Geophysical Monograph* 78. pp. 1-36.
- Saxena, R. K. y Erickson, E., 1985. Hydrometeorological interpretation of isotopic data on atmospheric moisture and precipitation. *Ann. Glaciol.* 7, 181-184.
- Saxena, R.K., 1987. Oxygen-18 fractionation in nature and estimation of groundwater recharge. Uppsala University. Report Series A. Nº 40. 152 pp.
- Schoch-Fisher, H., Rozanski, K., Jacob, H., Sonntag, C., Jouzel, J., Ostlund, G. y Geyh, M., 1984. Hydrometeorological factors controlling the time variation of D,  $^{18}\text{O}$  and  $^3\text{H}$  in atmospheric water vapour in the Northern Westwind belt, in *Isotope Hydrology*, pp. 3-30, I.A.E.A, Vienna, Austria.
- Sharkey, T.D. y Raschke, K., 1981. Separation and measurement of direct and indirect effects of light on stomata. *Plant and Physiology* 68:33-40.

- Sharp, R. P. y Epstein, S., 1962. Comments on annual rates of accumulation in West Antarctica. In "Symposium of Obergurgl", Ward, W. (ed.). Publ. 58 of the IAHS Commission on snow and ice:273-285.
- Siegenthaler, U. y Oeschger, H., 1980. Correlation of  $^{18}\text{O}$  in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285, 314-317.
- Siegenthaler, U. y Matter, H., 1983. Dependence of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  in precipitation on climate, in *Paleoclimate and Paleowaters: A Collection of Environmental Isotopes Studies*, pp. 37-51. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.
- Smith, R. B., 1992. Deuterium in North Atlantic storm tops. *J. Atmos. Sci.*, 49, 2041-2057.
- Sonntag, C., Rozanski, K., Münnich, K.O. y Jacob, H., 1983. Variations of deuterium and oxygen-18 in continental precipitation and groundwater and their causes, in *Variations in the Global Water Budget*, edited by A. Street-Perrott et al., pp. 107-124, D. Reidel Publishing Company.
- Stewart, M. K., 1975. Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: applications to atmospheric processes and evaporatio of lakes. *Journal of Geophysical Research*. vol. 80, n°9.
- Stichler, W., Schotterer, U., Fröhlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gäggeler y Pouyaud, B., 2001. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. *Journal of Geophysical Research*. vol. 106, D19. pp. 22613-22620.
- Strahler, A.N., 1963. *The Earth Sciences*, Harper and Row, Inc., Nueva York.
- Taylor, C. B., 1972. The vertical variations of the isotopic concentrations of tropospheric water vapour over Continental Europe and their relationship to tropospheric structure. Dept. Sci. Ind. Res., Rep INS-R-107.
- Taylor, C.B., 1984. Vertical distribution of deuterium in atmospheric water vapour: problems in application to assess atmospheric condensation models. *Tellus*, 36B, 67-72.

- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Grootes, P.M., Pourchet, M. y Hastenrath, S., 1984. Tropical glaciers: Potential for a core paleoclimatic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 89, 4638-4646.
- Tudge, A.P. y Thode, H.G., 1950. Thermodynamic properties of isotopic compounds of sulphur. *Can. J. Res.*, 28:567.
- Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Amer. Chem. Soc.*: 562-581.
- Vandenschrück, G., van Wesemael, B., Frot, E., Pulido-Bosch, A., Molina, L., Stiévenard, M. y Souchez, R., 2002. Using stable isotope analysis ( $\delta D$ - $\delta^{18}O$ ) to characterise the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain. *Journal of Hydrology*. Vol. 265, pp. 43-55.
- Van der Straaten, C.M. y Mook, W.G., 1983. Stable isotope composition of precipitation and climatic variability, in *Paleoclimate and Paleowaters: A Collection of Environmental Isotope Studies*, pp. 53-64. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Vogel, J.C., Lerman, J.C. y Mook, W.G., 1975. Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina. *Hydrol. Bull.* XX (2): 203-221.
- Vuille, M., 1996. Zur raumzeitlichen Dynamik von Schneefall und Ausaperung im Bereich des südlichen Altiplano, Südamerika, *Geogr. Bernensia*, G45, 1-118.
- Wagenbach, D., 1989. Environmental records in Alpine glaciers, in *Dahlem Workshop on the Environmental Record in Glaciers in Ice Sheets*, edited by H. Oeschger and C.C. Langway. 69-83, John Wiley, New York.
- Wang, X. F. y Yakir, D., 2000. Using stable isotopes of water in evaporation studies. *Hydrol. Process*, 14, 1407-1421.
- Way K., Fano L., Scott M.R., Thew K., 1950. Nuclear data. A collection of experimental values of half-lives, radiation energies, relative isotopic abundances, nuclear moments and cross-sections. *Natl. Bur. Stand. US Circ* 499.
- Whillians, I.M. y Grootes, P.M., 1985. Isotopic diffusion in cold snow and firn. *Journal of Geophysical Research*, 90. 3910-3918.

- White, J. W. C., 1983. The climatic significance of D/H ratios in White Pine in the northeastern United States, Ph. D. Thesis, Columbia Univ., New York.
- White, J. W. C. y Gedzelman, S. D., 1984. The isotopic composition of atmospheric water vapor and the concurrent meteorological conditions. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, nº. D3.
- Yakir, D. y Sternberg, L.S.L., 2000. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia* 123, pp. 297-311.
- Yakir, D. y Wang, X. F., 1996. Fluyes of CO<sub>2</sub> and water fluxes between terrestrial vegetation and the atmosphere estimated from isotope measurement. *Nature*, 380, 515-517.
- Yepez, E.A., Williams, D.G., Russell, L. S., Guanghui, L., 2003. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna from the isotopic composition of water vapour. *Agricultural and Forest Meteorology*, 119, 53-68.
- Yapp, C.J., 1985. D/H variations of meteoric waters in Albuquerque, New Mexico, USA. *J. Hydrol.*, 76, 63-84.
- Yurtserver, Y., 1975. Worldwide survey of isotopes in precipitation. IAEA report, Vienna.
- Yurtserver, Y. y Gat, J., 1981. Atmospheric waters in stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen 18 in the water cycle. Tech. Rep. Ser. I.A.E.A., 210, 103-142.
- Zahn, A., Barth, V., Pfeilsticker, K. y Platt, U., 1998. Deuterium, Oxygen-18, and Tritium as Tracers for Water Vapour Transport in the Lower Stratosphere and Tropopause Region. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 30 (1): 25-47.
- Zeiger, E., Farquhar, G.O. y Cowan, R., 1987. *Stomatal Function*. Standford University Press, Standford, Calif.
- Zimmermann, U., Ehhalt, D. y K.O. Münnich, 1967. Soil water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. *Isotop. Hydrol. Proc. Symp.*, IAEA, Vienna.

## VIII. APÉNDICES



**Pág.: 393-416**

## APÉNDICE I.

Datos del vapor de agua atmosférica en el eje Granada-Sierra Nevada (ladera del Veleta, vertiente Noroeste).

DIA	HORA RECOGIDA	Altitud(m.s.m.)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{‰}^{29}$	$h (\text{‰})^{30}$	$T^a (\text{°C})^{31}$
14-6-00	9:50-10:35	2680	-19,7	-115	42	54	7,0
14-6-00	11:15-12:00	2440	-18,2	-101	45	59	12,5
14-6-00	12:28-13:10	2360	-18,0	-107	37	56	21,0
14-6-00	13:35-14:20	2250	-17,6	-104	37	56	27,0
14-6-00	15:00-15:45	2150	-18,8	-108	42	54	21,5
14-6-00	16:15-17:00	1500	-18,4	-104	44	54	25,5
14-6-00	18:34-19:17	1160	-17,7	-101	40	54	26,0
14-6-00	20:30-21:15	670	-17,0	-94	42	58	25,0
10-10-00	12:05-12:55	3200	-26,7	-176	37	37	2,0
10-10-00	13:30-14:15	2680	-25,3	-172	30	36	5,5
10-10-00	14:50-15:32	2850		-190		31	8,0
10-10-00	16:07-16:52	2440	-23,8	-141	49	43	12,5
10-10-00	17:25-18:10	2360	-18,6	-122	26	50	9,5
10-10-00	18:40-19:18	2250	-18,7	-121	29	47	9,0
10-10-00	21:00-21:43	1500	-18,2	-127	18	54	7,0
10-10-00	22:12-22:57	1160	-21,1	-127	41	51	9,5
10-10-00	23:50-00:30	670	-19,3	-126	28	47	16,5
26-7-00	7:20-8:05	670	-16,7	-115	19	70	23,5
26-7-00	10:25-11:10	3200		-242		21	10,5
26-7-00	13:00-14:00	2680	-24,8	-149	49	37	23,5
26-7-00	14:20-15:20	2850	-31,4	-191	60	23	24,0
26-7-00	15:55-16:40	2440	-24,9	-151	48	34	29,5
26-7-00	17:20-18:05	2360	-22,4	-138	41	35	29,0
26-7-00	18:25-19:10	2250	-21,0	-112	56	50	26,0
26-7-00	19:35-20:15	2150	-20,7	-118	47	48	24,5
26-7-00	20:40-21:25	1500	-17,3	-117	22	49	21,0
26-7-00	21:50-22:35	1160	-18,3	-108	39	54	17,0
26-7-00	23:30-00:15	670	-18,1	-106	39	33	25,5

<sup>29</sup> Exceso en deuterio.

