

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“PATRONES DE CIRCULACIÓN ASOCIADOS A DESCENSOS
BRUSCOS DE TEMPERATURA MÍNIMA DEL AIRE
EN LA SIERRA SUR Y CENTRO DEL PERÚ”**

Presentada por:

MARTÍN DANIEL CAILLAHUA ARGÜELLES

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima – Perú

2021

**La UNALM es la titular de los derechos patrimoniales de la presente investigación
(Art. 24. Reglamento de Propiedad Intelectual)**

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“PATRONES DE CIRCULACIÓN ASOCIADOS A DESCENSOS
BRUSCOS DE TEMPERATURA MÍNIMA DEL AIRE
EN LA SIERRA SUR Y CENTRO DEL PERÚ”**

Presentada por:

MARTÍN DANIEL CAILLAHUA ARGÜELLES

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Dr. Ernesto Ever Menacho Casimiro
PRESIDENTE

Mestre Jerónimo García Villanueva
MIEMBRO

Mg. Sc. Juan Carlos Chang Chang Fun
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Calle Montes
ASESORA

Mg. Sc. Nelson Quispe Gutiérrez
CO ASESOR

DEDICATORIA

A mis padres Máximo y Rosa, quienes me inculcaron valores para ser una buena persona en el mundo e impulsaron y apoyaron a lo largo de mi formación universitaria para ser un excelente profesional.

A mi abuelita Victoria, quien me ha acompañado y apoyado a lo largo de la vida.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Agraria La Molina, donde me formé profesionalmente y me permitió conocer excelentes profesores que me guiaron a lo largo de la carrera de meteorología.

Un agradecimiento especial a la Mg Sc Victoria Calle Montes y al Mg Sc Nelson Quispe Gutiérrez, quienes me asesoraron y guiaron con paciencia a lo largo de la presente investigación.

Un agradecimiento a la Ing. Mitza Puza Rivas y al bachiller Kevin Vega Zapana, por su apoyo incondicional a lo largo de esta investigación.

Por último, agradecer al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología - SENAMHI, donde realicé mis prácticas pre-profesionales y empecé a realizar la presente investigación, y al Programa Nacional PAIS del Ministerio de Desarrollo e Inclusión Social -MIDIS, que brindó los datos de los datos de termohigrómetros de los Tambos.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	vii
ABSTRACT	viii
I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	3
2.1 LA CORDILLERA DE LOS ANDES EN EL PERÚ	3
2.2 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS EN LOS ANDES	3
2.3 HELADAS	4
2.3.1 Helada meteorológica y agrometeorológica	4
2.3.2 Clasificación de heladas	4
2.3.3 Factores meteorológicos y físicos que favorecen la formación e intensidad de heladas (Según FAO, 2010)	5
2.4 SISTEMAS SINÓPTICOS Y CIRCULACIÓN DE VIENTOS	6
2.4.1 Alta de Bolivia y Vaguada del Noreste de Brasil	6
2.4.2 Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS)	7
2.4.3 Corriente en chorro	8
2.4.5 Flujos Zonales en Sudamérica	8
2.5 MASAS DE AIRE SECO	9
2.6 ECUACIONES CUASIGEOSTRÓFICAS OMEGA Y DE TENDENCIA GEOPOTENCIAL	12
2.7 VARIABLES Y PARÁMETROS METEOROLÓGICOS	13
III. MATERIALES Y MÉTODOS	18
3.1 MATERIALES	18
3.1.1 Área de estudio	18
3.1.2 Información observada	18
3.1.3 Base de datos	22

3.2 MÉTODOLÓGIA	24
3.2.1 Determinación de eventos de Descensos Bruscos de Temperatura Mínima (DBTM) en la Sierra Centro y Sur del Perú.	24
3.2.2 Determinación de los mecanismos físicos-atmosféricos de los descensos bruscos de las temperaturas mínimas.	25
3.2.3 Análisis del comportamiento espacial de la temperatura mínima para un evento específico de DBTM	27
3.2.4 Establecimiento de modelos conceptuales atmosféricos que favorecen los DBTM	28
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	30
4.1 Determinación de eventos de Descensos bruscos de temperatura mínima (DBTM).	30
4.2 Determinación de los mecanismos físico - atmosféricos de cada patrón de circulación que favorece los DBTM	32
4.2.1 PATRÓN 1	35
4.2.2 PATRÓN 2.....	42
4.2.3. PATRÓN 3.....	48
4.2.4 PATRÓN 4.....	53
4.2.5 Ecuaciones cuasigeostroficas Omega y de Tendencia geopotencial.	58
4.3 Análisis del comportamiento espacial de la temperatura mínima para un evento específico de DBTM.	62
4.4 Establecimiento de modelos conceptuales atmosféricos que favorecen los DBTM.	66
4.4.1 MODELO CONCEPTUAL 1	67
4.4.2 MODELO CONCEPTUAL 2	68
V. CONCLUSIONES	70
VI. RECOMENDACIONES	72
VII. BIBLIOGRAFÍA.....	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Ubicación de estaciones meteorológicas del SENAMHI utilizadas	21
Tabla 2: Ubicación de los termohigrómetros de los Tambos	23
Tabla 3: Temperatura mínima de estaciones convencionales (2011)	24
Tabla 4: Temperatura mínima de estaciones convencionales (2015)	25
Tabla 5: Temperatura mínima de estaciones convencionales (2009)	31
Tabla 6: Fechas por año de los eventos de DBTM.....	31
Tabla 7: Fechas (días D) de los eventos de DBTM	34
Tabla 8: Características del Modelo conceptual 1: vertiente occidental.....	66
Tabla 9: Características del Modelo conceptual 2: vertiente oriental.....	66

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema de los principales rasgos de circulación atmosférica sobre Sudamérica	7
Figura 2: Ubicación de estaciones meteorológicas del SENAMHI (puntos azules) y termohigrómetros de los Tambos (puntos rojos).	19
Figura 3: Mapa de Sudamérica.	20
Figura 5: Patrón 1 -Dirección y velocidad de viento (m/s) en 200hPa.	36
Figure 6: Patrón 1 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.	37
Figura 7: Patrón 1 - Líneas de corriente y divergencia ($10^{-6} \cdot 1/s$) en 200hPa.	37
Figura 8: Patrón 1 - Humedad relativa promedio en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa (cada 50m.g.p) y dirección de viento en 500hPa.	39
Figura 9. Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.	39
Figura 10: Patrón 1 - Advección de temperatura ($^{\circ}C/día$) en la capa 700 – 500 hPa, y dirección de viento.	40
Figura 11: Patrón 1 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.	40
Figura 12: A. Vectores y velocidad de viento (m/s) en 200hPa, B. Advección de temperatura ($^{\circ}C/día$) en la capa 700-500hPa, C. Divergencia y Convergencia ($s^{-1} \cdot 10^{-6}$) en 200hPa, y D. HRP 63 (%). Fecha: 17-07-2012 00Z.	41
Figura 13: A. Vectores y velocidad de viento (m/s) en 200hPa, B. Advección de temperatura ($^{\circ}C/día$) en la capa 700-500hPa, C. Divergencia y Convergencia ($s^{-1} \cdot 10^{-6}$) en 200hPa, y D. HRP 63 (%). Fecha: 19-07-2012 00Z.	42
Figura 14: Patrón 2 - Dirección y velocidad de vientos (m/s) en 200hPa.	43
Figura 15: Patrón 2 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.	43
Figure 16: Patrón 2 - Líneas de corriente y divergencia ($10^{-6} \cdot 1/s$) en 200hPa.	44

Figura 17: Patrón 2 - Humedad relativa promedio (%) en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa (intervalos de 50 m.g.p) y dirección de viento en 500hPa.	45
Figura 18: Patrón 2 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.	46
Figura 19: Patrón2 - Advección de temperatura ($^{\circ}C/día$) en la capa 700 – 500hPa, y dirección de viento.	46
Figura 20: Patrón 2 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.	47
Figura 21: Patrón 3 - Dirección y velocidad de vientos (m/s) en 200 hPa.	48
Figura 22: Patrón 3 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.	49
Figura 24: Patrón 3 - Humedad relativa promedio (%) en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa y dirección de viento en 500hPa.	50
Figura 25: Patrón 3 - Advección de temperatura ($^{\circ}C/día$) en la capa 700 – 500hPa, y dirección de viento.	51
Figura 26: Patrón 3 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.	51
Figura 27: Patrón 3 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.	52
Figura 28: Patrón 4 - Dirección y velocidad de vientos (m/s) en 200hPa.	53
Figura 29: Patrón 4 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.	54
Figura 30: Patrón 4- Líneas de corriente y divergencia ($10^{-6} \cdot 1/s$) en 200hPa.	54
Figura 31: Patrón 4 - Humedad relativa promedio (%) en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa y dirección de viento en 500hPa.	55
Figura 32: Patrón 4 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.	56
Figura 33: Patrón 4 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.	56
Figura N°34: Advección de vorticidad absoluta ($10^{-9} \cdot 1/s$) en 200hPa.	59
Figura N°35: Advección de vorticidad absoluta ($10^{-9} \cdot 1/s$) en 500hPa.	60
Figura N°36: Advección horizontal de temperatura ($^{\circ}C$) en la capa de 400 a 200hPa.	60

Figura N°37: Advección horizontal de temperatura (°C) en la capa de 600 a 500hPa.	62
Figura N° 38: Distribución espacial de temperatura mínima estimada	64
Figura 39: Imagen de Satélite Canal 9 GOES 16 25/03/18 1200Z.....	65
Figura 40: Imagen de Satélite Canal 9 GOES 16 29/03/18 1200Z.....	65
Figura 41: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 1 en niveles altos de la tropósfera.	67
Figura 42: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 1 en niveles medios de la tropósfera.	67
Figura 43: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 2 en niveles altos de la tropósfera.	68
Figura 44: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 2 en niveles medios de la tropósfera.	68

RESUMEN

En la presente investigación se clasificó eventos de *descensos bruscos de temperaturas mínimas* (DBTM) en la sierra sur y centro del Perú por patrones de circulación utilizando datos de *reanalysis* del ERA5 ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$), con el fin de proponer al menos un modelo conceptual atmosférico que ayude a la identificación de dichos eventos. Para realizar la clasificación por patrones de circulación, se asociaron circulaciones sinópticas y parámetros meteorológicos a los eventos de DBTM identificados entre el 2009 y 2018, y una vez dada la clasificación, cada patrón fue explicado por las ecuaciones cuasi-geostróficas (EQ) de tendencia geopotencial y omega. Los resultados muestran que se tiene una región convergente en niveles altos de la tropósfera sobre el Pacífico, frente del norte y centro de Chile, provocando subsidencia sobre esa zona y, en consecuencia, una tropósfera con menor contenido de humedad. Vientos del sur en niveles medios advectan esta región de aire seco (capa entre 600 y 300hPa con humedad relativa menor al 20%) desde el Pacífico hacia el sur y centro del Perú. Las zonas convergentes en niveles altos están asociadas a *jet streams* acoplados por su lado convergente, así como a su posición y configuración en particular, mientras que los vientos del sur están asociados principalmente a un sistema dorsal –vaguada. En la investigación, también se encontró un mecanismo similar, con la diferencia que la región de aire seco provenía de continente (Bolivia), y afectaba con DBTM principalmente la sierra sur oriental del Perú. Finalmente, se muestran mapas de isotermas para un evento de DBTM (25 de marzo de 2018 al 8 de abril de 2018), elaborados a partir de datos de temperatura mínima de estaciones meteorológicas y termohigrómetros de Tambos, en los cuales se identifica que las zonas con temperaturas mínimas más bajas se sitúan sobre las zonas altas de las regiones de Tacna, Puno, Moquegua, Arequipa y Cusco.

Palabras clave: Patrones de circulación, regiones de aire seco, temperatura mínima, heladas, Los Andes, sierra del Perú.

