



# ÍNDICE OPERATIVO PARA LA PREDICCIÓN DE NEVADAS

Nota Técnica 003  
SENAMHI- DGM-2015

---

Luis Alfaro Lozano  
Joao Henry Huamán Chinchay

---



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente

Servicio Nacional de  
Meteorología e Hidrología  
del Perú - SENAMHI

# Índice operativo para la predicción de nevadas

## RESUMEN

En el Perú, una de las zonas más vulnerables a sufrir daños por causa de eventos meteorológicos extremos es la región alto andina. En ella se registran múltiples casos de nevadas que tiene como principal consecuencia el deterioro de hectáreas de cosechas, muerte de camélidos así como la obstrucción de carreteras y vías de comunicación, la cual genera pérdidas económicas en los sectores agrícola, ganadero, turístico, entre otros.

Si bien el servicio meteorológico del Perú (SENAMHI) viene emitiendo pronósticos y Avisos meteorológicos para prever este tipo de eventos, la estimación de la cota de nieve aún es una tarea pendiente de mejorar.

Mediante esta Nota Técnica se pone a disposición de los pronosticadores un índice para la estimación de la ocurrencia de eventos de nevadas y hacer más objetiva la delimitación de su extensión superficial con fines de difusión de los Avisos Meteorológicos. El índice propuesto se calcula a partir de las salidas del modelo global GFS de 0.25 ° de resolución espacial y de la ecuación de humedad relativa crítica propuesta por Matsuo y Sasyo (1980b)

## 1. INTRODUCCIÓN

Como es conocido, una primera aproximación para la estimación de la cota de nieve o altitud hasta la cual pueden ocurrir precipitaciones en forma de nieve, es estimarla mediante la ubicación de la isoterma de (0°C), sin embargo la realidad nos muestra que se puede observar precipitación en forma de nieve en un entorno donde las temperaturas de aire son superiores a 0°C.

En la Figura 1 tomada de Matsuo y Sasyo (1980a) puede observarse cómo en ambientes subsaturados (HR<100) pueden encontrarse casos de precipitaciones en forma de nieve a temperaturas mayores a 0°C (círculo rojo).

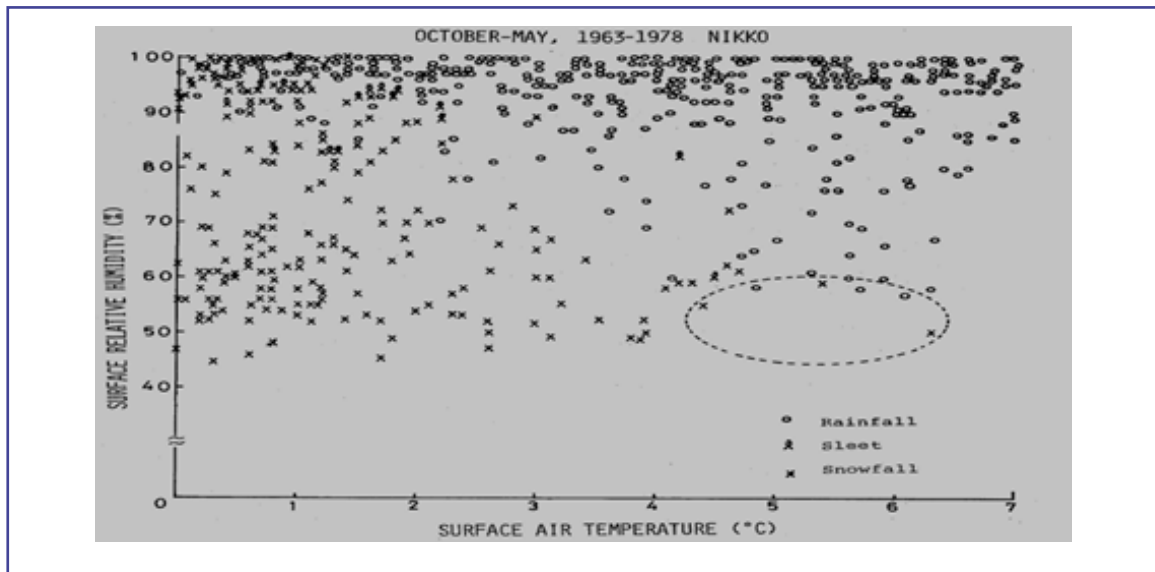
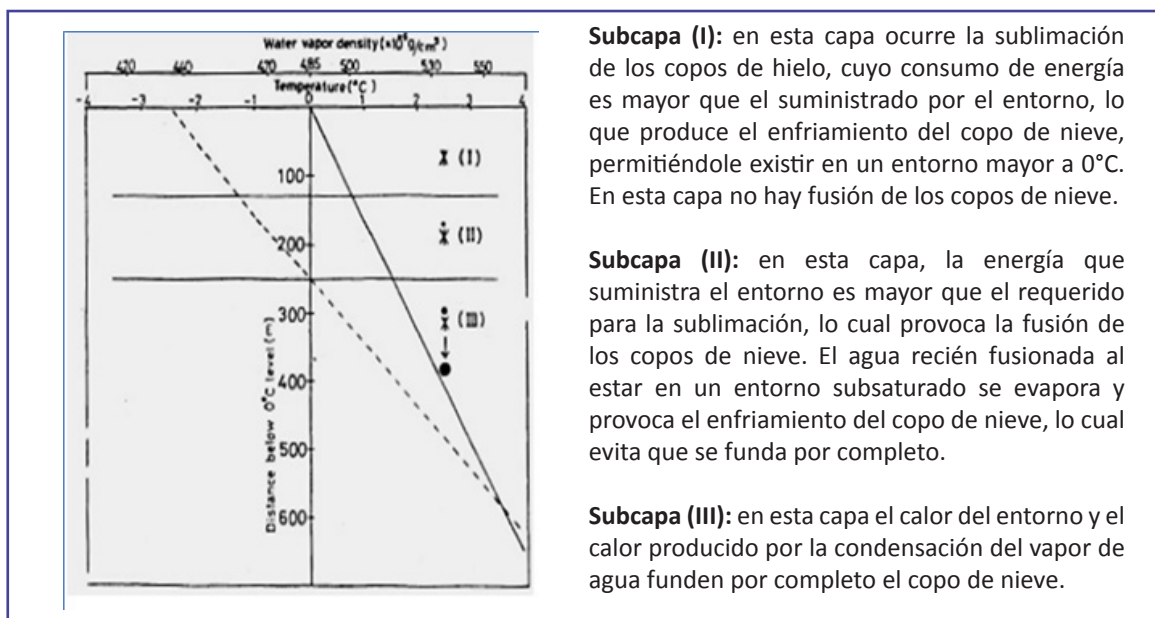


Figura 1: Precipitación en forma de nieve en ambientes subsaturados

Pero... ¿Cómo es posible esto? bueno la respuesta nos la dan Matsuo y Sasyo (1980a) quienes indican que esto es posible debido a procesos de enfriamiento que sufre el copo de nieve durante su caída.