<sup>30</sup> Humedad relativa del aire, en %.

<sup>31</sup> Temperatura del aire, en ° C.

## Continuación.

DIA	HORA RECOGIDA	Altitud(m.s.m.)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d ‰	h (%)	T <sup>a</sup> (°C)
19-12-00	8:30-9:10	670	-19,8	-112	46	63	4,0
19-12-00	12:05-12:56	2440	-33,4	-190	77	22	4,5
19-12-00	13:25-14:20	2360	-27,8	-177	46	28	3,0
19-12-00	14:45-15:45	2250	-26,1	-166	42	33	1,0
19-12-00	16:30-17:21	2150	-25,7	-162	44	34	1,8
19-12-00	18:15-19:00	1500	-22,1	-150	27	45	1,2
19-12-00	19:40-20:25	1160	-24,1	-169	24	34	4,0
19-12-00	21:30-22:15	670	-22,3	-130	48	44	7,6
16-3-01	8:35-9:15	670	-13,8	-87	24	60	12,0
16-3-01	11:20-12:07	2440		-110		54	2,0
16-3-01	12:30-13:15	2360	-16,3	-100	30	58	7,5
16-3-01	13:50-14:50	2250	-15,7	-94	31	56	8,0
16-3-01	15:25-16:36	2150	-17,7	-104	38	54	8,0
16-3-01	18:45-19:50	1160	-14,7	-88	30	66	7,5
16-3-01	20:30-21:15	670	-15,2	-93	29	73	12,5
16-5-01	8:55-9:35	670	-10,9	-100	-13	58	16,0
16-5-01	11:35-12:30	2850	-17,8	-140	2	41	9,0
16-5-01	14:20-15:08	2440	-16,7	-128	6	47	15,0
16-5-01	17:00-18:00	2250	-15,3	-119	3	44	20,0
16-5-01	19:35-20:27	1500	-16,3	-127	3	43	19,0
16-5-01	20:53-21:36	1160	-9,1	-96	-23	48	16,0
16-5-01	22:10-22:51	670	-12,6	-116	-15	49	22,5
24-10-01	12:15-13:15	3075	-26,2	-172	38	33	4,0
24-10-01	13:46-14:50	2705	-25,5	-160	44	36	11,0
24-10-01	15:25-16:18	2530	-22,0	-141	35	40	14,0
24-10-01	16:53-17:43	2200	-19,2	-130	24	47	15,5
24-10-01	18:14-19:00	2005	-19,6	-125	32	42	13,5
24-10-01	19:34-20:20	1682	-18,7	-126	24	46	12,0
24-10-01	20:50-21:34	1464	-17,4	-115	24	54	9,0
24-10-01	22:02-22:50	1175	-16,3	-105	25	61	5,5
29-1-02	11:28-12:15	2440	-31,2	-184	66	33	9,8
29-1-02	12:38-13:15	2360	-26,7	-169	45	36,0	14,3
29-1-02	13:50-15:15	2250	-24,6	-157	40	41,0	12,0
29-1-02	16:00-16:42	2150	-23,9	-156	35	44,0	10,9
29-1-02	17:15-18:00	1500	-20,2	-130	32	49,0	8,5
29-1-02	18:27-19:10	1160	-19,8	-127	31	47,0	13,1
29-1-02	17:40-18:20	670	-20,0	-125	35	51,0	11,5
13-9-02	11:40-12:23	3306	-30,6	-226	20	26	11,0
13-9-02	12:55-13:40	3196	-21,7	-157	17	43	11,0
13-9-02	14:02-14:55	3052	-19,7	-137	21	42	15,0
13-9-02	15:22-16:00	2902	-18,9	-130	21	39	17,0
13-9-02	16:30-17:05	2756	-18,8	-126	25	30	22,0
13-9-02	17:25-18:00	2603	-19,0	-133	19	39	17,0
13-9-02	18:28-19:00	2420	-18,5	-126	22	30	22,0

**Datos del vapor de agua atmosférica en el eje Marquesado del Zenete-  
Puerto de la Ragua-Alpujarras.**

DIA	HORA RECOGIDA	Altitud(m.s.m.)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{‰}^{32}$	$h (\%)^{33}$	$T^a (\text{°C})^{34}$
17/05/2001	12:00-12:47	1230	-14,5	-109	6	62	25,0
17/05/2001	13:10-13:57	1420	-15,2	-110	11	54	25,0
17/05/2001	14:33-15:18	1650	-16,8	-116	18	53	23,0
17/05/2001	15:40-16:20	1860	-9,7	-79	-2	59	21,0
17/05/2001	17:00-17:45	2040	-13,7	-108	1	71	15,5
17/05/2001	18:10-18:58	1900	-11,3	-91	-1	66	18,0
17/05/2001	19:35-20:20	1490	-12,2	-95	3	63	17,0
17/05/2001	20:45-21:32	1240	-15,3	-119	4	60	19,0
17/05/2001	21:50-22:35	1000	-11,0	-90	-2	59	21,0
31/10/2001	10:53-11:43	1230	-22,6	-122	59	63	19,5
31/10/2001	12:05-12:50	1420	-23,3	-123	63	62	16,5
31/10/2001	13:18-14:02	1587	-21,6	-114	59	68	14,0
31/10/2001	14:30-15:17	1862	-22,1	-115	61	68	14,5
31/10/2001	15:40-16:25	2063	-21,3	-115	56	71	8,5
31/10/2001	17:00-17:43	1908	-20,7	-110	55	80	9,0
31/10/2001	18:30-19:10	1520	-22,8	-120	62	71	12,0
31/10/2001	19:30-20:05	1266	-21,7	-118	56	71	11,0
31/10/2001	20:35-21:22	1018	-22,7	-123	59	68	14,5
13/02/2002	10:02-10:44	1230	-18,7	-106	44	64	19,5
13/02/2002	11:10-11:48	1420	-23,5	-123	65	58	17,8
13/02/2002	12:12-12:53	1650	-21,7	-128	46	62	16,0
13/02/2002	13:13-13:57	1860	-22,6	-124	57	59	14,5
13/02/2002	14:20-14:47	2040	-23,1	-121	64	64	11,4
13/02/2002	15:13-15:52	1900	-18,1	-110	35	31	11,9
13/02/2002	16:26-17:14	1490	-14,1	-80	32	38	11,0
13/02/2002	17:44-18-32	1240	-14,7	-82	36	42	10,3
13/02/2002	19:00-19:44	1000	-15,7	-98	28	45	12,0

<sup>32</sup> Exceso en deuterio.

<sup>33</sup> Humedad relativa del aire, en %.

<sup>34</sup> Temperatura del aire, en ° C.