ABSTRACT

In this research, minimum temperature abrupt drops (MTAD) events in central and southern Perú Andes were classified by circulation patterns using ERA 5 Reanalysis ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) with the aim of proposing at least one atmospheric conceptual model to identify these events. To make this classification, synoptic circulations and weather parameters were associated to MTAD events identified between 2009 and 2018, and then were explained by quasi-geostrophic omega equation and quasi-geostrophic height-tendency equation. Results show the presence of a convergence (negative divergence) zone in high-level troposphere above the Pacific, in front of northern and central Chile, producing subsidence on that area and, therefore, a lower humidity content in troposphere. Southern winds in mid-level troposphere advect this dry air region (mean relative humidity between 600-300hPa layer lesser than 20%) from the Pacific towards southern and central Perú. Convergence zones are related to coupled jet streams on its convergent side, their location and configuration, whereas southern winds are mainly related to a ridge – trough system. In this research, it was also found a similar mechanism, but in this case the dry air region came from continent (Bolivia) and it mainly affected with MTAD over south eastern Perú Andes. Finally, isotherms maps are shown for a specific event (25th March 2018 to 8th April 2018). These maps were elaborated from minimum temperature data of weather stations and thermohygrometers (Tambos), and it can be identified that lowest values are located in high altitudes of the regions Tacna, Puno, Moquegua, Arequipa and Cusco.

Keywords: Circulation patterns, dry air regions, minimum temperature, frosts, The Andes, Perú highlands.

I. INTRODUCCIÓN

La Cordillera de Los Andes es una cadena montañosa que se encuentra sobre el lado occidental de Sudamérica, atravesando los países de Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Chile y Argentina, con picos superando los 6000 m s.n.m. en varias zonas. Garreaud (2009), menciona que esta cordillera actúa como una barrera climática, pues interrumpe la circulación atmosférica y que entre los 5°S y 30°S sitúa condiciones frías y áridas a lo largo de la costa del Pacífico, incluso sobre sus pendientes occidentales; mientras que sobre la pendiente oriental se presentan condiciones cálidas, húmedas y lluviosas.

Algunos sistemas sinópticos que gobiernan en Sudamérica como: la Zona de Convergencia Intertropical, Alta de Bolivia, vaguadas tropicales, subtropicales y extratropicales, depresiones aisladas en niveles altos (DANA), vórtices ciclónicos de altos niveles (VCAN), corrientes en chorro, etc (Satyamurty et al., 1998), junto a su dinámica atmosférica, posición y configuración, pueden apoyar a la ocurrencia de lluvias a lo largos de la sierra del Perú durante la primavera y verano, o a la ocurrencia de heladas meteorológicas, principalmente sobre la sierra sur y centro del Perú, durante el otoño e invierno. Además, los eventos de lluvias en la sierra están asociados a un mayor ingreso de vientos del este (aire húmedo), mientras que las heladas meteorológicas a un mayor ingreso de vientos del oeste (aire con poco contenido de humedad).

Las heladas meteorológicas en la sierra sur y centro del Perú suelen alcanzar valores menores a los -10°C, llegando incluso por debajo de los -20°C en algunos sectores ubicados por encima de los 3800 m s.n.m en las regiones de Puno, Tacna y Arequipa. Estas bajas temperaturas no sólo afectan a la salud del ser humano, sino a actividades agrícolas y ganaderas, las cuales son sustento económico para la población que vive en estas zonas altoandinas. Debido a que en la sierra centro y sur es bastante común tener temperaturas mínimas del aire menores a los 0°C durante el otoño e invierno, en la presente investigación se hará uso del término *descensos bruscos de las temperaturas mínimas* (DBTM) para identificar eventos en los que las temperaturas mínimas disminuyen a un valor por debajo

de su media para el mes en consideración. En varias ocasiones, este descenso suele ser abrupto.

Gran parte de los eventos de DBTM en la sierra del Perú ocurren por pérdida radiativa, en condiciones de un bajo grado de saturación de la tropósfera media y alta (menor al 20%). El principal causante parece ser el ingreso de grandes regiones de aire con muy bajo contenido de humedad sobre el sur y centro del Perú, proveniente del Pacífico. Yoneyama y Parsons (1999) señalan que las intrusiones de masa de aire seco en regiones tropicales pueden estar asociadas a procesos en latitudes medias. Para el caso particular del Perú, no existen investigaciones que expliquen la causa de esta intrusión de aire seco sobre la sierra del Perú, ni el mayor secamiento que se produce en la tropósfera media sobre el Pacífico oriental. Por este motivo, se ve necesario entender los fenómenos físicos – atmosféricos que provocan los DBTM, además de mejorar los pronósticos e identificar las zonas en donde se presentan las temperaturas mínimas más bajas en la sierra del Perú. Para esto, se determinaron eventos de DBTM entre los años 2009 y 2018 en la sierra sur y centro del Perú, utilizando datos de temperatura mínima de estaciones convencionales, y se encontraron patrones de circulación que fueron asociados a estos DBTM. Además, se añadió datos de temperaturas mínimas de termohigrómetros para un evento de DBTM, y se realizaron mapas de contornos de temperatura mínima sobre la sierra sur y central del Perú.

El objetivo general de la presente investigación es: Proponer modelos conceptuales atmosféricos para la identificación de descensos bruscos de temperatura mínima en la Sierra Sur y Centro del Perú. Los objetivos específicos son (1) Determinar eventos de descensos bruscos de temperatura mínima (DBTM) entre los años 2009 y 2018, (2) Determinar los mecanismos físicos – atmosféricos de cada patrón de circulación que favorece los DBTM, (3) Analizar el comportamiento espacial de la temperatura mínima para un evento específico de DBTM, y (4) Establecer modelos conceptuales atmosféricos que favorecen los DBTM.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 LA CORDILLERA DE LOS ANDES EN EL PERÚ

La Cordillera de Los Andes es la más importante del hemisferio sur, la cual recorre de manera continua cerca de la costa oeste de Sudamérica desde Colombia (~10°N) hasta el lado sur del continente (~53°S), dice Garreaud (2009). Además, menciona que sus características particulares “interfieren en la circulación atmosférica, conllevando a tener una variedad de fenómenos de mesoescala y escala sinóptica, así como condiciones climáticas bien contrastadas a lo largos de los flancos orientales y occidentales adyacentes a las superficies bajas. Entre los 5°S y 30°S (latitudes tropicales y subtropicales) prevalecen condiciones relativamente áridas y frías a lo largo de la costa del Pacífico que se extiende sobre el flanco occidental de los Andes, mientras que sobre el flanco oriental prevalecen condiciones húmedas y de lluvia”.

De Olarte (2011) menciona que en los Andes centrales del Perú se cuenta con tres cadenas de montañas las cuales se unen al sur en el nudo de Vilcanota, y al norte en el nudo de Pasco. De este modo, los Andes del norte del Perú se encuentran al norte del nudo de Pasco, mientras que los Andes del sur forman dos ramales ubicados al sur del nudo de Vilcanota: un ramal occidental atravesando los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna; y un ramal oriental que también parte del nudo de Vilcanota que avanza hasta Bolivia.

2.2 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS EN LOS ANDES

Garreaud y Aceituno (2007) mencionan que “hay dos regiones secas sobre Sudamérica tropical y subtropical”. La primera región, que es la de interés para este estudio, “abarca el lado occidental del continente, un espacio de 100 a 300 km de continente entre el litoral y la cordillera de los Andes desde los 30°S hasta casi los 5°S. La costa desierta del norte de Chile y la costa sur de Perú son explicada primordialmente por la fuerte subsidencia a gran escala sobre el sureste del pacífico subtropical, pero su aridez extrema parece relacionarse a factores regionales. A estas latitudes, los Andes centrales (incluyendo el Altiplano

sudamericano) se convierten en un borde climático entre condiciones de extrema aridez al oeste y de humedad al este”.

La atmósfera, al estar en constante movimiento, traslada vientos del este u oeste sobre los Andes. Garreaud (2000) menciona que, acorde a autores (Lenters y Cook 1999, Vuille 1998, Fuenzalida y Rutllant 1987), sobre los Andes centrales, el ingreso de flujos de vientos en niveles medios y altos de la tropósfera desde el este generaron episodios lluviosos (asociados a un desplazamiento al sur de la Alta de Bolivia), mientras que un ingreso desde el oeste generaba episodios secos. Además, Garreaud (1999) añade que estos episodios son modulados por la fuerza de los flujos cuesta arriba, ya sean húmedos (del este) o secos (del oeste), y para este último caso es propicio que los vientos sean persistentes y a gran escala.

2.3 HELADAS

2.3.1 Helada meteorológica y agrometeorológica

Desde el punto de vista meteorológico, se produce una helada cuando la temperatura del ambiente desciende a 0°C, medida a una altura de entre 1.25 y 2 metros, instalado en la caseta meteorológica. Estas bajas temperaturas pueden producir daño a los tejidos de las plantas, y entonces toma el nombre de “temperatura crítica”. Las temperaturas del aire bajo 0°C son producidas por: i) disminuciones en el contenido de calor sensible del aire cerca de la superficie hacia el cielo (helada de radiación), ii) viento que fluye con temperatura menor a 0°C para reemplazar el aire más caliente (helada de advección) o iii) alguna combinación de los dos procesos (Snyder y de Melo-Abreu, 2010).

Desde un enfoque agrometeorológico, se define a la helada como un descenso de la temperatura del ambiente a niveles críticos de los cultivos y que mata los tejidos vegetales. Esta definición implica dos condiciones: las meteorológicas y la biológicas: tolerancia propia del cultivo o variedad, etapa de desarrollo, condiciones fisiológicas y sanitarias (Campos, 2005), condiciones de suelo, duración de la helada (Lasso, 1987). La helada agronómica, por su parte, ocurre cuando se presenta temperaturas mínimas menores o iguales a 0°C en la intemperie y a 5cm del suelo.

2.3.2 Clasificación de heladas

Según su origen climatológico, pueden clasificarse en: heladas por advección, por radiación y por evaporación; según se época de ocurrencia en: heladas primaverales, otoñales e

invernales; y según su aspecto visual pueden ser: heladas blancas y heladas negras (Matías, et al., 2001). Sin embargo, sólo se hablarán por su origen climatológico pues es el que ayudará a entender mejor los mecanismos físicos de estos eventos.

a. Por su origen climatológico:

Las heladas por advección se producen cuando el aire frío fluye en un área para reemplazar el aire más caliente que estaba presente antes del cambio meteorológico (Snyder y de Melo-Abreu, 2010). Este aire frío puede provenir de una masa de aire frío de origen continental que llega a depositarse sobre las partes bajas de montañas, cañadas o valles (Matías et al., 2001), o de origen polar cuando es parte de un frente frío, pudiendo afectar la zona central de Chile (Martínez et al., 2007). Este fenómeno se da indistintamente de día o de noche presentándose temperaturas bajas durante todo el día. Está asociado con condiciones de nubosidad, y vientos de moderada a fuerte intensidad (mayores a 10km/h), baja humedad y sin inversión térmica.

Las heladas por evaporación se producen por la pérdida de calor del suelo durante la noche. Es decir, pierde radiación y es más intensa en los meses de invierno haciendo que se enfríe más la capa de aire en contacto con él, comparado al ubicado a mayores alturas. Las condiciones que se presentan son: cielos despejados, baja humedad relativa que disminuye aún más por la llegada de aire seco, vientos en calma o poco viento, inversión térmica, la cual hace que la temperatura cercana al suelo sea inferior a la registrada por el termómetro en dos o tres grados Celsius y bajos valores de temperatura de punto de rocío (Matías et al., 2001, Martínez et al., 2007, Snyder y de Melo-Abreu, 2010).

Las heladas por evaporación se producen cuando se evapora el agua que yace sobre las plantas. Esta evaporación se produce cuando el agua absorbe calor latente del aire que lo rodea, enfriando el ambiente. Si después de una fuerte lluvia reduce la humedad relativa del aire (luego del paso de un frente frío, por ejemplo) el agua se evapora rápidamente. Este caso es poco frecuente (SENAMHI - FAO, 2010).

2.3.3 Factores meteorológicos y físicos que favorecen la formación e intensidad de heladas (Según SENAMHI - FAO, 2010)

a. Factores macro climáticos

- ✓ Latitud y altitud.
- ✓ Continentalidad y oceanidad.
- ✓ Masa de aire polar.

b. Factores topo climáticos

- Terrenos planos: Se suele estancar el aire frío favoreciendo la helada.
- Terrenos planos en posición más elevada: Se debe mantener vegetación arbórea para reducir el enfriamiento nocturno de las partes más bajas.
- Terreno cóncavo: Facilita la acumulación del aire frío, donde la temperatura del aire puede estar entre 4 a 8°C menos que en las pendientes y partes altas de montañas.
- Terreno convexo: Se presenta menor frecuencia de heladas por facilitar el desplazamiento de aire frío.

c. Factores meteorológicos

- Cielo despejado (sin nubes) e intenso brillo solar durante el día.
- Cielo despejado durante la noche: mayor pérdida de radiación terrestre hacia el espacio, haciendo que el suelo se enfríe rápidamente por la ausencia de vapor de agua.
- Viento en calma durante la noche o con una velocidad no mayor de 1.5m/s: reduce la transferencia de calor por convección o advección.
- Bajo contenido de vapor en la atmósfera (aire seco).
- Baja temperatura al fin de la tarde.