Matsuo y Sasyo (1980a) indican que debajo del nivel de congelamiento en un entorno subsaturado, el copo de nieve pasa por tres subcapas en las cuales ocurren diferentes procesos que van a determinar el estado físico que tendrá dicha precipitación.



**Subcapa (I):** en esta capa ocurre la sublimación de los copos de hielo, cuyo consumo de energía es mayor que el suministrado por el entorno, lo que produce el enfriamiento del copo de nieve, permitiéndole existir en un entorno mayor a 0°C. En esta capa no hay fusión de los copos de nieve.

**Subcapa (II):** en esta capa, la energía que suministra el entorno es mayor que el requerido para la sublimación, lo cual provoca la fusión de los copos de nieve. El agua recién fusionada al estar en un entorno subsaturado se evapora y provoca el enfriamiento del copo de nieve, lo cual evita que se funda por completo.

**Subcapa (III):** en esta capa el calor del entorno y el calor producido por la condensación del vapor de agua funden por completo el copo de nieve.

Figura 2: Esquemático de los efectos de la temperatura del aire y vapor de agua densidad del aire en la fusión de los copos de nieve por debajo del nivel de congelación. Imagen tomada de Matsuo y Sasyo (1980a)

El proceso de enfriamiento debido a la sublimación ocurrida en la subcapa (I) explica por qué el copo de nieve, a pesar de encontrarse en un entorno mayor a 0°C, permanece sin fundirse, lo cual seguirá sucediendo mientras el calor consumido por la sublimación sea mayor o igual al calor entregado por el entorno.

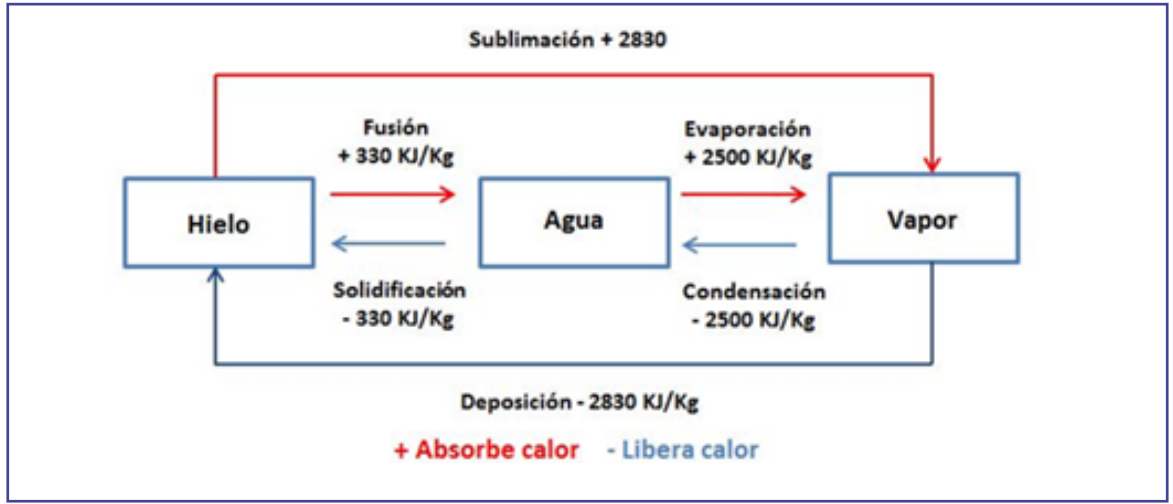


Figura 3: Sublimación/Evaporación vs Fusión

## II. DETERMINACIÓN DE LA COTA DE NIEVE

Es a través de la explicación realizada de los procesos ocurridos en las subcapas, inferimos que el límite (o cota) hasta donde el copo de nieve permanece sin fundirse se encuentra entre el límite de la subcapa (I) y la subcapa (II), lugar donde la energía suministrada por el entorno se equilibra con la energía consumida por la sublimación.

Si definimos el flujo de energía suministrado por el entorno al copo de nieve mediante la Ley de Fourier tendremos:

$$F = \frac{k}{c} A \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

Donde:

$\partial T/\partial x$  es la variación de temperatura (°K) entre el entorno y el copo de nieve

A el área expuesta

K es el coeficiente de difusión de calor del aire en m<sup>2</sup>/s

c es capacidad calorífica del aire en J/Kg)

Y definimos el flujo de calor entre el copo de nieve y el entorno debido a la diferencia de la densidad de presión de vapor de agua mediante la Ley de Fick tendremos:

$$F = \varepsilon\varphi \quad (2)$$

Donde:

$$\varphi = \delta A \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

$\varepsilon$  es el calor de sublimación/evaporación del hielo (J / kg)

$A$  es el área expuesta

$\delta$  es el coeficiente de difusión de agua (m<sup>2</sup> /s)

$\rho$  es la densidad de vapor de agua (kg / m<sup>3</sup>).