## Continuación.

DIA	HORA RECOGIDA	Altitud(m.s.m.)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}$	$h (\%)$	$T^a (\text{°C})$
03/09/2002	9:56-10:40	1228	-20,8	-111	55	59	23,0
03/09/2002	11:03-11:50	1405	-21,2	-108	62	68	24,0
03/09/2002	12:24-13:14	1558	-18,6	-99	50	60	26,0
03/09/2002	13:35-14:23	1845	-18,9	-101	50	59	24,0
03/09/2002	14:43-15:32	2046	-19,2	-105	48	67	17,0
03/09/2002	15:50-16:32	1901	-17,9	-95	48	60	24,0
03/09/2002	16:48-17:06	1679	-18,9	-96	55	60	23,0
03/09/2002	17:30-18:14	1511	-19,8	-107	51	59	23,0
03/09/2002	18:38-19:11	1258	-19,5	-104	52	57	23,0
03/09/2002	19:34-20:13	1020	-19,8	-108	50	63	23,0

## Datos del vapor de agua atmosférica en el eje Capileira-Sierra Nevada.

DIA	HORA RECOGIDA	Altitud(m.s.m.)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}^{35}$	$h (\%)^{36}$	$T^a (\text{°C})^{37}$
12/09/2002	12:33-13:15	2810	-18,6	-123	26	61	13
12/09/2002	13:45-14:22	2706	-16,7	-114	20	32	24
12/09/2002	14:44-15:15	2552	-16,7	-111	23	33	24
12/09/2002	15:45-16:45	2411	-17,1	-119	18	37	20
12/09/2002	16:45-17:34	2244	-17,6	-117	24	43	18
12/09/2002	17:55-18:40	2088	-16,2	-108	22	39	21
12/09/2002	19:08-19:56	1845	-20,4	-130	34	50	18
12/09/2002	20:11-20:56	1683	-17,9	-119	25	43	19
29/10/2002	11:43-12:45	2761	-18,9	-122	30	61	9
29/10/2002	13:23-14:05	2595	-19,0	-121	31	62	12
29/10/2002	14:37-15:18	2443	-20,1	-124	37	71	13
29/10/2002	15:45-16:35	2248	-19,8	-126	32	66	13
29/10/2002	16:55-17:37	2080	-18,7	-120	30	63	16
29/10/2002	17:56-18:43	1773	-20,1	-125	36	64	11

---

<sup>35</sup> Exceso en deuterio.

<sup>36</sup> Humedad relativa del aire, en %.

<sup>37</sup> Temperatura del aire, en ° C.

### Datos del vapor de agua atmosférica en el eje costa de Motril-Granada.

DIA	HORA RECOGIDA	Altitud(m.s.m.)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{‰}^{38}$	$h (\%)^{39}$	$T^a (\text{°C})^{40}$
9-10-00	8:10-8:55	670	-16,9	-106	29	44	15,5
9-10-00	11:10-11:55	0	-14,5	-86	30	59	21,5
9-10-00	12:22-13:05	10	-14,4	-92	23	54	25,0
9-10-00	13:25-14:07	18	-15,9	-83	44	51	25,0
9-10-00	14:27-15:13	25	-15,7	-88	38	52	26,5
9-10-00	15:35-16:20	32	-15,5	-81	43	50	25,0
9-10-00	17:10-17:55	250	-17,7	-95	47	43	23,5
9-10-00	18:30-19:15	450	-17,2	-96	42	46	21,0
9-10-00	20:03-20:56	800	-19,1	-111	42	43	17,0
9-10-00	21:38-22:25	670	-17,3	-101	37	41	20,0
27-7-00	8:10-8:53	670	-16,9	-125	11	51	21,0
27-7-00	10:45-11:30	0	-13,7	-94	16	65	25,0
27-7-00	12:40-13:35	10	-13,3	-87	19	65	28,5
27-7-00	13:40-14:22	18	-13,2	-88	18	63	30,0
27-7-00	14:40-15:17	25	-15,8	-90	37	65	28,5
27-7-00	15:35-16:12	32	-15,9	-98	29	57	31,0
27-7-00	16:55-17:40	250	-16,8	-112	22	50	33,0
27-7-00	18:15-19:00	450	-17,4	-121	18	46	32,5
27-7-00	19:32-20:22	800	-21,6	-146	27	38	34,0
27-7-00	21:10-21:50	670	-18,8	-128	22	45	30,0
18-12-00	8:25-9:00	670		-124		54	2,0
18-12-00	11:00-11:45	0	-16,2	-104	26	53	15,0
18-12-00	12:15-13:00	10	-19,5	-93	63	51	15,4
18-12-00	13:30-14:15	18	-16,0	-91	37	51	15,2
18-12-00	14:40-15:25	25	-17,0	-85	51	48	17,4
18-12-00	15:47-16:38	32	-18,0	-97	46	54	13,8
18-12-00	17:35-18:20	250	-16,2	-95	34	65	9,2
18-12-00	18:55-19:45	450	-16,2	-96	33	59	8,0
18-12-00	20:23-21:20	800	-15,9	-101	26	71	4,0
18-12-00	21:55-22:35	670	-19,1			37	7,0

### Continuación.

<sup>38</sup> Exceso en deuterio.

<sup>39</sup> Humedad relativa del aire, en %.

<sup>40</sup> Temperatura del aire, en ° C.

DIA	HORA RECOGIDA	Altitud(m.s.m.)	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}$	$h (\%)$	$T^a (\text{°C})$
15-5-01	8:25-9:10	670	-12,6	-96	5	50	17,0
15-5-01	11:20-12:05	0	-9,8	-64	14	53	20,0
15-5-01	12:28-13:13	10	-12,2	-66	32	47	21,5
15-5-01	13:33-14:18	18	-8,9	-60	11	46	24,0
15-5-01	14:38-15:23	25	-9,1	-55	18	53	21,0
15-5-01	15:42-16:23	32	-13,7	-73	36	48	24,0
15-5-01	17:42-18:23	250	-13,7	-88	22	40	25,0
15-5-01	18:53-19:38	450	-13,2	-92	13	38	23,5
15-5-01	20:10-20:48	800	-13,0	-93	11	45	17,0
15-5-01	21:15-22:24	670	-15,7	-116	10	45	20,0
23-10-01	11:37-12:06	0	-14,6	-73	43	69	21,5
23-10-01	12:38-13:10	32	-14,4	-65	50	65	23,5
23-10-01	13:55-14:40	56	-15,0	-68	52	63	25,0
23-10-01	14:55-15:40	70	-14,5	-71	45	69	20,0
23-10-01	16:12-16:43	85	-16,7	-76	57	60	22,0
23-10-01	18:00-18:37	250	-15,4	-71	52	61	28,0
23-10-01	20:15-20:50	800	-13,2	-72	34	66	15,0
23-10-01	22:00-22:42	670	-12,1	-72	25	53	18,0

## APÉNDICE II.

**Datos del vapor de agua atmosférica recogidas en Granada.**

DIA	HORA RECOGIDA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{‰}^{41}$	$h (\%)^{42}$	$T^a (\text{°C})^{43}$
28-05-99	23:00-23:15	-16,2	-92	37	26	23
29-05-99	00:45-1:15	-16,0	-87	41	26	20
01-06-99	20:15-20:50	-14,0	-97	15	62	27
02-06-99	20:45-21:15	-13,1	-90	15	56	27
07-06-99	21:25-22:00	-14,9	-102	17	56	22
08-06-99	00:00-00:30	-13,5	-96	12	40	18
09-06-99	23:00-23:30	-13,8	-97	14	38	21
10-06-99	22:00-22:30	-12,1	-85	17	38	22
14-06-99	23:00-23:30	-14,0	-100	12	29	23
15-06-99	22:30-23:00	-15,9	-96	32	22	27
16-06-99	20:15-20:50	-15,5	-92	32	56	32
17-06-99	21:30-22:00	-16,5	-94	38	53	29
24-06-99	00:00-00:30	-12,7	-94	8	40	24
24-06-99	4:30-5:00	-11,7	-99	-5	52	22
24-06-99	7:00-7:30	-11,5	-84	9	61	20,4
25-06-99	7:00-7:35	-15,0	-85	35	35	20,5
26-06-99	4:30-5:00	-12,4	-90	9	44	22
26-06-99	7:00-7:30	-11,5	-84	8	57	19,2
29-06-99	4:00-4:30	-20,6	-115	50	22	21
29-06-99	6:30-7:00	-12,6			34	16,9
30-06-99	1:00-1:30	-19,9	-112	47	22	23
30-06-99	4:30-5:00	-16,2	-105	24	26	22
30-06-99	6:30-7:00	-19,0	-116	37	38	20,4
01-07-99	4:30-5:15	-14,1	-99	14	22	25
02-07-99	00:30-1:15	-13,9	-77	34	16	27
02-07-99	4:30-5:00	-19,8	-111	47	17	25
06-07-99	1:00-1:30	-20,5	-117	47	26	24
06-07-99	4:00-4:30	-20,4	-114	49	30	22
06-07-99	6:15-6:45	-18,3	-127	20	34	21

**Continuación.**<sup>41</sup> Exceso en deuterio.<sup>42</sup> Humedad relativa del aire, en %.<sup>43</sup> Temperatura del aire, en ° C.