2.4 SISTEMAS SINÓPTICOS Y CIRCULACIÓN DE VIENTOS

2.4.1 Alta de Bolivia y Vaguada del Noreste de Brasil

Diferentes características del clima en Sudamérica están asociadas a la posición e intensidad de la Alta de Bolivia. Este sistema sinóptico, junto con la Vaguada del Noreste de Brasil (VNEB) están enlazadas dinámicamente, y ésta última se asocia con el movimiento descendente y el clima seco del noreste de Brasil. Ambos sistemas pueden estar relacionadas a la convección e intrusiones de frentes fríos asociados con la Zona de Convergencia del Atlántico Sur. En otros estudios, se ha encontrado la relación entre el Alta de Bolivia y los episodios de precipitación de verano sobre el Altiplano; la cual indica que durante los días húmedos el Alta de Bolivia es más intensa y desplazada hacia el sur, comparado a días secos, periodo en el cual se desplaza hacia el norte. El intenso calor sensible de la atmósfera sobre el Altiplano lleva a la convergencia de vientos cargados de humedad, desprendimiento de calor latente en tormentas y la formación del alta de Bolivia (Lenters y Cook, 1997).

Además, Lenters y Cook (1999), mencionan que durante el periodo seco de El Niño 1987, el ingreso de aire frío en niveles bajos de la tropósfera estuvo asociado a la penetración de frentes fríos a lo largo del flanco oriental de los Andes Centrales. Esas condiciones secas y estables inhibieron la convección sobre el Altiplano.

A continuación, en la Figura 1 se muestran los principales sistemas sinópticos y circulaciones atmosféricas sobre Sudamérica.

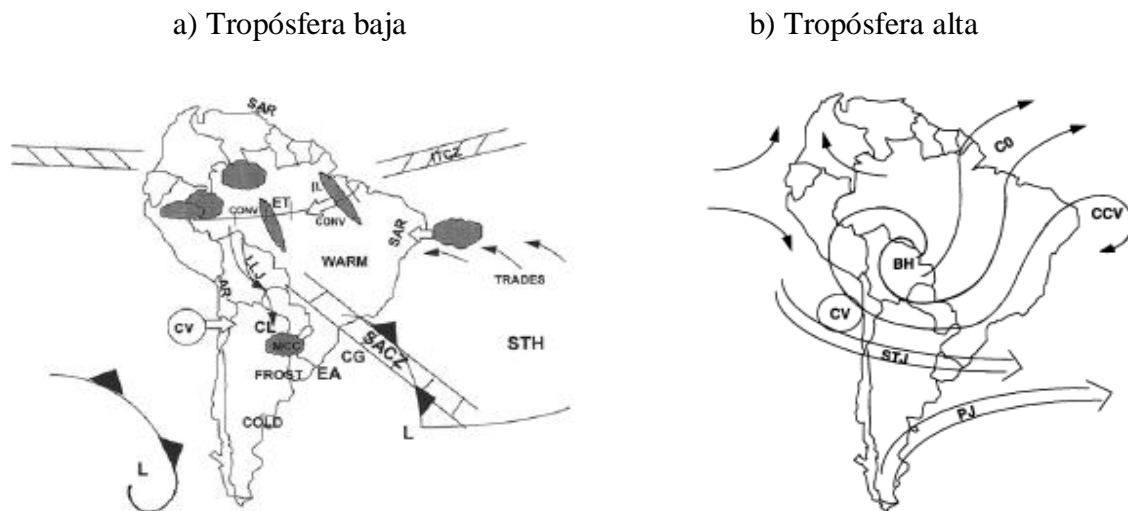


Figura 1. Esquema de los principales rasgos de circulación atmosférica sobre Sudamérica.

a) Baja tropósfera y b) Alta tropósfera. [IL: línea de inestabilidad; CL: baja del Chaco; LLJ: Jet de bajo niveles; ET: vaguada ecuatorial; AR: región árida; SAR: región semiárida; MCC: Complejo convectivo de mesoescala; CONV: actividad convectiva; CG: ciclogénesis; STH: alta subtropical; EA: anticiclón extratropical; L: centro de baja presión; CV: vórtice ciclónico; BH: alta de Bolivia; CCV: vórtice de núcleo frío; CO: salidas de cirrus; STJ: jet subtropical; PJ: jet polar]. Fuente: Satyamurthy et al en Meteorological Monographs (1998).

2.4.2 Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS)

La ZCAS es una característica climatológica importante del verano austral en Sudamérica, y se la puede definir como una banda convectiva elongada que, típicamente, se origina en la cuenca del Amazonas, extendiéndose hacia el sureste de Brasil y sobresale en el sureste del océano Atlántico subtropical. Además, la ZCAS y la actividad convectiva en la cuenca del Amazonas son los componentes principales del sistema de monzones de Sudamérica. Una característica llamativa de los regímenes de precipitación en Sudamérica es el amplio rango de escalas de variabilidad de espacio y tiempo. Mientras la convección en la cuenca del Amazonas exhibe fuertes cambios diurnos y estacionales, las variaciones intraestacionales (10-90 días) son más pronunciadas sobre el oriente tropical y subtropical de Sudamérica. Por otro lado, también se demostró que las variaciones intraestacionales de regímenes de vientos

de bajos niveles en época de diciembre a febrero sobre Sudamérica tropical son vinculadas a pausas y fases activas de los sistemas de monzones de Sudamérica. Por último, en escalas de tiempo más grandes las variaciones interanuales asociadas con el ENSO también se detectan sobre partes de Sudamérica incluyendo la ZCAS (Carvalho et al., 2004).

2.4.3 Corriente en chorro

Ahrens (2010), en la sección “Westerly winds and Jet Stream” (vientos del oeste y corriente en chorro) del capítulo 7 de su libro, explica que “por encima (por debajo) de latitudes medias en el hemisferio norte (hemisferio sur) los vientos soplan en forma ondulada de oeste a este. La razón de la dirección se debe a que, en general, se tiene mayores presiones en latitudes ecuatoriales, y menores sobre latitudes polares. Estos vientos, en niveles altos, tienden a concentrarse en bandas estrechas donde se encuentran flujos de vientos veloces, a los cuales se les llama ‘Jet Streams’ (Corrientes en Chorro)”. Precisa, además, que “en el centro del núcleo se encuentran velocidades que exceden los 100 nudos (~50m/s) y ocasionalmente 200 nudos. Los ‘Jet Streams’ suelen encontrarse en la tropopausa en niveles entre 10 y 14 kilómetros, aunque puede ocurrir a altitudes mayores o menores” Además, se hace una mención al ‘jet subtropical’ (STJ: corriente en chorro subtropical), el cual puede encontrarse entre latitudes 20°y 30°N”. Su contraparte, para el hemisferio sur debería encontrarse entre las mismas latitudes (20° y 30° sur). Por último, señala que “el ‘Polar Jet Stream’ (Corriente en chorro polar) se sitúa al norte del STJ a unos 10 km de altura cerca del frente polar (hemisferio norte)”. En el caso del hemisferio sur, la corriente en chorro polar se encontraría al sur de STJ.

2.4.5 Flujos Zonales en Sudamérica

Gilford et al (1992) muestran patrones de circulación típicos para los meses de enero, abril, julio y octubre. No hacen una descripción de ellos, pero según se observa en sus graficas se detallará a continuación. Para el mes de enero en 500hPa se muestra un giro antihorario sobre el sur de Bolivia llevando vientos del este sobre todo el territorio peruano, mientras que en 300hPa el Alta de Bolivia se sitúa en el Límite norte de Perú con Bolivia mostrando convergencia entre el Ecuador y 15°S, y confluencia de vientos entre 20 ° y 30°S sobre el continente sudamericano. Para el mes de abril, en 500hPa el territorio peruano percibe vientos provenientes del norte de Brasil que luego de cruzar la Cordillera se desvían al sur y toman dirección hacia el este cerca de los 20°S, mientras que en 300hPa se muestra un giro antihorario poco configurado con centro cerca de los límites de Perú, Brasil y Bolivia

(~10°S) trasladando vientos del este sobre la Sierra Sur provenientes del Pacífico oriental (entre 5° y 10°S). Para el mes de Julio, en 500hPa no se muestra un flujo zonal predominante sobre el Perú. En la zona centro y norte se reciben vientos del noreste, mientras que en el sur hay vientos que cruzaron la cordillera y luego viajaron paralelos a ella; además, ya no hay ingreso de flujos del este sobre el sur del Perú. Por otro lado, en 300hPa se muestra un giro antihorario con centro sobre el norte del Perú, llevando vientos del noroeste y oeste sobre gran parte de todo el Perú. Y para el mes de octubre, en 500hPa se muestra un giro antihorario con centro sobre el este de Brasil llevando viento del este hacia la Selva del Perú y el sur del Perú recibe vientos del noroeste; en 300hPa se muestra un giro antihorario con centro al noroeste de Brasil llevando vientos del este solo al norte del Perú y trayendo vientos del oeste sobre el centro y Sur del Perú.

2.5 MASAS DE AIRE SECO

Roca et al. (2004) mencionan que “para identificar masas de aire seco se utilizó observaciones de las bandas de vapor de agua del METEOSAT, pero además utilizó la humedad relativa de la atmósfera libre, la cual es más sensible en la atmósfera media a alta (600 – 200 hPa). Roca et al. (2003), explican detalladamente la técnica, pero básicamente se muestra el promedio estimado de la humedad atmosférica, representando las áreas muy secas con valores por debajo del 10% las cuales se asocian a regiones de subsidencia a gran escala”. Tratándose de un periodo más actual, se haría uso del canal 8 y 9 del GOES 16 para verificar la sequedad en la tropósfera media y alta, y además de tener un promedio de la humedad relativa en esa capa, sería bueno utilizar la relación de mezcla para que la idea de sequedad en esa porción de la tropósfera sea más consistente.

Redelsperger et al. (2002) en Mapes y Zuidema et al. (2006) señalan que “las capas secas inhiben el desarrollo vertical a través de la mezcla (capas secas y húmedas) la cual incrementa la densidad de la parcela entrante”; y Mapes y Zuidema (1996) mencionan que “la inversión térmica inducida por irradiación en la base de la capa seca también inhibe este desarrollo vertical, pues reduce la flotabilidad de la parcela respecto a su entorno”, y también que “la característica importante es encontrar la ‘caída de humedad’, la cual es una capa en la cual la humedad decrece rápidamente con la altura, indicativo de la base de la capa seca”. Los cielos despejados con bajo grado de favorecen tanto a un mayor ingreso (pérdida) de radiación solar, durante el día (noche), ocasionando que aumente (disminuya) las temperaturas diurnas (nocturnas).

Zuidema et al. (2006), en su estudio sobre el Pacífico oriental, mencionan que “cuando las capas de aire seco aparecen repentinamente en la tropósfera media (de su muestreo de sondeo con frecuencia de 4 horas), indican que su origen fue advectivo, en lugar de uno gradual como se esperaría si la subsidencia radiativa local de aproximadamente 400m/día fuese la fuente”; además, justo cuando el sondeo se realizó cerca de los 5°N “se observa una capa más seca en la tropósfera libre cuyo origen lo relacionan a la región subsidente cercana del ecuador, diferenciando la ZCIT occidental de la oriental”. La identificación de zonas subsidentes (convergencia en niveles altos), omega o velocidad vertical sobre o cerca del sur del Perú, así como la advección de aire seco sobre el sur del Perú, deberían estar presentes en eventos de Descensos Bruscos de Temperatura mínima (DBTM), asociándose al bajo contenido de humedad y grado de saturación en la tropósfera media y alta

Cau et al. (2005) realizaron un estudio en donde “utilizando el perfil de humedad promedio de sus muestras de sondeo para un escenario de cielo despejado, modelaron la transferencia radiativa en una columna de atmósfera en la cual se incorporaron distintos espesores de masa seca (50, 100, 200 y 300hPa). Al utilizar valores típicos de radiación saliente en onda larga (280W/m²) y radiación en onda corta (317W/m²), de una atmósfera tropical en su tope, sus resultados mostraron que al comparar el flujo saliente con los espesores de masa seca se tiene una relación casi lineal entre ellos y, realizando un promedio, concluyeron que el incremento en el flujo saliente, debido a la ocurrencia de una intrusión seca (HR(respecto a agua y hielo)=20%), es cerca de 3W/m² por cada 100hPa de espesor, en el tope de la atmósfera”. Es decir, mientras mayor sea el espesor de la capa de aire seco, la pérdida radiativa en las noches y madrugadas aumenta. Esto conlleva a un descenso de temperatura más marcado, pudiendo tenerse valores muy bajos que afecten a las poblaciones altoandinas, así como a sus cultivos y/o ganados. Además, para este tipo de escenarios, Cau et al (2005), mencionan que el perfil vertical de esta intrusión seca es importante, pues los mayores valores de radiación en onda larga saliente se presentan cuando la intrusión está centrada entre los 500 y 400hPa, respecto a una zona a nivel de mar. Por otro lado, menor será el efecto que causará cuando se encuentra en niveles bajos por más que se trate de una intrusión seca de gran espesor. Es decir, para tener una mayor pérdida de la radiación por la noche, no sólo se necesitaría una porción de capa de aire seco cerca de superficie en los Andes (700-500hPa), sino que los valores de humedad relativa también deben ser menores en niveles superiores (400-200hPa). Por ese motivo, acorde a Roca et al (2004), se estaría evaluando la humedad relativa promedio en la capa de 600 a 200hPa.