Al igualar (1) y (2) tenemos:

$$\frac{k}{c} A \frac{\partial T}{\partial x} = \varepsilon \delta A \frac{\partial \rho}{\partial x}$$

Observamos que podemos cancelar las áreas, lo cual indica que la geometría del copo de nieve no tiene importancia para el intercambio de energía, por lo que al final tenemos:

$$\frac{k}{c} \frac{\partial T}{\partial x} = \varepsilon \delta \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (3)$$

Es a partir de la ecuación (3) y teniendo presente la siguiente ecuación,

$$HR = \frac{\rho}{\rho_s(T)}$$

Dónde:

$\rho_s(T)$  es la densidad del vapor de saturación a la temperatura T

que Matsuo y Sasyo (1981b) proponen la ecuación de la humedad relativa crítica (hrc):

$$Hrc = 92.5 - 7.5T \quad (4)$$

Dónde:

T es la temperatura del entorno

La ecuación (4) permite calcular la cantidad máxima de humedad relativa que el aire debe tener para que el copo de nieve no se funda a pesar de encontrarse en un entorno mayor a 0°C. Es a partir de esta ecuación que se demuestra que el inicio de la fusión de los copos de nieve depende de la temperatura y la humedad relativa del aire tal como se evidencia en el siguiente gráfico.

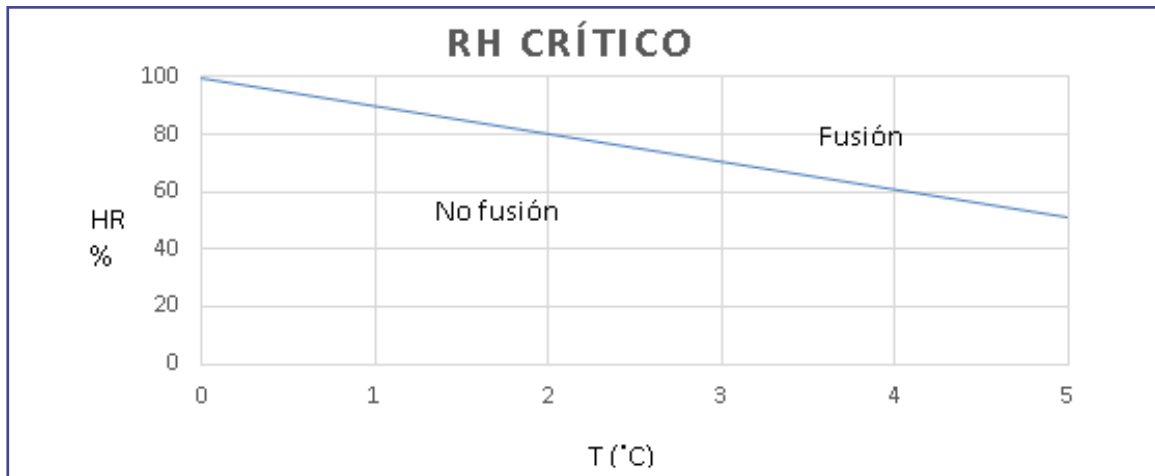


Figura 4: Humedad relativa crítica (separa la fusión de la no fusión). Adaptado de Matsuo y Sasyo (1980a).

En palabras de Matsuo y Sasyo, a una humedad relativa del 100%, la fusión comienza justo por debajo del nivel de congelación y el diámetro del copo de nieve disminuye rápidamente pasando a gotas de lluvia. Con humedad relativa de 80% y 90%, el diámetro del copo de nieve disminuye gradualmente por sublimación hasta que comienza la fusión. Cuando la fusión comienza el diámetro del copo de nieve disminuye rápidamente y éste se funde hasta convertirse en gota de lluvia.

Otro aspecto importante de este estudio es que los copos de nieve más grandes y más densos caen una distancia mayor antes de convertirse en gotas de lluvia.

En resumen Matsuo y Sasyo (1980a) demuestran que el inicio de la fusión de los copos de nieve depende de la temperatura del aire ambiente y la humedad relativa (Figura 2)

Con este criterio Yasutomi et al (2011) utilizaron datos de temperaturas de reanálisis para determinar si la precipitación estimada sobre la región de los Himalayas fue lluvia o nieve. Una interesante aplicación del trabajo de Yasutomi es la determinación de la proporción en la que se presenta lluvia y nieve así como su impacto en las inundaciones.

### III. ESTIMACIÓN DE LA INTENSIDAD DE LAS NEVADAS

En un reciente estudio elaborado por la Appalachian State University - USA en colaboración con el SENAMHI- Perú (Eric J. Burton et al <sup>1</sup> 2015) analiza los datos de radar MRR <sup>2</sup> y concluye que:

- Los eventos nocturnos de precipitación son generalmente por nubes estratiformes y tienen mayor duración.
- Tienen bien definidas las capas de fusión entre 4.000 y 5.000 metros. La altura de los ecos son a menudo más bajos que lo que ocurre durante el día.
- Los eventos de corta duración son más intensos y tienen un mayor desarrollo vertical (7000 msnm) y con frecuencia son de naturaleza convectiva.
- Los eventos más largos suelen tener características estratiformes y se desarrollan a alturas inferiores a los 6000 msnm.
- La precipitación generalmente ocurre por la noche.

De este estudio se extrae un gráfico (Figura5) que muestra un evento de precipitación ocurrido el ocho de octubre de 2014.