DIA	HORA RECOGIDA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}$	$h \text{ (\%)}$	$T^a \text{ (}^\circ\text{C)}$
06-07-99	6:15-6:45	-18,3	-127	20	36	20,4
06-07-99	8:50-9:35	-16,5	-109	23	45	22,5
07-07-99	00:00-00:45	-15,9	-90	37	26	25
07-07-99	4:15-5:00	-14,9	-124	-5	30	24
08-07-99	1:00-1:30	-13,0	-111	-7	40	25
08-07-99	4:30-5:00	-13,0	-105	0	47	24
09-07-99	00:30-1:15	-14,8	-109	9	26	27
09-07-99	4:30-5:15	-14,4	-117	-1	29	26
09-07-99	6:30-7:00	-15,1	-86	34	43	25,2
10-07-99	00:30-1:30	-12,3	-100	-2	26	28
14-07-99	18:00-18:45	-15,9	-90	38	55	37
14-07-99	22:30-22:45	-14,5	-84	31	24	29
15-07-99	20:00-20:45	-14,6	-94	23	57	37
16-07-99	22:30-22:45	-14,4	-79	36	23	28
19-07-99	23:00-23:45	-13,0	-95	10	19	27
21-07-99	23:30-00:15	-15,5	-82	42	29	29
17-08-99	21:30-22:00	-18,6	-125	24	25	29
19-08-99	22:30-23:00	-16,1	-110	19	35	26
23-08-99	22:30-23:00	-15,1	-90	30	28	31
26-08-99	22:45-23:30	-12,8	-96	6	44	28
30-08-99	22:30-23:00	-14,3	-98	17	35	28
31-08-99	8:30-9:00	-18,1	-100	45	30	23
31-08-99	10:15-10:45	-14,6	-80	37	37	25
31-08-99	12:15-12:45	-17,9	-113	30	45	31
31-08-99	13:30-14:00	-18,7	-101	49	20	32
31-08-99	16:45-17:45	-18,1	-93	52	19	32
31-08-99	18:30-19:00	-18,6	-96	53	17	30
31-08-99	20:15-20:45	-19,1	-104	49	20	28
31-08-99	22:15-22:45	-17,5			30	26
02-09-99	22:00-22:45	-20,0	-127	33	31	28
06-09-99	22:15-22:45	-17,1	-108	29	33	25
08-09-99	22:00-22:30	-14,4	-87	29	38	26
10-09-99	22:30-23:00	-17,2				26
13-09-99	22:00-22:30	-13,7	-90	20	39	23
17-09-99	22:10-22:40	-16,5	-117	15	38	22

Continuación.

DIA	HORA RECOGIDA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \%$	$h \%$	$T^a \text{ (}^\circ\text{C)}$
20-09-99	22:00-22:30	-15,5	-94	30	38	16
22-09-99	22:15-22:45	-13,5	-88	20	44	22
24-09-99	20:15-20:45	-19,8	-123	36	23	25
25-09-99	16:45-17:15	-15,8	-96	30	71	20
27-09-99	22:00-22:30	-17,0	-104	33	35	21
29-09-99	22:00-22:30	-16,8	-97	37	31	22
01-10-99	15:30-16:00	-17,9	-105	39	52	25
01-10-99	20:00-20:30	-14,4	-83	32	32	21
04-10-99	22:00-22:30	-14,1	-84	29	37	21
06-10-99	22:00-22:30	-19,5	-125	31	40	20
07-10-99	22:00-22:30	-21,1	-124	45	35	19
08-10-99	23:00-23:30	-15,6	-99	25	40	18
11-10-99	15:00-15:30	-15,3	-95	28	68	24
11-10-99	22:00-22:30	-13,8	-88	22	52	20
15-10-99	20:15-20:40	-22,7			35	21
28-10-99	20:00-20:30	-22,1	-128	49	25	24
20-11-99	13:00-13:30	-29,5	-207	29		
22-11-99	21:00-21:30	-24,1	-140	53	57	3,0
24-11-99	21:00-21:30	-22,8	-140	42	56	7,0
29-11-99	19:15-20:00	-23,3	-136	51	46	12,0
10-12-99	19:30-20:00	-17,9	-105	38	57	7,0
15-12-99	20:15-21:00	-20,7	-126	40	63	8,0
16-12-99	19:40-20:25	-23,0	-140	44	63	7,0
03-01-00	21:00-21:45	-19,8	-102	56	52	5,0
10-01-00	21:00-21:45	-20,5	-136	28	81	4,0
11-01-00	3:00-3:45	-20,8	-119	48	60	7,0
12-01-00	21:50-22:40	-20,2	-134	27	79	5,0
22-01-00	12:30-13:15	-20,9	-120	48	54	7,0
22-01-00	19:30-20:15	-19,9	-109	51	59	8,0
26-01-00	22:30-23:15	-22,17	-98	79	65	11,0
02-02-00	23:00-23:45	-18,64	-82	67	55	11,0
08-02-00	21:15-22:00	-17,26			43	13,0
13-02-00	21:00-21:45	-21,56	-108	65	55	10,0
22-02-00	21:00-21:45	-20,88	-87	80	32	13,0
29-02-00	21:00-21:45	-20,14	-95	66	32	14,0

Continuación.

DIA	HORA RECOGIDA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}$	$h \text{ (‰)}$	$T^a \text{ (°C)}$
02-03-00	22:30-23:15	-19,67	-83	75	42	12,0
06-03-00	21:00-21:45	-17,00	-77	59	41	16,0
13-03-00	17:20-18:00	-12,50	-59	41	75	16,0
13-03-00	20:00-20:45	-15,40	-63	60	73	13,0
17-03-00	20:00-20:45	-16,00	-67	62	42	15,0
20-03-00	20:05-20:45	-17,90			45	17,0
24-03-00	19:15-20:00	-18,50	-102	46	53,7	14,0
03-04-00	12:00-12:45	-17,24	-116	22	67,0	10,0
10-04-00	19:10-20:00	-22,51	-120	60	59,0	12,0
11-04-00	11:00-12:00		-105		81,0	11,0
14-04-00	19:05-19:50	-23,73	-141	49	65,0	14,0
26-04-00	19:55-18:40	-16,25	-79	51	63,0	15,0
28-04-00	19:00-19:45	-19,85	-102	57	38,0	14,0
05-05-00	19:00-19:45	-17,79	-108	34	69,2	16,0
08-05-00	19:50-20:40	-22,05	-118	58	57,0	15,0
09-05-00	16:15-17:30	-21,21	-112	58	54,0	16,0
10-05-00	11:25-12:10	-21,00			62,0	21,0
10-05-00	18:15-19:00	-19,72	-119	39	58,0	17,0
10-05-00	21:30-22:15	-17,78	-103	39	71,0	15,5
14-05-00	13:10-13:55	-17,27			33,0	25,0
14-05-00	18:00-19:00	-15,95	-79	49	23,0	29,0
15-05-00	21:00-22:00	-13,86	-78	33	44,5	23,0
16-05-00	17:15-18:00	-18,50	-85	63	27,5	29,0
19-05-00	19:30-20:15	-18,34	-103	44	21,0	26,5
22-05-00	22:05-22:55	-14,46	-142	-26	47,5	20,5
23-05-00	14:00-14:49	-15,2	-90	31	55	21
23-05-00	17:15-18:00	-12,1	-63	34	62	19
24-05-00	10:45-11:30	-13,9	-74	37	81	14
24-05-00	15:25-16:00	-16,9	-109	26	50	22
24-05-00	18:30-19:15	-18,0	-120	24	63	19
25-05-00	10:50-11:40	-15,8	-124	2	74	18
25-05-00	13:00-13:45	-15,0	-110	10	59	22,5
25-05-00	18:55-19:43	-12,4	-66	33	58	22
29-05-00	11:45-13:35	-18,6	-100	49	40	27
29-05-00	20:05-20:50	-18,7	-106	43	31	30
30-05-00	19:00-19:50	-17,9	-101	43	32	31
30-05-00	20:40-21:25	-16,6	-109	23	35	29
30-05-00	22:30-23:15	-16,3	-95	35	39	25

Continuación.