Numaguti y Oki (1995) encontraron en su investigación una porción de masa de aire seco a 3 km de altura, aproximadamente, con un espesor de 2km. Presentaba un fuerte gradiente de humedad tanto en su tope como base, distinguiéndose bien de su alrededor. Los valores bajos de humedad se observaron no sólo en la humedad relativa, sino también en la humedad específica. El desplazamiento de esta masa de aire seco sobre su zona de estudio provocó que los valores de humedad específica se redujeran de 18g/kg hasta 15g/kg, aproximadamente. De sus resultados, se rescata la disminución significativa de la cantidad de humedad, haciendo imprescindible un análisis espacial – temporal de una variable, en este caso humedad (específica o relativa), pues una mayor caída en la cantidad de humedad en la capa atmosférica 600 – 200 hPa conllevaría a una mayor pérdida radiativa durante la noche. Además, Numaguti y Oki (1995) mencionan que “al ser mínimos los valores de humedad específica (HS) y temperatura potencial equivalente (TPE) en la región de masa de aire seco, no pueden ser explicados por un movimiento descendente (subsistencia) a gran escala, pues la relación de mezcla total de agua (cantidad conservativa) posee un valor mínimo”. En ese sentido, concluyen que “la causa que explica mejor la región de masa de aire seco es la advección horizontal”. Por último, Numaguti y Oki (1995), mencionan que “dentro de su periodo de estudio la región seca se percibió en dos ocasiones: i) la primera permaneció por 3 días y desapareció gradualmente debido a procesos como mezcla, mientras que ii) en la segunda ocasión, la desaparición de la región seca fue por advección, pues sólo duró 1 día”. Es decir, hay procesos en los que la masa de aire seco puede perdurar sobre una zona hasta que, por procesos de mezcla, se normalice la humedad del lugar; o puede ser pasajera y disiparse por la advección de humedad sobre la zona.

Yoneyama y Parsons (1999), proponen que “los procesos en latitudes medias juegan un rol importante en la advección de aire seco en la tropósfera media de los subtrópicos, relacionándolo con la amplificación de vaguadas que se extienden desde mayores latitudes hacia los subtrópicos; y los vientos del oeste, en los casos estudiados, se extienden hasta latitudes próximas a los 20° desde el ecuador, en asociación con una corriente en chorro subtropical o un desplazamiento hacia el ecuador de alguna característica (sistema) de latitudes medias”. Además, Yoneyama y Parsons (1999), proponen que “el aspecto primario para el entendimiento de estos eventos de aire seco son las circulaciones meridionales favorables en lo profundo de los Trópicos, acoplado con aire seco proveniente del oeste en mayores latitudes, el cual es introducido en los trópicos por Ondas de rompimiento de

Rossby (Breaking Rossby Waves - BRW), asociadas con el ciclo de vida de ondas baroclínicas”.

Mapes y Zuidema (1996) mencionan que “las radiosondas miden directamente la humedad relativa, pero que no es una variable pura de humedad. Por ese motivo, escogieron una definición modificada de humedad relativa: ‘Humedad específica dividida por la humedad específica de saturación’ con respecto a una superficie de agua líquida calculada desde el perfil de temperatura media. De este modo, el perfil de temperatura afecta mucho menos a esta nueva variable. En práctica, esta nueva variable se acerca mucho al valor de la humedad relativa”. Estas aclaraciones siempre son importantes y no sólo debe evaluarse la humedad relativa, sino también la humedad específica y la relación de mezcla como alternativas para la evaluación de la humedad en la atmósfera tanto para eventos secos y húmedos.

2.6 ECUACIONES CUASIGEOSTRÓFICAS OMEGA Y DE TENDENCIA GEOPOTENCIAL

Holton y Hakim (2013) en su libro “An introduction to Dynamic meteorology” mencionan interpretaciones sencillas para un mejor entendimiento de las ecuaciones cuasigeostróficas de tendencia geopotencial (“height tendency”) y omega (movimiento vertical).

Para la ecuación de tendencia geopotencial (forma isobárica),

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \chi = -f_0 v_g \cdot \nabla_h \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left[-\frac{f_0^2}{\sigma} v_g \cdot \nabla_h \left(-\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right]$$

Término A
Término B
Término C

Donde el término A representa la tendencia local de la altura geopotencial, el término B representa la advección horizontal de la vorticidad absoluta y el término C representa el cambio en la advección de temperatura con la altura. Los autores mencionan que, la tendencia geopotencial local tendrá una caída con el tiempo cuando: i) hay máximos de vorticidad geostrofica ciclónica de advección de vorticidad potencial, y ii) la advección de aire frío decrece con la altura (o la advección de aire cálido incrementa con la altura).

Para la ecuación omega, presentada a continuación por Bluestein (1992),

$$\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[-v_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) \right] - \frac{R_d}{\sigma p} \nabla_p^2 (-v_g \cdot \nabla_p T)$$

Término A
Término B
Término C

Donde el término A representa el movimiento vertical local, el término B representa el cambio de la advección de vorticidad absoluta con la altura y el término C representa la advección horizontal de temperatura. Holton y Hakim (2013) mencionan que, el aire se eleva: i) en máximos de advección de aire cálido y ii) cuando hay un incremento con la altura en la advección de vorticidad geostrofica.

2.7 VARIABLES Y PARÁMETROS METEOROLÓGICOS

Temperatura: Es el grado de calor o frío de una sustancia medida con un termómetro. También es una medida de la velocidad o energía cinética promedio de los átomos y moléculas en una sustancia (AMS, 2012).

Temperatura del aire: Es la medida de la velocidad promedio de los átomos y moléculas del aire, donde las más altas temperaturas corresponden a velocidades promedio más altas (Ahrens, 2010).

Temperatura mínima: Es la temperatura más baja alcanzada en un lugar específico y un periodo establecido (AMS, 2012).

Temperatura máxima: Es la temperatura más alta reportada para un lugar específico durante un periodo dado (AMS, 2012).

Temperatura de rocío: Es la temperatura a la cual una parcela de aire debe ser enfriada a presión y contenido de vapor de agua constante de modo que ésta se logre saturar (AMS, 2012).

Temperatura potencial: Es la temperatura que una parcela de aire seco no saturada tendría si se llevase adiabáticamente y viceversa desde un estado inicial (P) hacia una presión estándar (Po), que por lo general son 1000 hPa. Su expresión matemática es:

$$TP = T * \left(\frac{P_0}{P} \right)^k$$

donde TP es temperatura potencial, T es la temperatura del aire y K es la constante de Poisson, y se asume que es 2/7 (AMS, 2012).

Temperatura potencial equivalente: Es la temperatura potencial que una parcela de aire tendría si toda la humedad fuese condensada y el calor latente resultante usado, para calentar la parcela. La temperatura de una parcela de aire puede ser traída a su valor potencial equivalente, elevando la parcela desde un nivel original hasta que todo el vapor de agua en la parcela se haya condensado y desprendido, y luego comprimir la parcela adiabáticamente a una presión de 1000hPa (Holton y Hakim, 2013).

$$TPE \approx TP * \exp(L_c q_s / c_p T)$$

Donde TPE es la temperatura potencial equivalente, L_c es calor latente de condensación, q_s es la relación de mezcla de saturación y c_p es el calor específico a presión constante ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

Calor: Es la energía transmitida de un objeto a otro debido a la diferencia de temperatura entre ellos. Luego que el calor es transmitido, se almacena como energía interna. En la atmósfera, el calor es transferido por conducción, convección y radiación (Ahrens, 2010).

Calor latente: Energía requerida para cambiar el estado del agua a otro. La diferencia de entalpía específica entre dos fases de una sustancia a la misma temperatura (AMS, 2012).

Humedad relativa (HR): Es la relación de la presión de vapor de agua por la presión de vapor de saturación respecto al agua. Esta cantidad es alternativamente definida por la OMM como la relación de la relación mezcla con la relación de mezcla de saturación. Ambas definiciones tienen valores numéricos similares (AMS, 2012).

$$HR = 100 * \left(\frac{e}{e_s} \right)$$

Donde “e” es la presión de vapor y “ e_s ” es la presión de vapor de saturación.

Gradiente: Es la tasa espacial de la disminución de una función. El gradiente de una función en 3 dimensiones es el vector normal a la superficie de un valor constante y con dirección a los valores en disminución, con magnitud igual a la relación de disminución de la función

en esta dirección. El gradiente de una función es denotado por $-\nabla f$, y es en sí una función en espacio y tiempo (AMS, 2012). En coordenadas cartesianas, la expresión para el gradiente es:

$$-\nabla f = \frac{\partial f}{\partial x} i + \frac{\partial f}{\partial y} j + \frac{\partial f}{\partial z} k$$

Relación de mezcla (r): Es la relación de la masa de un constituyente atmosférico variable respecto a la masa de aire seco. Para muchos propósitos, la relación de mezcla puede aproximarse a la humedad específica. Se utiliza tanto la 'r' como 'w' para simbolizar la relación de mezcla del vapor de agua (AMS, 2012). En los siguientes términos 'p' es presión y 'e' la presión de vapor de agua; la relación de mezcla 'r' es:

$$r = 0.622 * \left(\frac{e}{p - e} \right)$$

Humedad específica (q): En el sistema de aire húmedo, es la relación de la masa de vapor de agua respecto a la masa total del sistema (AMS, 2012).

$$q = \frac{0.622 * e}{(p - 0.378 * e)}$$

Para muchos propósitos ambas variables se pueden igualar.

Radiación solar: Es la radiación electromagnética total emitida por el sol (AMS, 2012).

Radiación en onda corta: Término utilizado para distinguir la radiación en el rango de visible y visible cercano del espectro electromagnético (~0.4 – 4µm en longitud de onda). Por lo general de origen solar (Glosario de la Sociedad Americana de Meteorología).

Radiación en onda larga: Término utilizado para distinguir las longitudes de onda más grandes que ~4µm. Por lo general es de origen terrestre (Glosario de la Sociedad Americana de Meteorología).

Irradiación: También se le llama irradiancia solar de superficie, y es la que impactada el nivel del suelo (Boilley y Wald, 2014).

Advección: Transporte de las propiedades de una masa de aire producido por el campo de velocidades de la atmósfera (OMM, 1992). Es el transporte de calor por masas de aire en movimiento (Martínez, 2007).

Inversión térmica: Es una capa en la cual la temperatura incrementa con la altitud. La característica principal de una capa de inversión está marcada por la estabilidad estática, por lo que muy pequeños intercambios de turbulencia pueden ocurrir en ella. El vapor de agua atmosférico puede tropezarse en el ascenso en esta inversión, es decir, que detenga el ascenso (AMS, 2012).

Existen varios tipos de inversiones: frontal, por subsidencia, inversión de los alisos y radiativa.

Inversión por radiación: Es una capa relativamente fría de aire, usualmente junto a la superficie terrestre enfriada por la pérdida neta de radiación, en la cual la temperatura del aire incrementa con la altura. Se le asocia con la formación de rocío, heladas, y niebla si la humedad es suficientemente alta (AMS, 2012).