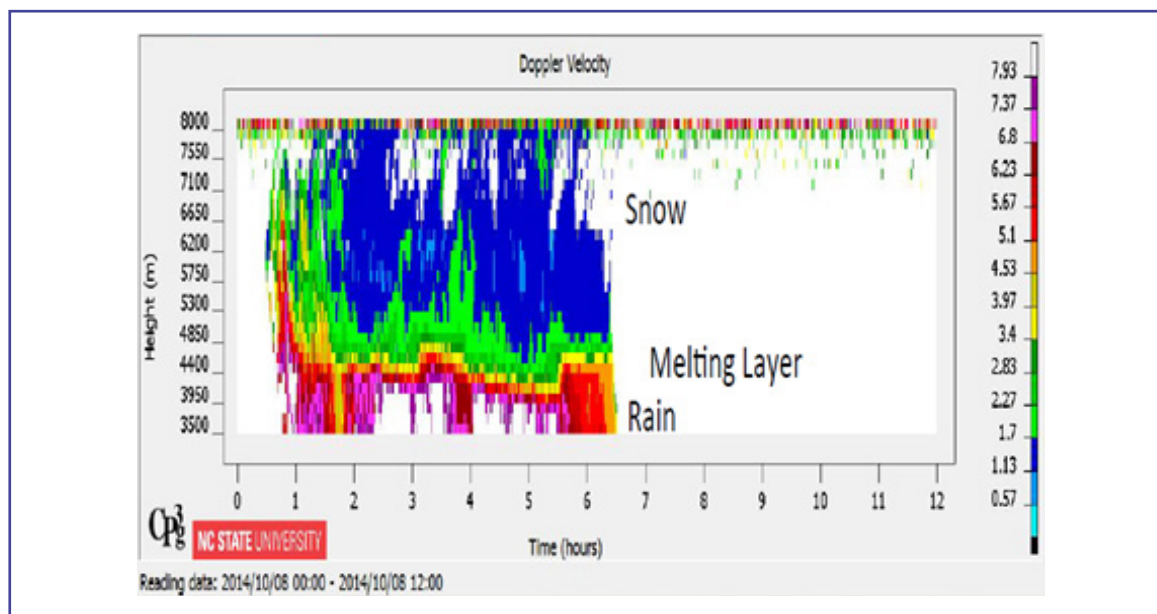


Figura 5: Datos del MMR (Velocidad Doppler Vs Altitud)

<sup>1</sup> "Vertical Structure, Melting Layer Heights, and Antecedent Upstream Air Trajectories Associated with Precipitation Events in the Central Andes of Peru" Eric J. Burton L. Baker Perry, Marti Bonshoms, Guido Mamani, Nelson Quispe.

<sup>2</sup> MMR - Micro Rain Radar, instalado en Cusco a 3350msnm. Las mediciones se realizaron entre agosto de 2014 y febrero de 2015.

El propósito de este trabajo es determinar eventos de nevadas extremas, es decir, las que están asociadas al ingreso de una vaguada en niveles medios de la atmósfera y no a las de naturaleza convectiva. Para ello se identificó la advección de aire frío provocada por la vaguada elaborando una climatología trimestral de la temperatura del aire en 550 hPa (figuras 6a y 6b) donde se observa que en verano la temperatura de la región centro y sur del Perú está próxima a 0°C mientras que en invierno llega hasta -2°C.

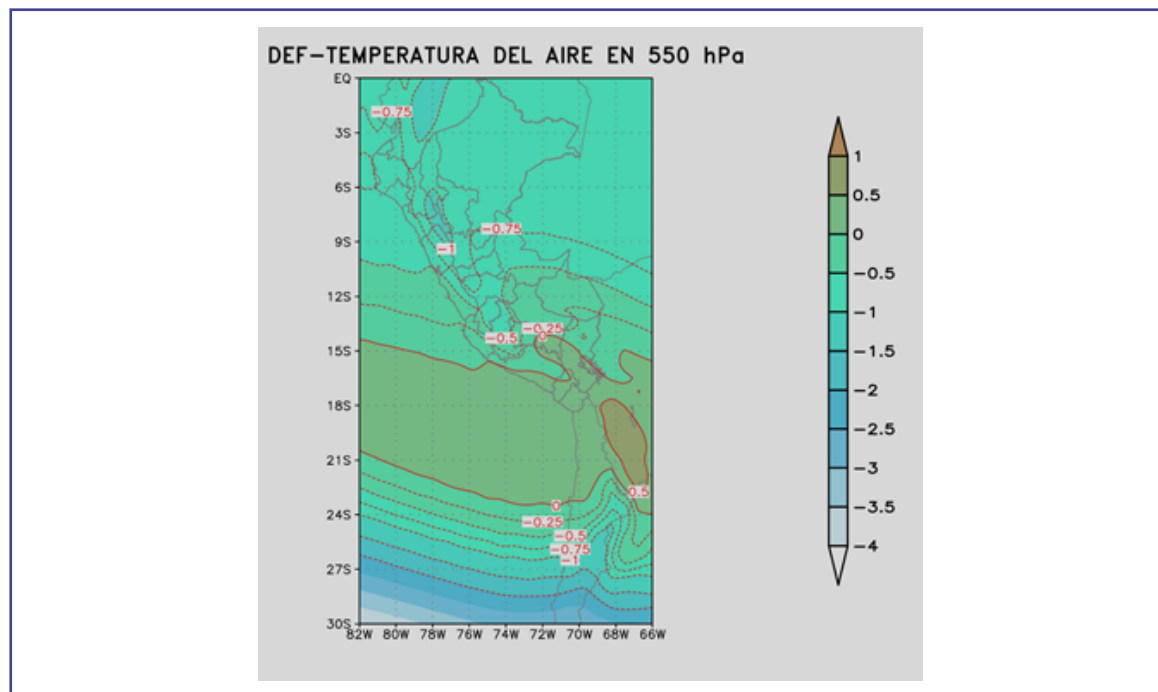


Fig 6a : Promedio de temperatura del aire en 550 hPa con los meses de Diciembre, Enero y Febrero durante el periodo 1981-2010, obtenido del reanálisis del modelo Era Interim de 0.75° de resolución espacial.