DIA	HORA RECOGIDA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}$	$h \text{ (‰)}$	$T^a \text{ (°C)}$
31-05-00	11:00-11:50	-16,7			40	27
31-05-00	14:20-15:05	-17,9	-101	42	30	33
31-05-00	19:00-19:50	-19,2	-103	50	27	32
31-05-00	20:40-21:33	-17,8	-104	38	30	31
05-06-00	10:00-10:40	-14,4	-96	19	40	22,5
05-06-00	19:10-19:55	-19,3	-105	50	22	29
07-06-00	20:00-20:53	-17,0	-105	31	30	30
08-06-00	17:55-18:45	-20,0	-116	44	20	32
08-06-00	19:20-20:43	-21,1	-114	55	20	30
12-06-00	19:10-19:55	-18,3	-119	28	21	30
13-06-00	12:10-13:20	-17,6	-108	33	34	24,5
13-06-00	19:30-20:15	-19,0	-110	42	34	28
14-06-00	20:30-21:15	-17,0	-94	42	43	25
15-06-00	19:12-19:45	-18,8	-106	45	36	29
15-06-00	12:40-13:30	-17,5			33	27,5
16-06-00	10:32-11:17	-18,2	-113	33	36	25
16-06-00	12:45-13:30	-20,2	-114	47	27	29
16-06-00	18:35-19:20	-18,0	-104	40	29	32
19-06-00	19:30-20:20	-15,5	-83	42	35	29
20-06-00	11:45-12:30	-16,5	-91	40	37	24,5
20-06-00	20:45-21:15	-17,5	-93	47	28	28
27-06-00	10:00-10:45	-13,8	-81	29	60	23,5
04-07-00	20:00-20:45	-18,9	-114	37	22	32
10-07-00	12:00-12:45	-19,3	-100	54	28	26
12-07-00	9:15-10:00	-21,1	-128	41	36	22
18-07-00	9:45-10:30	-15,9			66	23,5
21-07-00	12:00-12:45	-17,2	-95	42	27	31
24-07-00	10:05-10:50	-16,7	-118	15	59	21
24-07-00	12:40-13:30	-17,8	-117	25	46	25
24-07-00	19:15-20:00	-19,6	-121	36	27	28
28-07-00	12:10-12:55	-19,5	-104	53	22	30
28-07-00	17:10-18:15	-19,1	-114	39	17	35
28-07-00	9:10-9:55	-17,3	-104	35	29	24
16-08-00	9:50-10:35	-16,2	-98	31	31	26
17-08-00	9:25-10:10	-17,7	-112	29	33	25
18-08-00	9:35-10:20	-18,5	-102	46	33	25
21-08-00	19:15-20:00	-20,7	-114	52	18	29
22-08-00	19:50-20:40	-18,5	-116	33	21	27

Continuación.

DIA	HORA RECOGIDA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}$	$h (\%)$	$T^a (\text{°C})$
23-08-00	17:30-18:15	-17,4	-97	42	25	25
23-08-00	19:35-20:16	-19,2	-99	55	24	25
24-08-00	9:35-11:00	-15,1	-110	11	46	25
24-08-00	19:30-20:15	-16,7	-104	29	31	27
25-08-00	19:18-20:00	-16,1	-93	36	32	29
07-09-00	9:50-10:38	-16,8	-97	37	36	23
07-09-00	20:35-21:20	-20,3	-114	48	18	28
08-09-00	9:10-10:08	-18,2	-108	38	33	22
08-09-00	13:05-13:50	-21,0	-117	51	20	31
08-09-00	17:55-18:40	-17,4	-91	48	25	32
11-09-00	10:14-10:59	-19,1	-109	44	38	
14-09-00	12:10-12:55	-19,2			25	29
15-09-00	10:40-11:28	-19,9	-107	52	30	29
16-09-00	19:00-19:45	-19,4	-108	47	17	29
18-09-00	9:55-10:40	-17,0	-103	33	62	20
19-09-00	19:53-20:40	-17,1	-101	35	68	20
21-09-00	19:12-20:00	-19,4	-106	50	22	24
26-09-00	18:10-18:50	-17,2	-97	41	50	23
06-10-00	20:00-20:45	-17,3	-107	31	38	23
16-10-00	19:05-19:48	-18,7	-120	30	75	17
23-10-00	19:10-19:55	-22,0	-132	44		13
25-10-00	18:50-19:35	-19,6	-131	26	79	14
26-10-00	12:35-13:25	-20,0	-127	34	75	14
27-10-00	12:20-13:10	-19,1	-116	37	63	15
27-10-00	19:20-20:15	-16,9	-116	20	68	16
30-10-00	19:10-19:55	-17,9	-101	43	53	14
31-10-00	13:05-13:55	-19,2				15
21-11-00	19:00-19:45	-20,3	-114	49	64	10,4
24-11-00	13:00-13:56	-16,5	-101	32	75	9,8
27-11-00	13:13-14:10	-16,4	-101	30	72	15,4
27-11-00	17:50-18:40	-14,3	-79	35	56	14,4
27-11-00	20:45-21:30	-19,3			61	13,2
24-11-00	10:25-11:15	-16,9	-89	46	78	8,6
27-11-00	9:45-10:50	-16,1	-94	35	86	12,2
29-11-00	12:27-13:00	-20,8	-139	28	79	13,0

Continuación.

DIA	HORA RECOGIDA	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d \text{ ‰}$	$h \text{ (‰)}$	$T^a \text{ (°C)}$
29-11-00	19:30-20:25	-17,2	-98	40	65	11,0
05-12-00	9:50-10:55	-18,6	-108	41	72	11,0
05-12-00	12:55-13:40	-17,6	-100	41	61	13,0
15-12-00	17:10-17:55	-18,4	-98	49	53	9,6
18-12-00	8:25-9:00		-124		66	2,0
18-12-00	21:55-22:35	-19,1	-117	36	53	7,0
19-12-00	8:30-9:10	-19,8	-113	46	63	4,0
19-12-00	21:30-22:15	-22,3	-130	48	44	7,6
29-12-00	18:49-19:50	-14,9	-85	34	68	9,6
03-01-01	19:15-20:00	-17,1	-99	38	60	10,2
09-01-01	18:45-19:35	-15,0	-80	40	58	10,6
12-01-01	18:35-19:15	-21,7	-120	53	58	10,0
17-01-01	9:50-10:35	-19,1	-113	39	96	7,5
17-01-01	12:14-13:12	-19,3	-110	44	71	7,5
17-01-01	18:15-19:00	-18,0	-93	51	58	6,8
23-01-01	10:25-10:42	-14,30	-70	44	81	9,0
16-02-01	12:00-12:45	-12,74	-60	42	67	10,0
20-02-01	19:02-19:40	-14,60	-71	46	40	15,5
01-03-01	4:30-5:35	-11,80	-57	37	74	5,5
06-03-01	18:25-19:10	-17,10	-81	56	31	23,0
14-03-01	17:30-18:25	-15,22	-67	55	27	21,1
30-04-01	9:15-10:45	-11,64	-83	10	56,5	12,0
02-05-01	18:30-19:15	-13,97	-84	27	45,0	13,0
15-05-01	21:15-22:24	-15,68	-116	10	45,0	20,00
16-05-01	22:10-22:51	-12,63	-116	-15	49,0	22,50

### APÉNDICE III.

#### Datos de la precipitación en Granada.

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	$d \text{‰}$
abril-96	-7,2	-51	7
noviembre-96	-6,5	-37	15
diciembre-96	-9,3	-68	6
enero-97	-8,5	-55	13
abril-97	-12,5	-93	7
mayo-97	-4,7	-27	10
junio-97	-3,3	-21	6
agosto-97	-5,2	-29	13
septiembre-97	-6,1	-40	8
octubre-97	-4,8	-29	10
noviembre-97	-9,7	-57	20
diciembre-97	-7,4	-51	8
enero-98	-7,3	-49	10
abril-98	-6,4	-40	12
junio-98	-5,3	-29	13
noviembre-98	-10,5	-76	8
enero-99	-10,0	-61	19
marzo-99	-7,8	-52	10
abril-99	-3,5	-17	10
mayo-99	-4,1	-28	5
septiembre-99	-2,0	-8	7
octubre-99	-8,3	-56	11
noviembre-99	-10,8	-72	15
diciembre-99	-6,2	-42	7
marzo-00	-4,2	-43	-10
abril-00	-6,3	-36	14
mayo-00	-6,9	-48	7
15/10/99	-7,9	-50	13
20/10/99	-13,6	-94	15
20/10/99	-13,6	-91	18
11/11/99	-6,1	-29	20

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	$d \text{‰}$
13/3/00	0,2	-4	-5
22/3/00	-3,3	-18	9
14/4/00	-2,9	-14	9
16/4/00	-12,3	-84	14
26/27/04/2000	-5,1	-32	9
27/4/00	-9,3	-64	10
27/28/04/2000	-5,8	-36	10
6/5/00	-12,1	-77	20
8/5/00	-8,4	-55	12
9/5/00	1,8	6	-8
20/5/00	0,0	-1	-1
20/21/5/00	1,2	5	-5
21/5/00	-4,1	-25	8
23/5/00	5,2	20	-22
25/5/00	2,0	10	-6
10/6/00	-3,5	-20	8
26/9/00	-3,5	-21	8
23/10/00	-10,1	-62	18
25/10/00	-6,3	-44	7
31/10/00	-3,6	-15	14
6/11/00	-2,4	-11	9
13/11/00	-4,5	-28	9
23/11/00	-2,1	-12	5
24/11/00	1,1	5	-4
29/11/00	-5,8	-36	10
1/12/00	-2,0	-14	2
22/12/00	-10,1	-66	14
26/12/00	-11,9	-80	16
27/12/00	-8,4	-49	18
28/12/00	-2,0	-13	3
11/12-1-01	-9,9	-67	12
16/1/01	-5,9	-37	10