Masa de aire: Una masa de aire es un gran cuerpo de aire cuyas propiedades de temperatura y humedad son casi similares en cualquier dirección horizontal y cualquier altitud. Las masas de aire pueden cubrir muchos miles de kilómetros cuadrados (AMS, 2012).

Masa de aire seco: Se tienen dos definiciones: i) en termodinámica y química de la atmósfera, se asume que el aire no contiene vapor de agua; y ii) generalmente, es el aire con baja humedad relativa (AMS, 2012).

Vaguada: Es un área elongada con presión atmosférica relativamente baja (AMS, 2012).

Dorsal: También llamado cuña. Es un área elongada de presión atmosférica relativamente alta. Casi siempre se le asocia a un área con flujo de viento de máxima curvatura anticiclónica (AMS, 2012).

Alta: es un área de alta presión, que se refiere a la máxima presión atmosférica en dos dimensiones (isóbaras cerradas), en la carta de superficie sinóptica, o un máximo de altura (contornos cerrados) en la carta de presión constante. Como un alta, en la carta sinóptica, siempre se asocia con la circulación anticiclónica, también puede usarse el término 'anticiclón' (AMS, 2012).

Baja: A veces también llamada depresión. Es un área de baja presión, que se refiere a la presión atmosférica mínima en dos dimensiones (isóbaras cerradas) en una carta de altura constante o un mínimo de altura (contornos cerrados) en una carta de presión constante. Como una baja, en una carta sinóptica, siempre se asocia con la circulación ciclónica, también puede usarse el término ‘ciclón’ (AMS, 2012).

Vorticidad: La vorticidad, medida microscópica de la rotación de un fluido, es un campo vectorial definido como la curvatura de la velocidad.

Perturbación: En meteorología, tiene varias aplicaciones: i) usado para denominar cualquier baja o ciclón, pero usualmente uno relativamente pequeño tanto en tamaño como efecto, ii) aplicado a un área donde el tiempo, viento, presión, etc. muestran signos de desarrollo de circulación ciclónica, iii) usado para cualquier desviación en el flujo o presión que esté asociado con un estado perturbado del tiempo, ya sea nubosidad y precipitación, y iv) aplicado a cualquier sistema circulatorio individual en la circulación primaria de la atmósfera (AMS, 2012).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 MATERIALES

3.1.1 Área de estudio

El área de estudio de la presente investigación abarca la Sierra Centro y Sur del Perú. La Sierra Centro comprendió la zona de cordillera desde el nudo de Pasco hasta el nudo de Vilcanota, mientras que la Sierra Sur, la zona de cordillera desde el nudo de Vilcanota hasta la frontera con Chile y Bolivia. Las regiones involucradas son: Tacna, Moquegua, Arequipa, Puno, Cusco, Ayacucho, Apurímac, Huancavelica, Junín, Lima y Pasco. Además, también se utilizó la región Áncash para corroborar los eventos de Descensos Bruscos de Temperatura Mínima (DBTM) en la Sierra Centro.

3.1.2 Información observada

a) Estaciones meteorológicas automáticas y convencionales del SENAMHI

Se utilizó los datos diarios de temperatura mínima de 44 estaciones para identificar eventos de DBTM que ocurrieron en el periodo del 2009 al 2018. Su ubicación se muestra en la Figura 2, y la información de sus coordenadas geográficas se muestra en la Tabla 1. Además, se utilizó su media, calculada a partir de los datos históricos de 1981 al 2010, y sus percentiles 10, 5 y 1 mensuales, calculados a partir de toda su información histórica disponible.

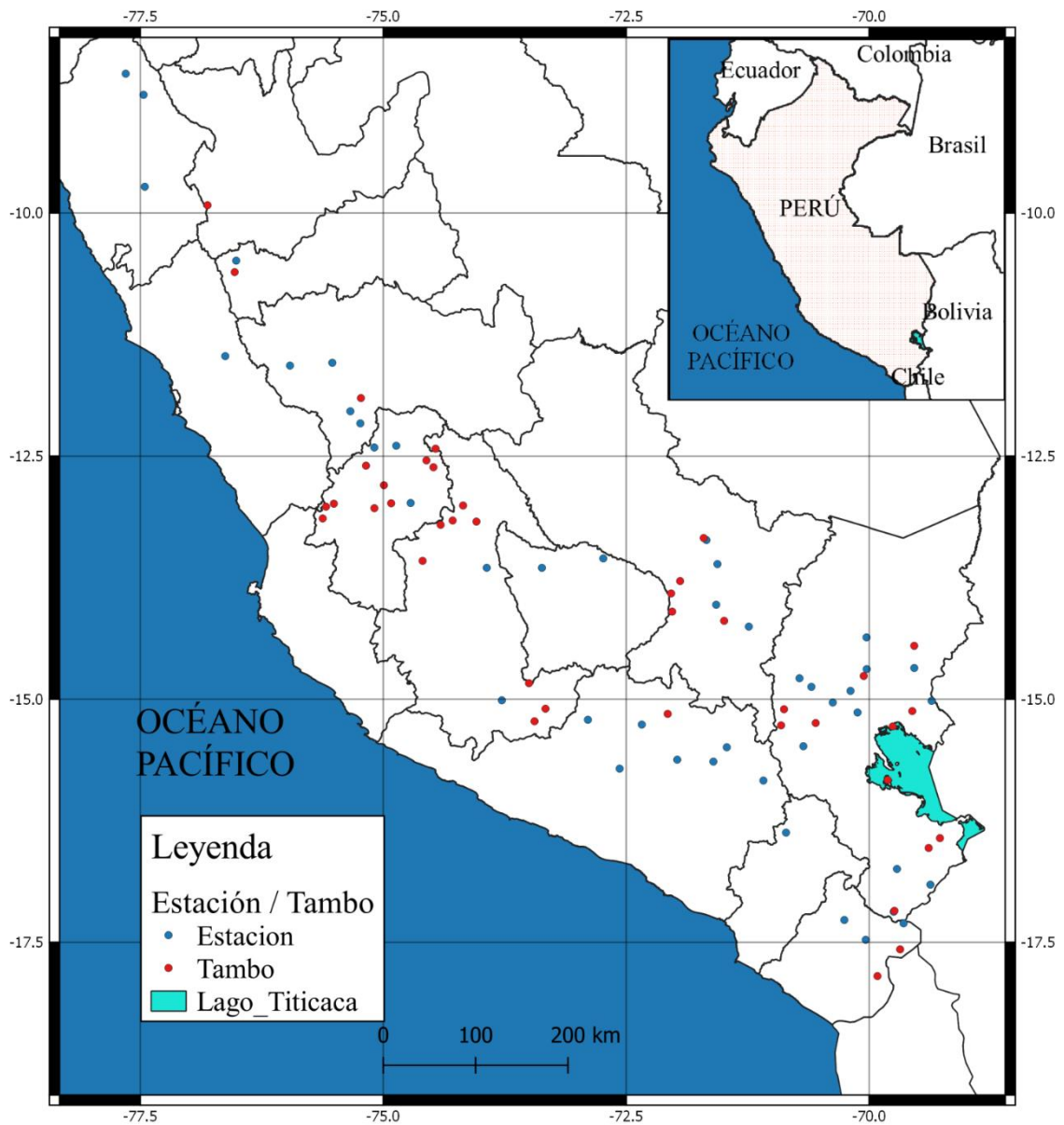


Figura 2: Ubicación de estaciones meteorológicas del SENAMHI (puntos azules) y termohigrómetros de los Tambos (puntos rojos).

b) Termohigrómetros de los Tambos.

Se utilizaron los datos de temperatura de los termohigrómetros, los cuales registraban información cada cinco minutos. Su ubicación se presenta en la Figura 2 y la información de sus coordenadas geográficas en la Tabla 2.

Los datos de temperatura mínima registrados, tanto por las estaciones meteorológicas y los termohigrómetros, se utilizaron para evaluar el caso estudio: 25 de marzo al 8 de abril de 2018.

Por otro lado, el área de análisis de los sistemas sinópticos se realizó sobre el continente de Sudamérica, tomando mayor consideración las áreas encerradas en recuadros que se muestran en la Figura 3.



Figura 3: Mapa de Sudamérica.

El análisis de sistemas sinópticos en niveles medios (500hPa) y altos (200hPa) se realizó primordialmente en el área dentro del cuadro de borde rojo y azul, respectivamente.

Tabla 1: Ubicación de estaciones meteorológicas del SENAMHI utilizadas

Estación	Departamento	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (m)
Pomabamba	Ancash	-8.78333	-77.4667	3000
Recuay	Ancash	-9.72919	-77.4537	3431
Sihuas	Ancash	-8.56667	-77.65	2716
Curahuasi	Apurímac	-13.5522	-72.7347	2763
Andahuaylas	Apurímac	-13.6486	-73.3667	2865
Orcopampa	Arequipa	-15.2606	-72.3386	3779
Pampacolca	Arequipa	-15.7139	-72.5672	2950
Cabanaconde	Arequipa	-15.6226	-71.9741	3331
Chivay	Arequipa	-15.6416	-71.6017	3644
Imata	Arequipa	-15.8364	-71.0875	4519
Sibayo	Arequipa	-15.4943	-71.4638	3806
Cotahuasi	Arequipa	-15.2113	-72.8933	2678
Coracora	Ayacucho	-15.0114	-73.7792	3200
Vilcashuaman	Ayacucho	-13.6483	-73.9344	3656
Pomacanchi	Cusco	-14.0281	-71.5728	3200
Sicuani	Cusco	-14.2536	-71.2372	3574
Colquepata	Cusco	-13.3631	-71.6731	3729
Ccatcca	Cusco	-13.61	-71.5603	3729
Lircay	Huancavelica	-12.9819	-74.7181	3360
Pilchaca	Huancavelica	-12.4111	-75.0917	3880
Pampas	Huancavelica	-12.3931	-74.8661	3240
Jacas Chico	Huanuco	-9.88361	-76.5003	3673
Huayao	Junín	-12.0383	-75.3381	3360
Viques	Junín	-12.1631	-75.2353	3186
Ricran	Junín	-11.5394	-75.5239	3820
La Oroya	Junín	-11.5686	-75.9594	3910
Canta	Lima	-11.4712	-76.6257	2810
Ubinas	Moquegua	-16.3721	-70.8539	3380
Yanahuanca	Pasco	-10.4896	-76.5129	3150
Arapa	Puno	-15.1363	-70.1182	3830
Progreso	Puno	-14.6901	-70.0235	3980
Azangaro	Puno	-14.9144	-70.1908	3863
Crucero	Puno	-14.3642	-70.0259	4183
Pizacoma	Puno	-16.907	-69.3686	3930

Continuación...

Estación	Departamento	Latitud	Longitud	Altitud (m)
Pampahuta	Puno	-15.4835	-70.6758	4400
Ayaviri	Puno	-14.8727	-70.5929	3928
Chuquibambilla	Puno	-14.7848	-70.7157	3971
Ananea	Puno	-14.6787	-69.5345	4660
Cojata	Puno	-15.017	-69.356	4344
Pucara	Puno	-15.034	-70.373	3885
Mazocruz	Puno	-16.746	-69.712	3970
Capazo	Puno	-17.186	-69.746	4419
Candarave	Tacna	-17.2711	-70.2539	3435
Tarata	Tacna	-17.4742	-70.0339	3050
Chuapalca	Tacna	-17.305	-69.644	4177

FUENTE: SENAMHI

3.1.3 Base de datos

a) Datos de reanalysis del ERA5 (0.25°x0.25°) del ECMWF. Periodo: enero de 2009 - diciembre de 2018.

b) Imágenes de satélite de los canales 8 y 9 del GOES 16, para el 25 y 29 el marzo de 2018.