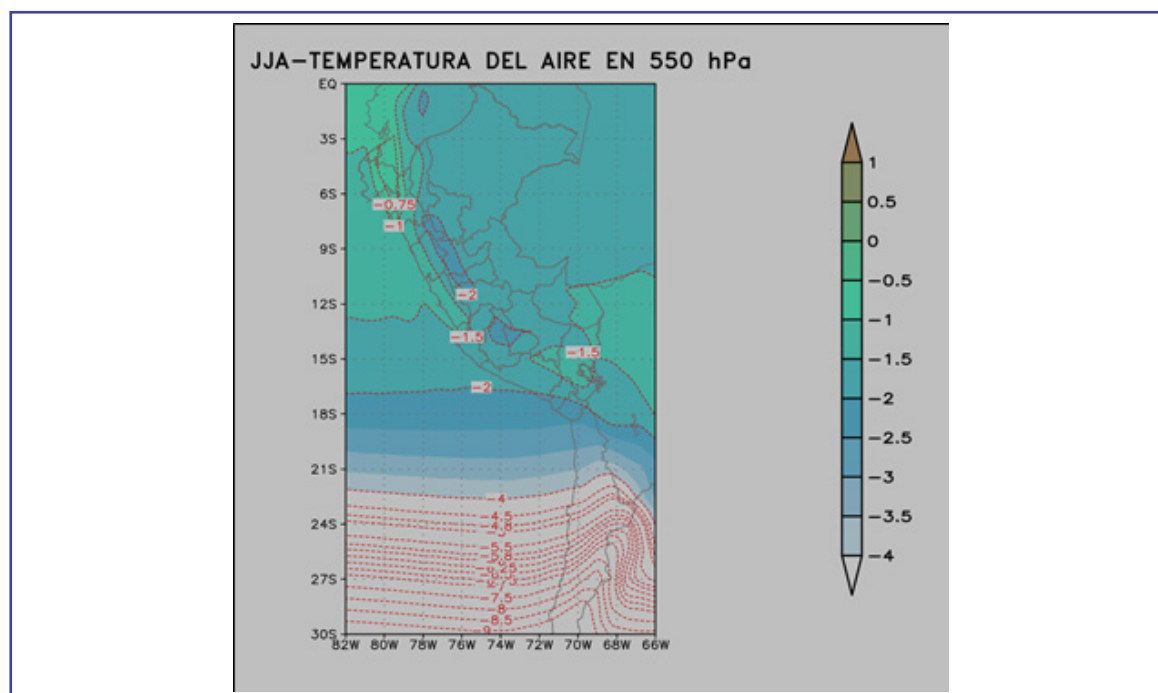


Fig. 6b: Promedio de temperatura del aire en 550 hPa con los meses de junio, julio y agosto durante el periodo 1981-2010, obtenido del reanálisis del modelo Era Interim de 0.75° de resolución espacial.



Puede apreciarse en la Figura 6b que climatológicamente la temperatura del aire en el nivel de 550 hPa es del orden de los  $-4^{\circ}\text{C}$  entre 25 y 28 Latitud Sur, por lo cual consideramos que en este nivel, un buen indicador del ingreso de masas de aire frío en el sur y centro del Perú debido a una vaguada, es la detección de temperaturas menores  $-4^{\circ}\text{C}$ .

En este punto cabe mencionar los hallazgos de Garreaud y Seluchi (2001), que en su investigación evalúan el desempeño del modelo regional Eta/CPTEC para pronosticar la precipitación estival sobre el Altiplano, con énfasis en su carácter convectivo y episódico. Hallando que la mejor metodología de pronóstico se logra en forma indirecta, a través de la relación de mezcla en el nivel de 550 hPa promediada sobre el Altiplano. Este resultado estadístico se basa en la fuerte relación simultánea entre la convección y el contenido de vapor de agua, y en el buen grado de acierto del pronóstico de esta última variable.

Es conocido que la llegada de la parte delantera de la vaguada fría provoca ascenso de masas de aire que genera un enfriamiento adicional a las masas de aire húmedo que llegan desde la Amazonía, por lo cual postulamos que esta capa puede ser considerada como muy “sensible” tanto a los procesos de advección fría del oeste y de ingreso de aire húmedo del este, por lo que se puede utilizar para “detectar” las zonas potencialmente afectadas.

## IV. ÍNDICE DE NEVADAS

Para la construcción del índice vamos a considerar dos procesos:

- 1 **Condiciones dinámicas y termodinámicas en niveles medios. Este componente del índice “detecta” o pronostica la nevada y su posible intensidad**
  - 1.1 HUMEDAD RELATIVA EN NIVELES MEDIOS  
Se promedia la humedad relativa entre los niveles de 550 hpa y 500 hpa, y se seleccionan los valores mayores o iguales a 80%
  - 1.2 TEMPERATURA DEL AIRE  
En el nivel de 550 hpa por las razones expuestas se utilizó el umbral de temperaturas menores a  $-4^{\circ}\text{C}$
  
- 2 **Cota de nieve, es decir la altitud mínima en la cual la precipitación se mantiene en forma de nieve**
  - 2.1 HUMEDAD RELATIVA  
Se calculó la humedad relativa crítica según Matsuo y Sasyo (1980b) en base a la temperatura pronosticada a 2 metros de superficie, para luego restarle la humedad relativa pronosticada a 2m, seleccionando los valores negativos. El criterio de línea de no fusión se cumple cuando  $\text{HR} < \text{HR crítico}$ .

## 2.2 TEMPERATURA DEL AIRE

La temperatura pronosticada del aire a 2 m no debe superar los 5°C según el criterio de Paul Mallison<sup>3</sup>

# V. RESULTADOS

En la figura 7 (a, b, c y d) se muestran las salidas del índice de nevadas y las variables utilizadas para su realización. El modelo utilizado fue el pronóstico del GFS de 0.25° de resolución espacial.