## Continuación.

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$
18/19-1-01	-6,7	-38	16
26/27/28-1-01	-3,1	-15	10
28/1/01	0,7	6	1
27/28-2-01	-3,4	-37	-10
2/3/4-3-01	-6,6		
26/3/01	-6,1	-44	5
20/4/01	-2,6	-11	10
3-4/5/01	-5,4	-39	4
6/5/01	-6,2	-43	7
10/10/01	-4,0	-30	2
11/10/01	2,0	11	-5
13/10/01	-1,9	-15	1
19/20-10-01	-3,0	-17	7
3-4-11-01	-9,4	-64	11
9/11/01	-12,1	-78	19
14/11/01	-7,5	-51	9
15/11/01	-11,3	-89	1
11/12/01	-2,7	-23	-2
12/12/01	-4,9	-31	7
17-18-12-01	-8,2	-59	7
22/23-12-01	-6,0	-43	6
24/12/01	-8,4	-58	9
3/1/02	-8,0	-57	7
23/1/02	-4,5	-23	13
1/3/02	-6,0	-38	11
3/3/02	-8,3	-49	17
4/3/02	-8,3	-51	15

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$
13/3/02	-10,8	-69	18
14/3/02	-9,2	-64	10
2/4/02	-5,7	-36	10
4/4/02	-6,1	-39	10
9/4/02	-6,3	-40	10
11/4/02	-6,1	-39	10
11/12/4/02	-6,5	-42	11
6/5/02	-4,0	-24	8
7/5/02	-4,2	-25	8
8/5/02	-3,0	-18	6
5/8/02	0,1	-3	-3
15/9/02	0,2	-2	-4
16/9/02	-1,2	-4	5
16/17-9-02	-2,5	-14	7
23/9/02	-4,3	-34	0
1/2-10-02	-5,2	-38	4
9/10/02	-4,0	-24	8
16-17-10-02	-4,3	-26	8
19-20-21-10-02	-5,0	-31	9
13/14-11-02	-3,2	-18	7
15/11/02	-2,7	-15	7
16/17-11-02	-4,7	-29	9
19/11/02	-6,1	-39	10
20/21/22/23/24-11-02	-7,3	-44	14
25/26-11-02	-7,9	-49	14
27/28-11-02	-6,7	-43	11
7-8-9-10/12/02	-8,2	-50	16

## Datos de la precipitación en el Generalife (Alhambra).

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp^1$ (l/m <sup>2</sup> )
09.12.99	-3,2	-29	-3	2,1
12.12.99	1,2	-13	-23	0,3
13.12.99	-1,7	-18	-4	0,9
14.12.99	-4,3	-39	-5	11,4
15.12.99	-7,8	-62	0	3,4
17.12.99	-3,5	-44	-16	0,4
28.12.99	-1,3	-12	-2	6,6
29.12.99	-2,8	-21	1	12,4
13.01.00	-10,0	-71	9	6,6
16.01.00	-8,0	-55	9	3,3
13.03.00	-2,7	-21	0	1,0
2.04.00	-6,8	-43	12	5,6
3.04.00	-6,8	-44	10	7,3
4.04.00	-5,6	-36	9	1,2
7/9.04.00	-3,6	-23	5	13,4
10.04.00	-4,1	-27	6	1,9
14/16.04.00	-7,7	-56	5	36,4
22.04.00	-4,2	-26	7	1,8
26.04.00	-5,6	-35	10	4,3
27.04.00	-9,3	-69	6	5,8
30.04.00	-4,0	-24	8	5,2
1.05.00	-3,1	-18	7	2,9
3.05.00	-2,8	-15	7	4,4
4.05.00	-2,9	-16	7	8,9
20/21.05.00	-1,2	-5	5	22,7
23.05.00	2,6	18	-3	6,4
25.05.00	4,2	20	-14	2,9
18.09.00	-2,1	-11	6	2,7
26.09.00	-3,5	-21	8	3,0
28.09.00	-4,1	-25	8	5,7
11/12.10.00	-7,5	-49	11	30,4
15.10.00	-3,7	-32	-3	2,2
20/21/22.10.00	-10,8	-75	11	9,3
23.10.00	-10,1	-66	15	7,6
24.10.00	-0,4	-1	3	0,2
30.10.00	-0,9	-4	3	0,3

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp$ (l/m <sup>2</sup> )
31.10.00	-2,8	-9	14	1,0
2.11.00	-3,0	-26	-2	4,5
6.11.00	-1,1	-14	-5	11,1
16.11.00	-3,2	-17	9	2,3
20.11.00	2,8	24	1	0,3
24/25.11.00	0,0	-10	-10	7,7
5.12.00	-3,1	-37	-12	4,1
7.12.00	-9,0	-72	0	7,3
8.12.00	-6,2	-45	4	1,6
11.01.01	-9,4	-62	14	14,6
16.1.01	-6,6	-48	5	3,0
18.1.01	-8,2	-54	12	9,4
24.1.01	-5,5	-22	22	8,2
25.1.01	-6,4	-14	37	25,1
26.1.01	-3,1	-16	9	15,9
27/28.1.01	-4,1	-20	13	15,8
7.2.01	-10,9	-72	15	5,5
8.2.01	-5,9	-37	10	5,3
24.2.01	-5,5	-23	21	2,1
26.2.01	-6,2	-30	19	1,6
27.2.01	-7,4	-30	29	7,0
2.3.01	-9,1	-59	14	23,3
1.3.01	-5,4	-37	6	14,5
3/4.3.01	-3,5	-21	8	8,1
7.3.01	-7,0	-45	11	10,8
8.3.01	-1,5	3	15	7,0
9.3.01	0,5	14	10	0,5
26.3.01	-5,7	-38	7	8,3
20.4.01	-3,0	-12	12	20,5
30.4.01	-3,8	-18	12	1,0
3.5.01	-12,9	-86	17	7,7
19/20.5.01	-8,5	-55	12	13,1
22/23.9.01	-11,5	-77	16	31,7
27.9.01	-3,4	-20	7	0,6
28.9.01	-6,5	-42	11	15,9
29.9.01	-7,4	-48	11	0,6
06-10-01	-9,8	-65	14	4,4

Continuación.

<sup>1</sup> Cantidad de precipitación, en litros por metro cuadrado.

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp$ ( $l/m^2$ )
10-10-01	-3,9	-23	8	3,9
11/12-10-01	-3,5	-21	8	38,1
17-10-01	-1,5	-6	5	1,4
19-10-01	-4,8	-30	9	17,0
20-10-01	-2,6	-14	7	1,4
03-11-01	-7,2	-46	11	
04-11-01	-4,1	-25	8	11,1
15-11-01	-12,1	-81	16	1,8
21-11-01	-4,9	-30	9	1,0
22-11-01	-5,6	-35	10	0,6
10-12-01	-4,5	-28	9	0,4
12-12-01	-6,1	-39	10	2,6
14/15-12-01	-7,2	-47	11	28,4
22-12-01	-6,5	-42	11	7,0
31-12-01	-6,8	-44	11	3,9
21-01-02	-3,1	-18	7	4,9
23-01-02	-3,8	-23	8	4,1
05-02-02	-1,7	-6	7	1,1
17-02-02	-4,9	-28	11	1,9
04-03-02	-7,5	-42	18	3,3
05-03-02	-7,7	-45	16	1,6
13-03-02	-9,4	-56	19	11,8
14-03-02	-8,3	-58	8	6,2
16/17-3-02	-13,2	-79	26	18,2
02-04-02	-4,8	-25	13	5,2

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp$ ( $l/m^2$ )
03-04-02	-4,3	-19	16	1,1
6/7-4-02	-6,5	-35	17	23,2
08-04-02	-2,3	-4	14	3,7
09-04-02	-5,6	-29	16	8,0
12-04-02	-9,2	-55	19	2,5
13/14-4-02	-7,0	-39	17	5,1
02-05-02	-4,2	-25	8	1,4
09-05-02	-6,5	-42	11	8,7
10-05-02	-5,6	-35	10	1,8
04-06-02	-5,3	-31	11	2,0
30-06-02	-1,2	-4	5	4,2
05-08-02	-2,3	-12	6	7,6
22-08-02	-2,1	-11	6	0,8
15/16-9-02	-3,2	-18	7	7,7
23-09-02	-3,4	-20	7	5,8
01-10-02	-4,5	-28	9	11,5
02-10-02	-1,8	-9	6	0,5
21-10-02	-0,6	0	5	0,3
15/17-11-02	-5,2	-32	9	17,6
23/24-11-02	-6,7	-43	11	1,8
13-11-02	-5,3	-33	9	23,5
14-11-02	-6,1	-39	10	27,5
20-11-02	-4,1	-25	8	1,7
21-11-02	-4,7	-29	9	1,8
26-11-02	-6,4	-41	10	0,8

Datos de la precipitación en Lanjarón (Las Alpujarras).