Tabla 2: Ubicación de los termohigrómetros de los Tambos

Tambo	Departamento	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud (m)
Tolconi	Arequipa	-15.151	-72.072	4398
Aulla	Ayacucho	-15.227	-73.443	3105
Paras	Ayacucho	-13.577	-74.595	3342
Paccoloma	Ayacucho	-13.173	-74.041	3287
Santa Lucía	Ayacucho	-13.162	-74.285	3102
Cccalani Sansayca	Ayacucho	-14.835	-73.500	3491
Sequello	Ayacucho	-15.098	-73.330	2379
Paccha	Ayacucho	-13.207	-74.409	3255
Ancarpata	Ayacucho	-13.008	-74.178	3277
Chachaspata	Ayacucho	-12.423	-74.461	3145
Uray Ayllu	Cusco	-14.194	-71.491	3973
Ccoypa	Cusco	-13.785	-71.944	3209
Callancha	Cusco	-13.912	-72.037	3365
Cancahuani	Cusco	-14.099	-72.026	3920
Paucona	Cusco	-13.342	-71.702	3372
Ccorisotoc	Huancavelica	-12.598	-75.177	3675
Huachocolpa	Huancavelica	-12.985	-74.918	4102
Pucapampa	Huancavelica	-13.035	-75.091	4588
Oxapata	Huancavelica	-12.614	-74.483	3938
Saccsamarca	Huancavelica	-12.799	-74.993	3974
Cochamarca	Huancavelica	-12.989	-75.508	3937
Mejorada	Huancavelica	-13.020	-75.589	3884
Tantara	Huancavelica	-13.141	-75.623	3537
San Cristobal de Ccocha	Huancavelica	-12.544	-74.555	3363
Seccha	Huánuco	-9.919	-76.808	4027
Layan Pata	Junín	-11.903	-75.229	3865
12 de octubre	Pasco	-10.607	-76.529	4451
Catahui	Puno	-15.122	-69.555	3956
Aurincota	Puno	-16.530	-69.386	3884
Huapaca	Puno	-16.429	-69.270	3867
Churo Chullu Patja	Puno	-15.830	-69.808	3868
Ura Ayllu	Puno	-14.451	-69.535	3469
San Pedro de Huarisani	Puno	-15.280	-69.756	3869
Vilavilani	Tacna	-17.848	-69.913	3432
Chullunquiani	Puno	-15.245	-70.549	3998
Pedro Vilcapaza Mororco	Puno	-14.761	-70.054	3967
Capazo	Puno	-17.176	-69.739	4596
Parina	Puno	-15.269	-70.905	4682
Pucachupa	Puno	-15.103	-70.875	4167
Alto Perú	Tacna	-17.573	-69.680	4384

FUENTE: Programa Nacional PAIS – MIDIS

<https://www.pais.gob.pe/webpais/public/plataformas/fijas?filtro=&pag=1>

3.2 MÉTODOLOGIA

A continuación, se presentan la metodología realizada para cada objetivo específico.

3.2.1 Determinación de eventos de Descensos Bruscos de Temperatura Mínima (DBTM) en la Sierra Centro y Sur del Perú.

a) Para determinar los eventos de DBTM, se utilizaron la media y los percentiles 10, 5 y 1 de temperatura mínima para cada estación meteorológica empelada y para cada mes. Estos fueron brindados por la Subdirección de Predicción Climática del SENAMHI.

b) Luego, en Microsoft Excel, se utilizaron 12 “Hojas”, una para cada mes del año. En cada hoja, en columnas, se colocaron las temperaturas mínimas de cada estación para el mes respectivo, para el periodo de estudio.

c) Posteriormente, se filtraron los valores para cada estación y se les asignó colores a las celdas: i) amarillo para valores menores a la media, ii) naranja para valores menores al percentil 10, iii) rojo para valores menores al percentil 5, y iv) turquesa para valores menores al percentil 1. Así, se logró visualizar de manera generalizada los cambios de las

Tabla 3: Temperatura mínima de estaciones convencionales (2011) temperaturas mínimas, tal como se observa del 22 al 23 de agosto en la Tabla 3.

Estación	21-ago	22 - ago	23 - ago	24 - ago	25 - ago
Chuapalca	-5.0	-3.0	-18.0	-12.0	-13.0
Capazo	-8.0	-8.5	-15.5	-9.5	-11.0
Mazocruz	-7.8	-7.2	-17.4	-13.8	-7.6
Crucero	-5.0	-7.1	-8.7	-7.9	-8.3
Pizacoma	-1.4	-0.6	-7.2	-5.0	-3.6
Pampahuta	-4.2	-8.4	-11.2	-10.4	-6.8
Ayaviri	1.0	-2.6	-5.4	-4.8	-4.0
Chuquibambilla	-3.5	-6.5	-10.0	-7.0	-6.0
Pucara	-1.8	-1.6	-7.4	-4.6	-3.8
Arapa	0.0	-1.2	-5.0	-1.0	-4.0
Azángaro	0.9	-1.3	-5.8	-1.5	-2.4
Ubinas	3.6	3.8	-0.8	0.2	2.8
Imata	-8.0	-13.8	-14.8	-12.2	-8.0
Orcopampa	-1.6	-0.2	-5.6	-2.0	-1.8

d) Cada evento de DBTM será reconocido por tener un día central: día D, en el cual cumplieron las siguientes cuatro condiciones: i) que más de 5 estaciones meteorológicas

presenten temperaturas mínima por debajo de lo normal, ii) que estas estaciones abarquen distintos departamentos (al menos dos), iii) que los valores sean menores al menos en 3°C, respecto al día anterior, y iv) que sea el primer día en el cual se percibe mayor cambio de las temperaturas mínimas, sin importar si los días siguientes presentó menores valores. En ese sentido, el día D en la Tabla 4 sería el 6 de julio, a pesar de que el 7 y 8 de julio se tuvieron

Tabla 4: Temperatura mínima de estaciones convencionales (2015) temperaturas mínimas aún menores.

Estación	3-Jul	4-Jul	5-Jul	6-Jul	7-Jul	8-Jul	9-Jul	10-Jul	11-Jul	12-Jul
Sicuani	2.0	1.6	1.6	-5.4	-8.2	-8.2	-8.4	-8.4	-6.0	-6.0
Pomacanchi	2.9	2.0	1.7	-3.5	-5.0	-5.2	-4.0	-3.9	-3.3	-2.4
Ccatcca	0.0	3.0	3.0	-3.5	-6.5	-5.0	-1.0	-4.0	-5.0	-4.6
Colquepata	2.5	4.5	3.0	0.5	-0.5	0.5	0.5	2.0	1.5	1.0
Curahuasi	7.8	9.8	8.8	6.0	6.2	4.6	5.2	5.2	6.0	7.2
Andahuaylas	5.8	5.0	6.2	2.0	0.0	0.0	1.0	1.8	1.8	2.0
Lircay	5.1	5.2	4.7	-1.2	-2.0	-2.1	0.1	1.9	1.4	1.5
Pilchaca	2.9	3.3	2.9	1.3	-2.1	-2.5	0.3	1.6	2.0	1.4
Pampas	4.8	0.4	3.2	-3.6	-4.2	-6.0	-3.8	-4.0	-5.6	-5.6
Canta	7.3	7.4	8.0	6.8	7.2	4.4	7.2	6.6	8.7	7.2
Huayao	5.5	3.0	2.4	-4.0	-6.0	-5.5	-3.5	-2.0	-3.5	-4.0
Viques	5.0	-0.9	2.8	-1.8	-4.3	-4.1	-1.2	-2.1	-0.8	-2.3
Ricrán	4.0	6.0	2.8	-2.4	-4.0	-3.8	-2.3	-1.0	-1.6	-1.2
La Oroya	2.4	0.4	0.2	-4.5	-8.0	-6.7	-5.0	-4.4	-5.2	-4.6

Con el propósito de identificar rápidamente eventos de DBTM en la sierra sur, se utilizaron como referencia las estaciones: Chuapalca, Capazo, Mazo Cruz e Imata; y en la sierra centro las estaciones: Pilchaca, Viques y Huayao. Además, se utilizaron las estaciones Pomabamba, Recuay y Sihuas, todas ubicadas en el departamento de Ancash. Si bien no pertenecen a la zona de cordillera de Sierra Centro, los eventos de DBTM coinciden con los de la zona. Todas las estaciones mencionadas anteriormente fueron escogidas porque suelen mostrar de manera más notoria los DBTM.

3.2.2 Determinación de los mecanismos físicos-atmosféricos de los descensos bruscos de las temperaturas mínimas.

a) Con los datos de reanalysis del ERA5, primero se realizaron gráficos de líneas de corriente para cada evento (día D) de DBTM determinado. El gráfico correspondió a la 00 UTC, es decir, si por ejemplo el día D fue un 7 de julio, la gráfica que se utilizó para hacer el análisis

fue el 7 de julio a las 00 UTC. Para conocer el comportamiento de la circulación de los vientos, también se realizaron gráficas para días antes y días después del día D. Estas gráficas se realizaron en niveles altos, medios y bajos de la tropósfera, abarcando gran parte de Sudamérica, con el fin de poder encontrar circulaciones sinópticas como: vaguadas, dorsales y circulaciones ciclónicas y anticiclónicas.

b) Posteriormente, se graficaron los siguientes parámetros meteorológicos: velocidad y dirección de viento, humedad relativa, divergencia, vorticidad relativa, temperatura potencial equivalente, advección de temperatura y advección de vorticidad absoluta. Se hizo mayor énfasis en los niveles altos de la tropósfera para así poder identificar la posición o configuración de corrientes en chorro, vaguadas, dorsales y vórtices ciclónicos o anticiclónicos, a las que se puedan asociar los descensos bruscos de temperaturas mínimas.

c) De los análisis realizados, se clasificaron los eventos de DBTM en base a la situación sinóptica encontrada en su día D. Es decir, por la semejanza que se mostró en la circulación sinóptica, así como en los parámetros meteorológicos. De este modo, se obtuvieron patrones de circulación que favorecían los eventos de DBTM. Los eventos que no encontraron similitud a un patrón fueron descartados. Por último, se promedió las líneas de corriente y parámetros meteorológicos de todos los eventos de un mismo patrón, con el fin de entender de manera general los mecanismos físicos y atmosféricos de cada patrón que favorece a los DBTM. Este procedimiento se realizó desde cuatro días antes hasta dos días después del día central.

d) Para asociar los patrones de circulación con las ecuaciones cuasi-geostróficas de tendencia geopotencial y omega, se realizó el análisis de la advección de temperatura y la advección de vorticidad absoluta, pues son parte de los términos que se consideran en dichas ecuaciones que se muestran a continuación en su forma isobárica:

Ecuación QG de tendencia geopotencial, en su forma isobárica, según Holton y Hakim (2013)

$$\left[\nabla_p^2 + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] X = -f_0 v_g \cdot \nabla_h \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left[-\frac{f_0^2}{\sigma} v_g \cdot \nabla_h \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p_p} \right) \right]$$

Término A

Término B

Término C

Ecuación QG omega, en la forma adaptada por Bluestein (1992)

$$\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} [-v_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)] - \frac{R_d}{\sigma p} \nabla_p^2 (-v_g \cdot \nabla_p T)$$

Término A

Término B

Término C

Ambas ecuaciones evalúan la variación con la altura de: la advección de vorticidad absoluta y la advección de temperatura. En la presente investigación sólo se presenta el análisis de la advección de vorticidad absoluta (Término B) en niveles medios y altos de la ecuación QG omega.

3.2.3 Análisis del comportamiento espacial de la temperatura mínima para un evento específico de DBTM

a. Se seleccionó el periodo del 25 de marzo al 8 de abril de 2018, al tratarse de heladas tempranas y porque se presentaron 3 eventos de DBTM (3 días D). Además de los datos de temperatura mínima de las estaciones del SENAMHI, se utilizó los datos registrados por termohigrómetros de tambos, ubicados en las zonas altoandinas centro y sur del Perú (ver Tabla 2).

b. Con los datos de temperatura mínima de estaciones meteorológicas convencionales y termohigrómetros de Tambos se realizaron mapas de isotermas para observar el comportamiento espacial a lo largo de los días del evento. Se utilizó la metodología según Fries et al. (2012), la cual considera el cambio gradual de una variable con la altitud.

c. Se realizó un gráfico de dispersión con los datos de temperatura mínima y la altitud a la que fueron registrados. De la ecuación de la recta se halló el gradiente.

$$Y = a + (\text{gradiente}) * X$$

d. Se calculó un nuevo término: “Tdet”, que representará la temperatura mínima que tendría una estación si estuviese ubicada a una altitud estándar que, en nuestro caso será “Zdet” = 2500 m. La altitud de la estación o termohigrómetro está representada por “Zest”.

$$T_{det} = T_{min} + (\text{gradiente} * (Z_{det} - Z_{est}))$$

e) Se ubicó todos los puntos de estaciones y termohigrómetros en el QGIS, y posteriormente se utilizó el valor Tdet.

f) Se utilizó los DEMs (modelo de elevación digital) del área de estudio y los uniremos utilizando la herramienta “Miscelánea → Combinar” del QGIS. De este modo, se tendrá un solo DEM.

g) Posteriormente, se aplicará la siguiente ecuación:

$$T_{det} + (\text{gradiente} * (\text{DEM} - Z_{det}))$$

usando la herramienta “Calculadora ráster”, la cual obtendrá los valores de temperatura mínima iniciales, no sólo de los puntos de las estaciones, sino también de toda el área del DEM. Es decir, se obtendrán píxeles con valores de temperatura mínima. Mientras más datos de estaciones meteorológicas y termohigrómetros, así como mayor sea la resolución espacial que se quiera tener del nuevo mapa, se tendrá más detalle de las temperaturas espacialmente.

h) Utilizando la herramienta “r.reclass” del QGIS (GRASS), se clasificó por intervalos de valores de temperatura mínima: mayor a 3°C, entre 0 y 3°C, entre -5 y 0°C, entre -10 y -5°C y menor a -10°C.

i) Finalmente, del nuevo ráster clasificado, se extrajeron las isotermas utilizando la herramienta “extracción → curvas de nivel”. Las “curvas de nivel” serían las isotermas, y éstas se mostraron con intervalos de 5°C.