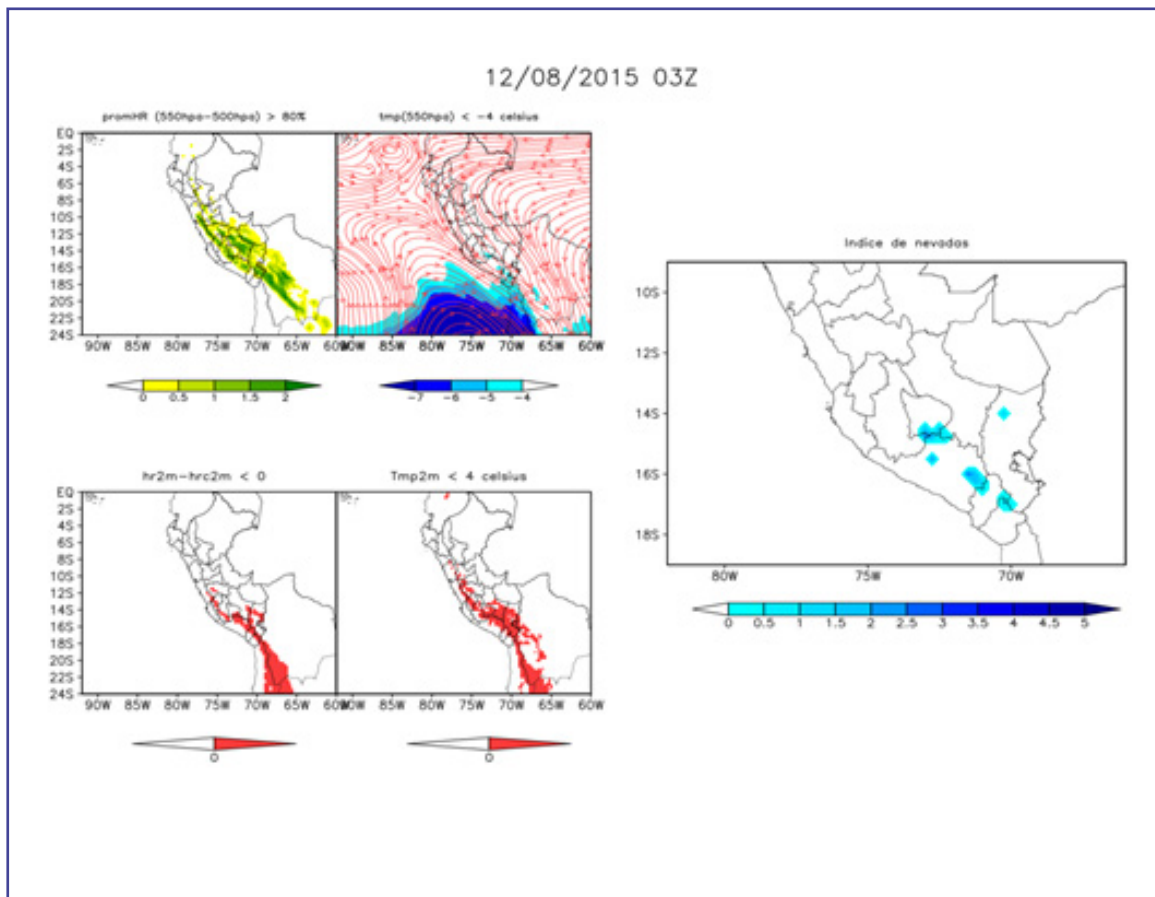


Fig 7 (a): Pronóstico de Nevadas según el Índice

<sup>3</sup> [http://www.metsoc.org.nz/files/monday\\_0920\\_mallinson\\_0.pdf](http://www.metsoc.org.nz/files/monday_0920_mallinson_0.pdf)