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp^1$ (l/m <sup>2</sup> )
02-02-98	-4,5	-30	6	33,2
03-02-98	-5,5	-40	4	
07-02-98	-6,3	-38	13	9,8
09-02-98	-4,5	-28	8	1,0
28-03-98	-4,8	-31	7	16,3
10-04-98	1,2	2	-8	5,9
22-04-98	-3,5	-19	9	15,0
30-04-98	-2,8	-19	3	1,6
03-05-98	-7,5	-54	6	17,3
11-05-98	-3,2	-20	6	1,1
10-05-98	-0,6	-3	2	13,8
12-05-98	-6,2	-45	5	21,7
20-05-98	1,4	2	-9	2,9
05-06-98	-5,1	-34	6	32,7
17-09-98	-4,7	-28	9	5,9
18-09-98	-7,4	-47	12	0,9
21-09-98	-1,0	-6	2	1,7
23-09-98	4,0	17	-15	1,6
01-12-98	-9,5	-67	9	2,1
02-12-98	-4,4	-26	9	1,0
29-12-98	-5,8	-38	9	23,0
30-12-98	-0,5	-3	1	9,1
01-01-99	-7,2	-46	12	22,3
12-01-99	-2,6	-15	6	1,5
21-01-99	-3,9	-24	7	4,5
22-01-99	-14,7	-102	16	11,9
09-02-99	-6,3	-44	6	2,7
24-02-99	1,3	5	-5	4,9
25-02-99	-7,2	-46	11	2,6
27-02-99	-3,4	-19	8	13,3
11-03-99	-5,6	-39	5	5,6
13-03-99	-3,5	-20	8	3,4
16-03-99	-2,1	-13	4	1,1
23-03-99	-0,5	-4	0	13,8
25-03-99	-2,2	-9	9	7,7

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp$ (l/m <sup>2</sup> )
27-03-99	-3,6	-23	6	7,2
20-04-99	-2,5	-14	6	2,4
01-05-99	-3,7	-22	7	1,5
01-06-99	0,7	2	-4	1,4
08-06-99	-2,4	-8	10	1,4
01-09-99	-0,7	-3	2	1,7
19-09-99	-2,5	-15	5	23,6
11-10-99	-3,5	-24	4	42,3
14-10-99	-6,1	-37	11	4,2
16-10-99	2,7	6	-16	4,4
11-11-99	-4,7	-32	5	33,0
12-11-99	-2,8	-16	6	6,4
20-11-99	-4,5	-31	4	9,8
29-11-99	-1,0	-6	2	1,5
04-12-99	-3,5	-25	3	2,1
09-12-99	-0,1	-1	0	2,1
13-01-00	-6,0	-39	9	20,3
14-01-00	-4,2	-24	10	12,5
03-04-00	1,6	6	-7	11,1
04-04-00	-0,9	-4	3	1,3
20-05-00	4,2	6	-28	17,3
23-05-00	3,0	14	-10	8,4
29-09-00	-2,0	-14	2	7,0
11-10-00	-4,7	-26	11	43,0
21-10-00	-8,6	-54	14	24,7
24-10-00	-6,2	-39	11	8,7
28-10-00	-4,9	-32	7	15,8
06-11-00	-1,0	-5	3	3,7
13-11-00	-2,2	-13	4	6,4
29-11-00	-4,6	-32	4	6,6
05-12-00	-4,7	-32	5	5,0
07-12-00	-8,1	-52	12	13,3
21-12-00	-7,5	-48	12	7,3
23-12-00	-5,9	-39	8	
25-12-00	-7,5	-53	7	42,0

Continuación.

<sup>1</sup> Cantidad de precipitación, en litros por metro cuadrado.

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	Pp (l/m <sup>2</sup> )
11-01-01	-7,0	-45	11	22,1
18-01-01	-4,3	-29	5	11,3
24-01-01	0,1	1	0	1,3
25-01-01	-1,8	-10	4	2,5
17-02-01	-3,4	-22	5	
07-02-01	-2,1	-12	5	1,8
08-02-01	0,7	0	-5	1,3
15-02-01	-2,2	-13	4	1,6
16-02-01	-3,1	-21	4	5,4
24-02-01	-0,7	-4	2	1,3
26-02-01	-3,3	-18	8	2,2
28-02-01	-5,2	-32	10	10,0
01-03-01	-0,1	-3	-3	4,5
03-03-01	-3,6	-22	6	41,4
07-03-01	4,3	13	-21	2,5
26-03-01	-4,7	-31	6	4,9
30-04/1- 05-01	-5,4	-38	5	5,9+3,0
02-05-01	-5,1	-34	7	1,2
03-05-01	-9,7	-68	10	8,5
4/5-05-01	-0,4	-3	0	2,2+2,6
19-05-01	-6,9	-48	7	36,0
19-09-01	-4,3	-29	5	7,7
20-09-01	-2,6	-12	8	1,2
22-09-01	-6,4	-40	11	46,3
28-09-01	-5,4	-38	5	6,0
06-10-01	-1,4	-8	3	1,5
09-10-01	-1,3	-7	4	1,3
05-11-01	-4,0	-24	9	5,5
09-11-01	-11,2	-70	19	21,6
21-11-01		-36		5,3
10-12-01	-6,4	-32	19	1,3

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	Pp (l/m <sup>2</sup> )
12-12-01	-3,8	-22	9	1,4
23-01-02	-2,1	-11	6	2,3
05-02-02	-2,4	-13	7	2,1
02-03-02	-6,4	-34	17	46,5
04-03-02	-9,4	-53	22	13,4
07-03-02	-6,2	-33	17	2,2
14-03-02	-7,0	-40	17	16,4
16-03-02	-9,4	-64	11	11,3
01-04-02	-9,2	-61	12	13,4
02-04-02	-5,5	-35	9	1,0
03-04-02	-4,1	-11	22	4,1
06-04-02	-6,3	-41	9	15,3
08-04-02	-0,7	8	14	1,9
13-04-02	-5,6	-30	15	5,6
02-05-02	-3,6	-23	6	3,3
05-05-02	-4,5	-30	6	4,3
06-05-02	-4,9	-29	10	13,9
07-05-02	-3,9	-25	6	2,2
09-05-02	-3,4	-20	7	2,8
30-06-02	-1,3	-6	4	5,6
07-09-02	-6,6	-46	7	4,0
30-09-02	-2,6	-15	6	15,0
01-10-02	-4,2	-29	5	5,6
15-10-02	-3,5	-21	7	4,8
19-11-02	-7,6	-52	9	15,3
13-11-02	-7,7	-51	11	39,3
14-11-02	-7,9	-53	10	
22/23-11- 02	-8,5	-57	11	54,4
24-11-02	-6,8	-46	8	14,2
09-12-02	-5,1	-33	8	3,1
10-12-02	-6,1	-40	9	5,1

### Datos de la precipitación en Arquillas (Las Alpujarras).

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp^1$ (l/m <sup>2</sup> )
enero-98	-8,6	-60	9	47,2
febrero-98	-9,3	-48	26	133,5
marzo-98	-9,0	-56	16	24,5
abril-98	-5,7	-34	12	18,7
mayo-98	-7,8	-53	9	78,8
junio-98	-7,4	-50	10	37,6
septiembre-98	-7,4	-61	-2	32,3
diciembre-98	-8,7	-60	10	67
enero-99	-12,5	-90	10	27,8
febrero-99	-10,3	-72	10	48,0
marzo-99	-6,1	-35	13	81,0
abril-99	-6,5	-47	5	10,2
mayo-99	-3,0	-13	11	
junio-99	0,5	4	0	4,1
septiembre-99	-2,1	-9	7	24,4
diciembre-99	-5,6	-35	10	49,4
enero-00	-6,3	-40	10	59,0

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$Pp$ (l/m <sup>2</sup> )
marzo-00	-4,9	-41	-1	12,0
abril-00	-5,0	-29	11	131
mayo-00	-5,4	-35	8	127,4
septiembre-00	-7,3	-48	11	25,9
octubre-00	-9,7	-68	9	103,6
diciembre-00	-8,1	-56	9	
enero-01	-7,2	-61	-4	
marzo-01	-7,8	-53	9	61,5
mayo-01	-8,4	-57	10	61,3
agosto-01	0,1	2	2	5,0
septiembre-01	-5,4	-34	9	63,6
noviembre-01	-10,2	-66	15	39,0
diciembre-01	-10,8	-68	19	56
enero-02		-53		12,8
marzo-02	-8,2	-44	21	122,8
mayo-02	-6,3	-60	-10	35,6
septiembre-02	-8,8	-69	1	

<sup>1</sup> Cantidad de precipitación, en litros por metro cuadrado.