Se presentó 4 mapas (25 de marzo, 29 de marzo, 5 de abril y 8 de abril de 2018) de isotermas para ver el comportamiento temporal y espacial de las temperaturas mínimas, y así, poder identificar las zonas que presentaron las temperaturas más bajas durante el periodo.

3.2.4 Establecimiento de modelos conceptuales atmosféricos que favorecen los DBTM

a) Una vez conocidos los principales patrones de circulación en la atmósfera que favorecen los DBTM, así como sus mecanismos físicos, se tomaron las características más importantes y la información se recopiló en una tabla que posee 3 columnas. La primera referida a una situación sinóptica, la segunda a una estructura o proceso mesoescalar y la tercera a una estructura local y/o fenomenología. A cada situación sinóptica le corresponde un proceso mesoescalar y a éste una fenomenología, acorde lo mostrado por Pascual (2016).

b) Se presentó un bosquejo de los modelos conceptuales, en los cuales se mostró las características generales en niveles medios y altos de la tropósfera.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Determinación de eventos de Descensos bruscos de temperatura mínima (DBTM).

La media o normal y los percentiles 10, 5 y 1 de temperatura mínima de cada estación meteorológica utilizada en este estudio fueron brindados por la Subdirección de Predicción Climática del SENAMHI. Estos datos sirvieron para poder determinar eventos de DBTM en el periodo de estudio: 2009 a 2018. La OMM (2015), mencionó que las normales climatológicas se actualizarán cada diez años y utilizará el periodo 1981-2010 como periodo de referencia actual, pues el clima de la Tierra está cambiando más rápido que antes, a causa del incremento de las concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero. Por lo tanto, el periodo usado para el cálculo las normales es adecuado para poder caracterizar las temperaturas mínimas entre el 2009 y 2018. Sin embargo, de realizarse un estudio que para un periodo anterior al año 2010, sería más apropiada utilizar las normales climatológicas, calculadas a partir del periodo 1961-1990, según menciona la OMM (2015).

Durante la determinación de los eventos de DBTM, hubo un par de ellos en que por alcanzarse valores menores al percentil 5 o 1 en al menos dos estaciones, se les consideró como un día D, sin que necesariamente se llegue a cumplir todas las condiciones expuestas en la metodología. En la Tabla 5, se observa que junio comienza con temperaturas mínimas por debajo de lo normal y que el día 2 las estaciones Capazo y Pizacoma tuvieron un DBTM, pero además alcanzaron valores menores a su percentil 1 (celdas celestes). Al comparar los patrones de circulación de este día con los del 30 de mayo de 2009, que fue un día D, se observó una diferencia entre ellos a pesar de ser días bastante cercanos. Esto fue determinante para decidir que el 2 de junio sea considerado un día D.

En total se determinaron 116 eventos de DBTM en la Sierra Sur y Centro que lograron entrar a un criterio de clasificación por patrones. En la Tabla 6 se presentan los eventos (día D) por cada año. La última fila muestra el total de eventos por año.

Tabla 5: Temperatura mínima de estaciones convencionales (2009)

Estación	1-Jun	2-Jun	3-Jun	4-Jun	5-Jun	6-Jun	7-Jun	8-Jun	9-Jun	10-Jun	11-Jun	12-Jun
Chuapalca	-18.0	-19.0	-20.6	-20.0	-18.5	-16.4	-14.5	-17.0	-21.0	-21.0	-19.0	-18.0
Capazo	-11.5	-20.5	-15.5	-15.6	-13.0	-12.0	-10.0	-12.0	-14.8	-15.6	-12.5	-14.0
Mazocruz	-18.8	-21.0	-21.0	-20.0	-17.4	-17.2	-14.6	-17.4	-20.2	-20.2	-18.4	-17.0
Pizacoma	-8.8	-13.6	-6.8	-12.6	-5.8	-7.8	-8.4	-9.2	-8.4	-7.4	-6.8	-6.6
Pampahuta	-10.2	-11.8	-12.6	-11.6	-11.0	-8.4	-10.2	-10.4	-11.4	-12.6	-12.2	-10.2
Pucará	-8.8	-10.4	-11.4	-12.4	-11.6	-8.8	-8.0	-7.8	-9.6	-10.6	-10.0	-6.4
Arapa	-5.4	-6.4	-7.2	-8.2	-2.4	-3.0	-4.0	-4.2	-3.6	-8.0	-9.4	-5.8
Ayaviri	-8.4	-9.0	-10.6	-11.8	-12.2	-7.6	-7.4	-6.8	-10.0	-10.2	-11.2	-7.8
Chuquibambilla	-13.0	-14.0	-16.0	-16.5	-15.0	-12.0	-12.0	-12.0	-14.0	-14.0	-15.0	-10.0
Azángaro	-6.0	-7.6	-9.1	-9.5	-9.2	-8.4	-6.6	-5.4	-7.2	-7.6	-8.7	-5.0
Progreso	-6.8	-7.4	-7.8	-8.6	-9.2	-7.2	-6.8	-6.2	-7.8	-7.2	-9.6	-5.4
Imata	-13.8	-15.2	-16.6	-14.0	-12.0	-11.0	-13.0	-13.2	-14.6	-16.0	-14.2	-14.0

Tabla 6: Fechas por año de los eventos de DBTM

Año	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
FECHAS	11-Mar	12-Abr	29-Abr	21-Mar	19-Set	29-Mar	28-Mar	13-Abr	20-Mar	29-Mar
	16-Mar	26-Abr	14-May	29-Abr	24-Mar	12-Abr	28-May	25-Abr	20-Abr	5-Abr
	30-Mar	11-Jul	30-May	14-May	29-Mar	27-Abr	6-Jun	18-May	26-Abr	11-Abr
	16-Abr	19-Jul	7-Jun	25-May	13-Abr	6-May	28-Jun	26-May	13-May	15-Abr
	24-Abr	5-Ago	25-Jun	22-Jun	5-May	14-May	7-Jul	30-May	31-May	29-May
	28-Abr	13-Ago	18-Jul	17-Jul	28-May	25-May	20-Jul	15-Jun	12-Jun	19-Jun
	30-May	5-Set	30-Jul	6-Ago	27-Jun	13-Jun	10-Ago	22-Jun	12-Ago	6-Ago
	2-Jun	14-Set	2-Ago	18-Ago	10-Ago	6-Jul	27-Ago	29-Jun	19-Ago	2-Set
	9-Jun	28-Set	23-Ago	28-Ago	26-Ago	24-Jul	27-Set	20-Jul	29-Set	19-Set
	15-Jun	4-Oct	9-Set	19-Set	2-Set	15-Oct	9-Oct	29-Ago	2-Oct	
	29-Jun	23-Oct	12-Oct		8-Oct	7-Nov	12-Oct	5-Oct	1-Nov	
	22-Jul	5-Nov			11-Nov		20-Nov	13-Nov		
	2-Ago									
	9-Ago									
	17-Ago									
4-Set										
TOTAL DE EVENTOS	16	12	11	10	12	11	12	12	11	9

4.2 Determinación de los mecanismos físico - atmosféricos de cada patrón de circulación que favorece los DBTM

Después de haber graficado líneas de corriente y diferentes parámetros meteorológicos sobre Sudamérica y Perú, en muchas ocasiones la posición de la(s) corriente(s) en chorro fue un factor determinante para poder clasificar los patrones de circulación asociados a los DBTM, pues su principal aporte fue la convergencia que generaba en altura sobre la derecha de su parte entrante y sobre la izquierda de su parte saliente, o en zonas donde dos corrientes en chorro se acoplaban por sus lados convergentes, produciéndose convergencia a gran escala. Estas zonas convergentes también se localizaron donde hubo confluencia de vientos en niveles altos, e independientemente de su origen, su ubicación fue determinante para entender cómo afectaba a la sierra sur y centro del Perú.

Por otro lado, la profundidad y configuración de las vaguadas y dorsales que se encontraron en niveles altos también fueron buenos referentes. Gran parte de los eventos de DBTM estuvieron asociados a un sistema Dorsal – Vaguada, de ahora en adelante D-V. Además, este sistema también se vio reflejado en niveles medios, el cual promovía el ingreso de vientos del sur o suroeste, afectando la sierra sur (en mayor medida) y centro del Perú.

Asimismo, se encontró eventos en los que se veía afectada la sierra sur oriental. Estos casos particulares fueron asociados a un giro antihorario en niveles altos, el cual también se vio reflejado en niveles medios, promoviendo el ingreso de vientos del este y sureste con aire con poco contenido de humedad, aproximadamente desde el límite internacional de Bolivia con Brasil.

También, se determinaron eventos donde sólo fue afectada la sierra centro. Sin embargo, no hubo una semejanza en los sistemas sinópticos o líneas de corrientes en niveles altos de la tropósfera, sólo el ingreso de vientos del oeste con bajo contenido de humedad, en niveles medios.

En cuanto a los parámetros meteorológicos analizados sobre el sur y centro del Perú, todos los eventos coincidían con la presencia de bajos valores (menor a 20%) de humedad relativa promedio en la capa de 600 a 300hPa (HRP63) y bajo contenido de humedad (relación de mezcla con valores menores a 1gr/kg) en niveles medios. En niveles altos, además de las zonas de convergencia sobre el sur del Perú y alrededores, el desplazamiento al norte de las isohipsas de 12400 y 12350 m.g.p coincidió con muchos eventos. En niveles medios, el ingreso de vientos del sur advectó aire frío al sur del Perú. Por último, se tuvo que las

isolíneas de 326K y 323K de temperatura potencial equivalente, se aproximaron al sur del Perú en el nivel de 500hPa, y en casos particulares, llegaron a ser isolíneas de hasta 317K.

En la Tabla 7, se muestran las fechas de los eventos de DBTM (día D) para cuatro patrones de circulación encontrados, y una clasificación adicional representando eventos que sólo afectaron a la sierra centro.

Para el Patrón 1 se encontraron 47 eventos de DBTM. Lo característico de estos eventos fue la configuración de la corriente en chorro, pues se sitúa a lo largo de una vaguada en niveles altos (200hPa) que, posteriormente, se fracciona, quedando dos corrientes en chorro acopladas por el lado convergente. Esta vaguada también se refleja en niveles medios (500hPa) al sur del Perú que, en conjunto a una dorsal al este, propician el ingreso de vientos con escasa humedad proveniente del sur y suroeste.

Para el Patrón 2 se encontraron 28 eventos de DBTM. En estos eventos sobresale la presencia de una corriente en chorro con configuración zonal, ubicada entre las latitudes 20°S y 35°S y abarcando parte de Bolivia, Paraguay, sur de Brasil y norte de Argentina. Sobre el Pacífico se encuentra otra corriente en chorro que parece querer acoplarse por su lado convergente con la primera corriente en chorro, sin embargo, se diferencia del Patrón 1, pues no se muestra una vaguada tan bien configurada. En niveles medios (500hPa), similar al patrón 1, se muestra una configuración de vaguada acompañada de una dorsal, favoreciendo el ingreso de vientos con escasa humedad proveniente del suroeste y oeste.