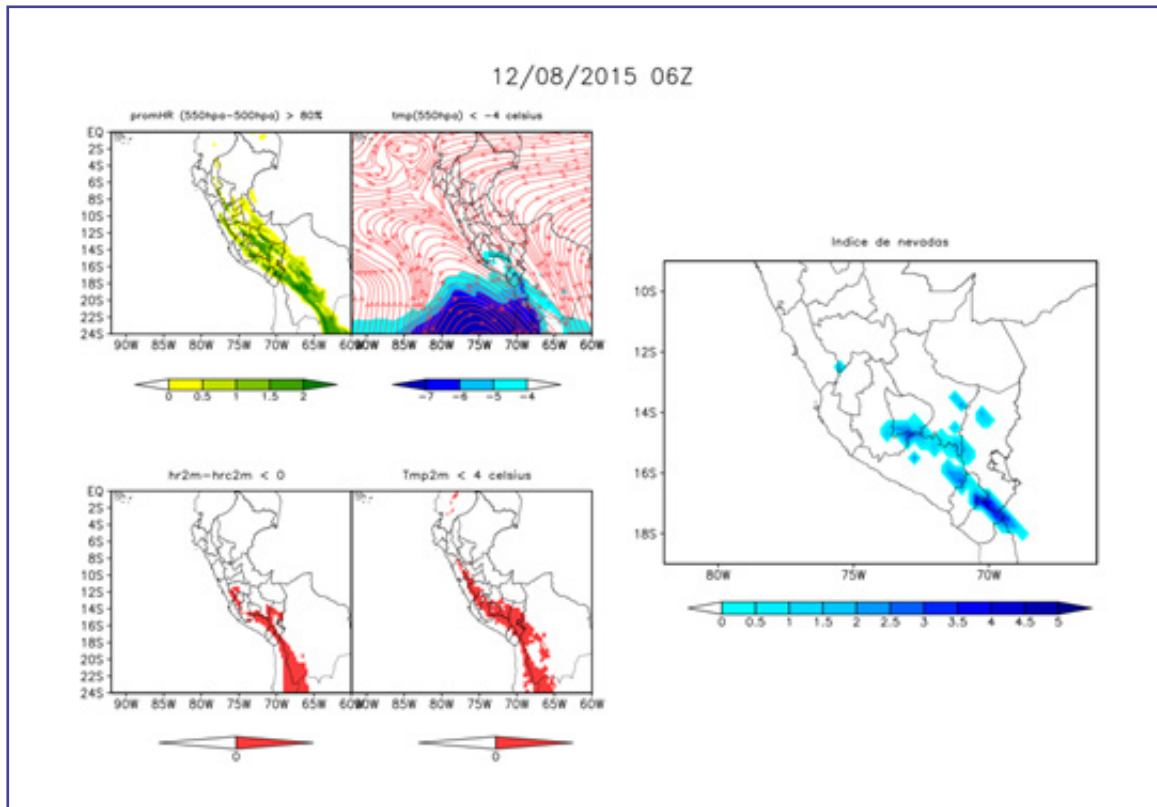


Fig 7 (b): Pronóstico de Nevadas según el Índice

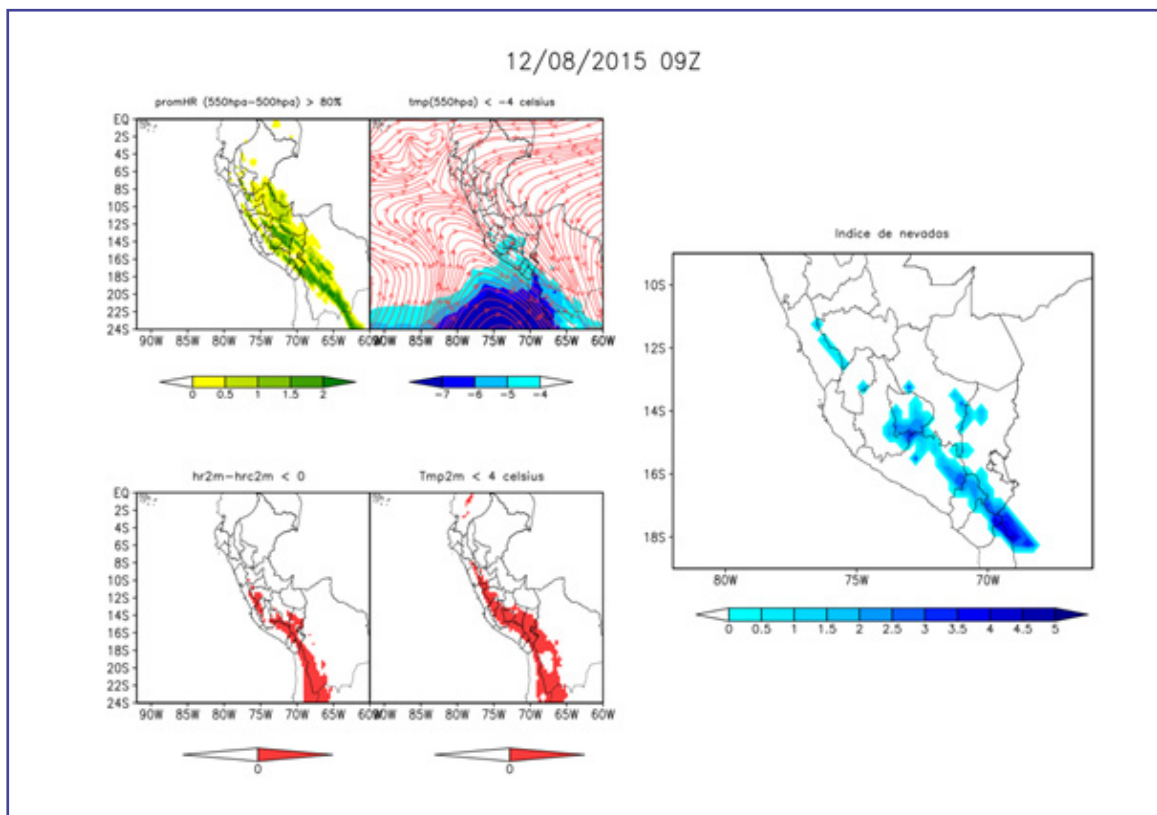


Fig 7 (c): Pronóstico de Nevadas según el Índice

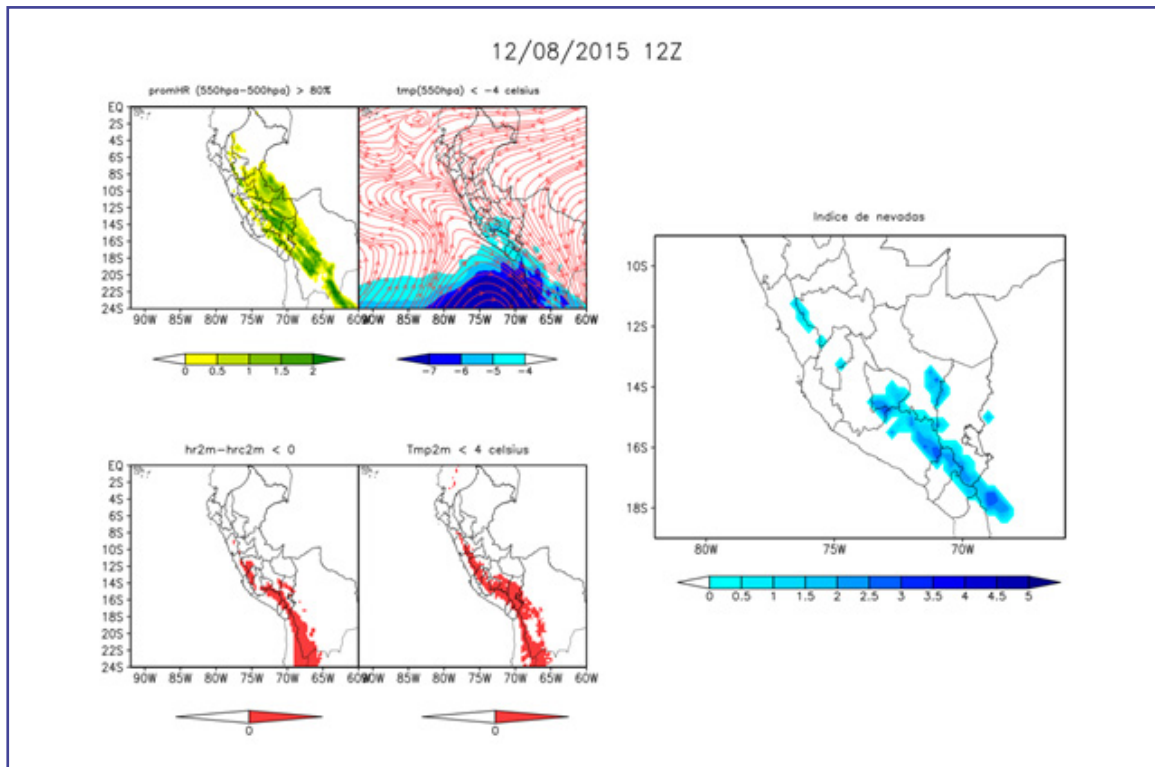


Fig 7 (d): Pronóstico de Nevadas según el Índice

Al contrastar las salidas del índice de nevadas con una imagen Landsat del día 12 de agosto de 2015 (Figura 8), se observa que existe una buena correspondencia entre lo pronosticado y lo observado. Este mismo ejercicio se realizó para varios casos incluyendo aquellos donde no ocurrieron nevadas (a pesar de la configuración sinóptica) y el resultado del índice siempre estuvo acorde a lo sucedido, lo cual muestra bastante sensibilidad del índice (en la medida que las salidas del pronóstico sean buenas).