### Datos de la precipitación en Posturas (Las Alpujarras).

DIA	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	$PP^{47} \text{ ( l/m}^2\text{ )}$
enero-98	-8,3	-47	19	34,3
febrero-98	-8,0	-57	7	126,5
marzo-98	-6,8	-40	14	19,4
abril-98	-5,0	-24	16	23,4
mayo-98	-7,0	-45	11	61,4
junio-98	-7,3	-53	6	29,2
septiembre-98	-0,4	1	4	24,5
diciembre-98	-8,7	-75	-5	48,7
enero-99	-10,7	-76	10	36,4
febrero-99	-8,8	-60	10	21,0
marzo-99	-4,2	-25	8	53,0
abril-99	-4,3	-26	9	5,5
mayo-99	2,2	12	-6	
junio-99	1,6	6	-7	3,4
septiembre-99	-0,6	6	10	24,3
octubre-99	-3,6	-19	10	175,6
diciembre-99	-3,3	-17	9	30,8
enero-00	-6,0	-38	10	45,0
marzo-00	-3,2	-18	8	14,0
abril-00	-3,9	-23	8	109,7
mayo-00	-3,9	-21	10	120,0
septiembre-00	-5,0	-30	10	16,9
octubre-00	-7,3	-49	9	83,5
diciembre-00	-7,8	-46	16	
enero-01	-5,8	-36	10	
marzo-01	-6,3	-40	10	51,9
mayo-01	-9,3	-64	10	50,9
agosto-01	4,0	13	-19	1,4
septiembre-01	-7,5	-50	10	58,7
octubre-01	-13,1	-93	12	105,3
noviembre-01	-9,4	-63	12	30,1
diciembre-01	-8,0	-55	9	40,1
enero-02	-7,4	-45	14	7,9
marzo-02	-7,3	-43	16	118,4
abril-02	-6,9	-40	15	80,5
mayo-02	-9,3	-64	11	28,1
septiembre-02	-9,0	-65	7	
noviembre-02	-8,1	-60	5	

<sup>47</sup> Cantidad de precipitación, en litros por metro cuadrado.

**Datos isotópicos de la precipitación en forma de nieve en Sierra Nevada (ladera del Veleta, vertiente Noroeste).<sup>48</sup>**

Fecha Nevada <sup>49</sup>	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	$d$ ‰ <sup>50</sup>	Altitud (m s.n.m.)
09/11/2001	-16,4	-112	19	2631
09/11/2001	-17,5	-119	21	2614
09/11/2001	-16,6	-113	20	2584
09/11/2001	-13,7	-91	18	2563
09/11/2001	-15,5	-102	21	2543
09/11/2001	-17,6	-121	20	2522
09/11/2001	-17,4	-120	19	2470
09/11/2001	-17,3	-120	18	2393
09/11/2001	-16,9	-113	23	2337
09/11/2001	-16,5	-117	15	2300
09/11/2001	-16,9	-123	12	2262
09/11/2001	-15,9	-109	18	2220
09/11/2001	-15,2	-104	17	2210
09/11/2001	-15,7	-102	24	2172
09/11/2001	-17,9	-127	16	2130
09/11/2001	-17,5	-125	15	2080
09/11/2001	-16,1	-116	13	1982
09/11/2001	-16,6	-115	18	1936
09/11/2001	-14,8	-104	15	1880
09/11/2001	-16,1	-109	20	1850
09/11/2001	-15,6	-106	19	1781
09/11/2001	-15,7	-108	18	1720
09/11/2001	-15,8	-110	16	1670
09/11/2001	-14,6	-105	11	1630
09/11/2001	-14,9	-101	18	1600
09/11/2001	-12,7	-88	13	1530
09/11/2001	-10,2	-63	19	1464
09/11/2001	-14,0	-102	10	1390
09/11/2001	-13,5	-91	17	1320
09/11/2001	-13,5	-92	16	1250
09/11/2001	-11,7	-83	11	1175
1-16-4-02	-13,8	-100	10	2770

<sup>48</sup> Datos isotópicos frente al patrón V-SMOW.

<sup>49</sup> Días en los cuales se produjo la nieve que se ha recogido.

<sup>50</sup> Exceso en deuterio.

## Continuación.

Fecha Nevada	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	Altitud (m s.n.m.)
1-16-4-02	-14,0	-103	9	2700
1-16-4-02	-13,8	-100	10	2630
1-16-4-02	-14,1	-104	9	2619
1-16-4-02	-13,7	-98	12	2607
1-16-4-02	-13,8	-101	9	2587
1-16-4-02	-13,6	-100	9	2574
1-16-4-02	-13,5	-100	8	2553
1-16-4-02	-14,1	-101	12	2547
1-16-4-02	-14,3	-103	11	2536
1-16-4-02	-13,6	-96	13	2507
1-16-4-02	-13,7	-99	11	2472
1-16-4-02	-13,4	-97	10	2432
1-16-4-02	-13,6	-98	11	2381
1-16-4-02	-12,9	-91	12	2311
1-16-4-02	-13,5	-99	9	2257
1-16-4-02	-12,9	-91	12	2196
1-16-4-02	-13,1	-97	8	2100
1-16-4-02	-12,9	-95	8	2030
26-27-12-02	-17,9	-126	17	3020
26-27-12-02	-17,8	-125	17	2963
26-27-12-02	-17,9	-124	19	2900
26-27-12-02	-17,5	-124	16	2855
26-27-12-02	-17,9	-127	16	2800
26-27-12-02	-17,9	-125	18	2730
26-27-12-02	-17,5	-121	19	2650
26-27-12-02	-17,6	-122	19	2598
26-27-12-02	-17,2	-124	14	2512
26-27-12-02	-17,0	-118	18	2453
26-27-12-02	-17,4	-125	14	2398
26-27-12-02	-16,8	-118	16	2323
26-27-12-02	-16,8	-120	14	2279
26-27-12-02	-16,5	-118	14	2211
26-27-12-02	-16,4	-117	14	2164
26-27-12-02	-16,7	-117	17	2100
26-27-12-02	-16,4	-114	17	2045
26-27-12-02	-16,4	-113	18	1989
26-27-12-02	-16,3	-115	15	1922
10/01/2003	-19,1	-132	21	2755
10/01/2003	-18,9	-130	21	2700
10/01/2003	-19,0	-131	21	2660

## Continuación.

Fecha Nevada	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	$d \text{ ‰}$	Altitud (m s.n.m.)
10/01/2003	-18,4	-127	20	2600
10/01/2003	-18,5	-124	24	2560
10/01/2003	-18,5	-124	24	2503
10/01/2003	-18,3	-126	20	2430
10/01/2003	-18,3	-125	21	2360
10/01/2003	-18,1	-123	22	2301
10/01/2003	-17,9	-122	21	2233
10/01/2003	-18,5	-124	24	2163
10/01/2003	-18,3	-124	22	2101
10/01/2003	-18,8	-130	20	2021
10/01/2003	-17,9	-123	20	1966
10/01/2003	-17,6	-121	20	1900
10/01/2003	-17,9	-122	21	1822
10/01/2003	-17,5	-119	21	1733
10/01/2003	-17,1	-115	22	1688
10/01/2003	-16,9	-116	19	1602
10/01/2003	-17,2	-117	21	1553
10/01/2003	-17,1	-114	23	1432
10/01/2003	-17,1	-116	21	1355
10/01/2003	-16,6	-112	21	1289
10/01/2003	-16,6	-112	21	1202
10/01/2003	-16,3	-111	19	1144
10/01/2003	-16,4	-110	21	1098
10/01/2003	-16,3	-111	19	1033
10/01/2003	-15,9	-107	20	977
10/01/2003	-15,7	-105	21	900
10/01/2003	-15,3	-104	18	833
10/01/2003	-15,1	-101	20	779
10/01/2003	-14,9	-100	19	722
10/01/2003	-14,5	-99	17	692
10/01/2003	-14,3	-99	15	670