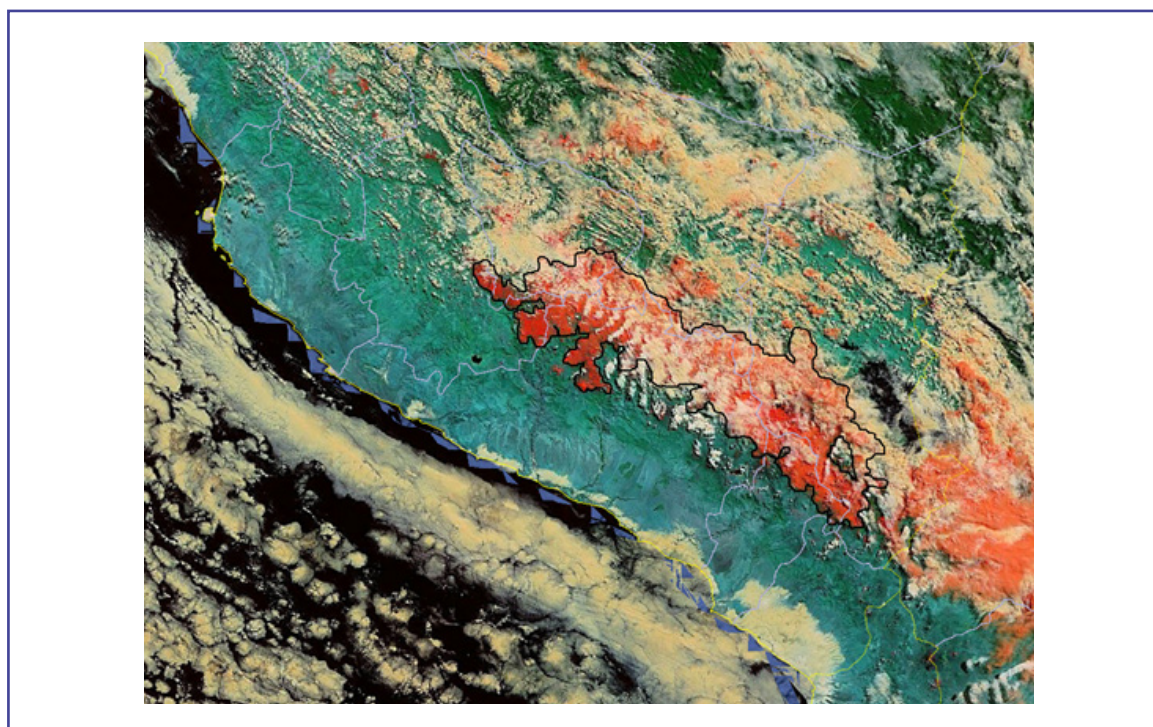


Figura 8: Imagen Landsat del 12 de agosto de 2015

Un punto a resaltar es el umbral de humedad utilizado en capas medias, aquí hemos utilizado la experiencia del servicio meteorológico para pronóstico subjetivo: Cuando la humedad relativa es mayor a 70-80% generalmente se genera precipitación, si hay un mecanismo que provoque el ascenso y por supuesto el enfriamiento <sup>4</sup>.

## VI. CONCLUSIONES

1. Las capas entre 550 y 500 hPa correspondientes a la atmósfera media permiten una adecuada detección de los factores desencadenantes de la precipitación en forma de nieve incluyendo su potencial intensidad.
2. La delimitación del área potencialmente impactada por las nevadas es más objetiva que lo que actualmente es usado, para este efecto se estima la cota considerando la humedad relativa crítica.
3. Para una mejor determinación del índice en lo que se refiere a la HR crítica se deben realizar mediciones de campo.
4. Lo mismo debe realizarse en cuanto a la intensidad/acumulación de la nevada en términos de altura de nieve.
5. Este índice no ha sido diseñado para pronóstico de nevadas relacionadas con procesos convectivos de gran intensidad, sino para procesos más lentos típicos de invierno.

## VII. RECOMENDACIONES

Se debe realizar trabajo de campo para afinar el índice tanto en lo que se refiere a la intensidad de las nevadas como en lo referido a la estimación de la cota de nieve.

## VIII. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos los valiosos aportes del Ing. Nelson Quispe Gutiérrez en la elaboración de la presente Nota Técnica, al apoyo del Lic. Martí Bonshoms Calvelo y de los bachilleres en meteorología Kelita Quispe Vega y Christian Barreto Schuler.

---

<sup>4</sup> Application of the Ingredients Method: Ingredient Maps. <http://speedy.meteor.wisc.edu/~swetzel/winter/ibm.html>

## IX. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Burton E., Perry Baker, Bonshoms Marti, Mamani Guido, Quispe Nelson 2015, "Vertical Structure, Melting Layer Heights, and Antecedent Upstream Air Trajectories Associated with Precipitation Events in the Central Andes of Peru", Poster

Garraud René D. y Seluchi Marcelo. : 2001, "Pronóstico de la convección en el Altiplano Sud Americano empleo el modelo regional Eta/CPTEC

Matsuo, T., Sasyo, Y.: 1980a, 'Melting of Snowflakes below Freezing Level in the Atmosphere', Journal of the Meteorological Society of Japan. Vol. 59, No.1, Pages 10-24.

Matsuo, T., Sasyo, Y.: 1980b, 'Non-Melting Phenomena of Snowflakes Observed in Sub-saturated Air below Freezing Level', Journal of the Meteorological Society of Japan. Vol. 59, No.1, Pages 26-32.

Yasutomi, N., Hamada, A., & Yatagai, A. (2011). Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation. Global Environ. Res, 15(2), 165-172.

**Central telefónica:** (511) 614-1414  
**Atención al usuario:** (511) 470-2867  
**Climatología:** (511) 614-1414 anexo 461  
**Pronóstico:** (511) 614-1407

**Consultas y sugerencias:**

Luis Alfaro Lozano: [luis.alfaro@senamhi.gob.pe](mailto:luis.alfaro@senamhi.gob.pe)  
Joao Henry Huamán Chinchay: [jhuaman@senamhi.gob.pe](mailto:jhuaman@senamhi.gob.pe) / [joaohenry23@gmail.com](mailto:joaohenry23@gmail.com)  
Dirección General de Meteorología: [dgm@senamhi.gob.pe](mailto:dgm@senamhi.gob.pe)



**Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú - SENAMHI**