Tabla 7: Fechas (días D) de los eventos de DBTM

PATRÓN 1	PATRÓN 2	PATRÓN 3	PATRÓN 4	SIERRA CENTRO	
30/05/2009	25/05/2014	11/03/2009	2/06/2009	16/03/2009	12/04/2010
15/06/2009	13/06/2014	30/03/2009	29/06/2009	16/04/2009	30/05/2011
22/07/2009	6/07/2014	24/04/2009	26/04/2010	21/03/2012	12/10/2011
2/08/2009	24/07/2014	28/04/2009	5/08/2010	6/08/2012	27/04/2014
9/08/2009	28/05/2015	9/06/2009	13/08/2010	15/10/2014	28/06/2015
17/08/2009	7/07/2015	11/07/2010	5/09/2010	7/11/2014	26/05/2016
4/09/2009	10/08/2015	29/04/2011	28/09/2010	6/06/2015	15/06/2016
19/07/2010	27/08/2015	14/05/2011	23/10/2010	20/11/2015	29/06/2016
14/09/2010	27/09/2015	23/08/2011	25/06/2011	20/07/2016	13/11/2016
4/10/2010	9/10/2015	14/05/2012	18/07/2011	20/03/2017	19/06/2018
5/11/2010	12/10/2015	25/05/2012	30/07/2011	11/04/2018	
7/06/2011	13/04/2016	19/03/2013	2/08/2011	15/04/2018	
29/04/2012	25/04/2016	24/03/2013	9/09/2011		
17/07/2012	29/08/2016	29/03/2013	22/06/2012		
18/08/2012	20/04/2017	8/10/2013	28/08/2012		
19/09/2012	26/04/2017	29/03/2014	28/05/2013		
13/04/2013	13/05/2017	6/05/2014	20/07/2015		
5/05/2013	31/05/2017	14/05/2014	30/05/2016		
27/06/2013	12/08/2017	28/03/2015	12/06/2017		
10/08/2013	29/09/2017	18/05/2016			
26/08/2013	2/10/2017	22/06/2016			
2/09/2013	29/03/2018	5/10/2016			
11/11/2013	2/09/2018	19/08/2017			
12/04/2014		1/11/2017			
		5/04/2018			
		29/05/2018			
		6/08/2018			
		18/09/2018			

Para el Patrón 3 se encontraron 19 eventos de DBTM. Lo característico, además de haberse presentado con mayor frecuencia entre los años 2009 y 2012, es la configuración zonal de la corriente en chorro, entre los 25 y 30°S, con un *jet streak situado en Chile*. Esto provocó confluencia de vientos al norte del *jet streak*, y se pudo apreciar en los campos de convergencia en altura sobre el sur del Perú. A diferencia de los dos primeros patrones, los vientos en niveles medios que ingresan al sur y centro del Perú provienen principalmente del oeste.

Para el Patrón 4, se encontraron 12 eventos de DBTM. En promedio, se tuvo un giro antihorario en niveles medios sobre el sur del Perú que favorece el ingreso de vientos proveniente de Bolivia, advectando aire con escasa humedad sobre la sierra sur oriental del Perú. En niveles altos, también se observa una circulación anticiclónica con una corriente en chorro al sur, cuya zona convergente en su lado saliente se ubica aproximadamente sobre Bolivia.

Por último, se encontraron 10 eventos de DBTM, en los cuales se veía afectado principalmente la sierra central y parte del norte de la sierra sur. Es decir, no se veía afectada la zona más al sur de la sierra del Perú. Sin embargo, no se encontró un patrón de circulación en niveles altos que sea similar en todos los eventos; sólo se presencié el ingreso de vientos del oeste con escasa humedad, parámetro que ya se ha mencionado, y es el más común en todos los patrones.

A continuación, se presentan gráficos representativos de los cuatro patrones de circulación encontrados.

4.2.1 PATRÓN 1

En la Figura 5, se muestra la corriente en chorro en el nivel de 200hPa, la cual toma una configuración de vaguada cerca de los 30°S el día D-2, y con el pasar de los días se va desplazando hacia el este. Esta vaguada en niveles altos se observa mejor en campos de vorticidad relativa, la cual se muestra en la Figura 6. La vorticidad relativa negativa (VRN) es más notoria hacia el día D-1, sobre el eje de la vaguada, mientras que, hacia el este y oeste, se muestran dos dorsales, las cuales son diferenciadas por la vorticidad relativa positiva (VRP). Además, una característica que se rescata al observar las líneas de corriente es la confluencia de los vientos hacia el suroeste del Perú el día D -1, y sobre el sur del Perú

el día D 0, ambos coincidiendo con una interrupción en la velocidad de los vientos de la corriente en chorro.

En la Figura 7, se corrobora lo anterior, mostrándose regiones convergentes sobre las zonas de vientos confluentes, así como al acoplamiento de *jet streams* por su lado convergente, generando convergencia a gran escala. Ésta provocaría subsidencia, calentando el aire adiabáticamente sobre esa zona y reduciendo ligeramente el contenido de humedad del aire en niveles altos y medios de la tropósfera.

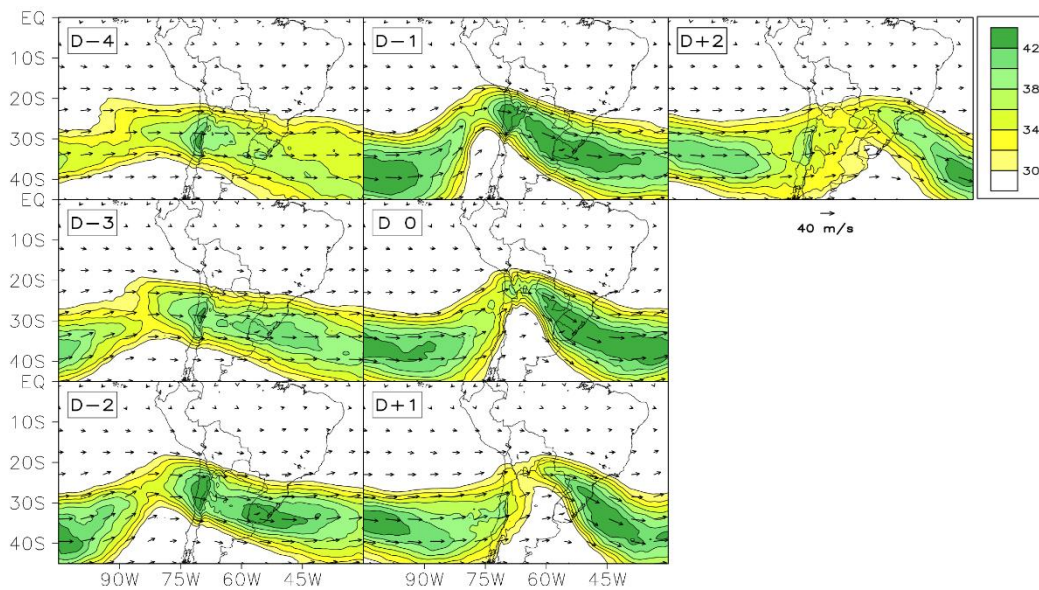


Figura 5: Patrón 1 -Dirección y velocidad de viento (m/s) en 200hPa.

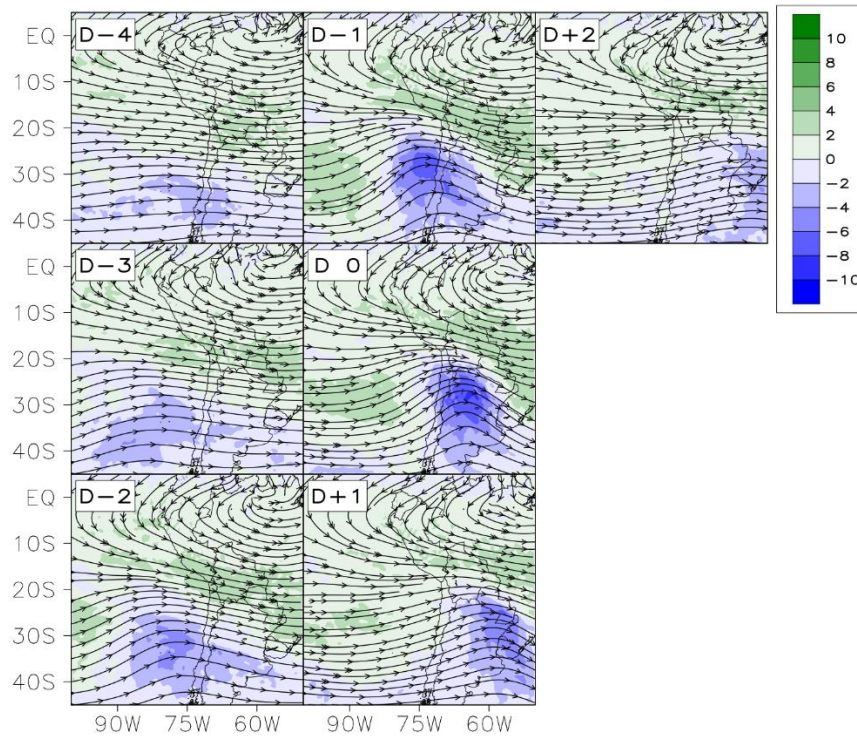


Figure 6: Patrón 1 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.

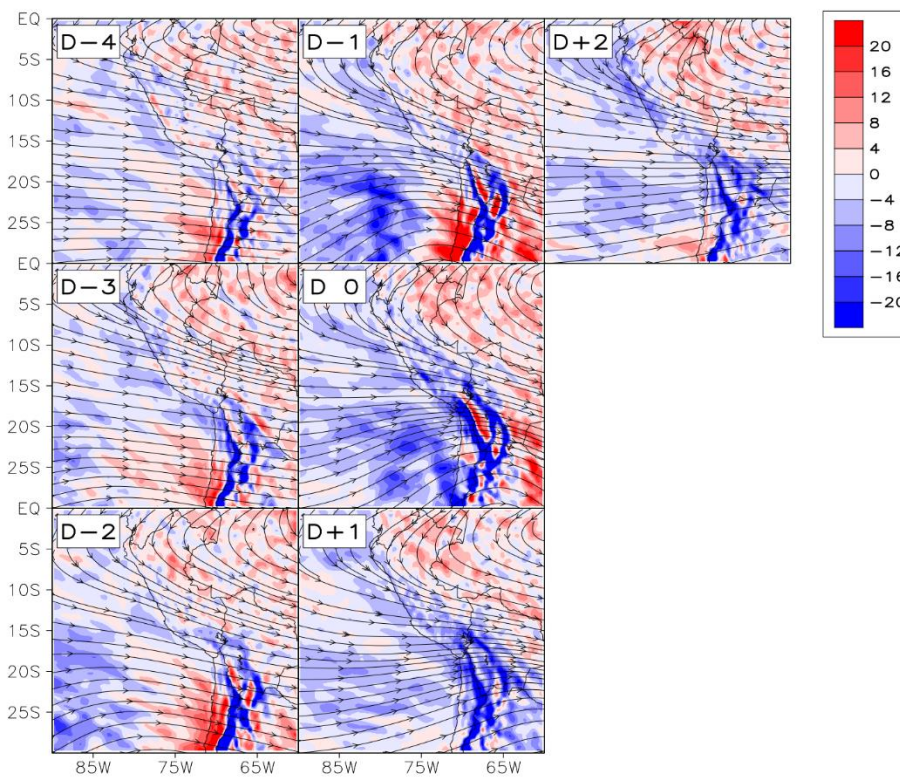


Figura 7: Patrón 1 - Líneas de corriente y divergencia ($10^{-6} \cdot 1/s$) en 200hPa.

En la Figura 8, sobre el Pacífico se muestra una región con humedad relativa promedio en la capa de 600 y 300hPa (HRP63), menor al 20%, como señalan Cau et al. (2005), a la cual se le denominará región de aire seco. Al comparar las zonas con menores valores de HRP63 con las zonas convergentes que se vieron en la Figura 6, se muestra cierta asociación, entendiéndose que las zonas convergentes en altura iban a determinar los lugares dónde se situarían los valores más bajos de HRP63 en la región de aire seco conforme se desplazase. Es decir, zonas en donde la pérdida radiativa sería mayor y, por ende, sería más probable que las temperaturas nocturnas descendieran con mayor facilidad. Por otro lado, si bien la posición de la isohipsa de 12400 m.g.p se muestra casi invariable a lo largo de los días (línea azul que cruza el Perú), se ve un ligero desplazamiento de la isohipsa de 12350 m.g.p hacia el norte en el día D 0. En la Figura 8 también resaltan los vectores de viento en 500hPa, los cuales cruzan las isohipsas al suroeste del Perú para los días D-1 y D 0, con dirección hacia el sur del Perú. Esta particularidad da un indicio de advección de temperatura fría, si se ve la altura geopotencial en 200hPa como un espesor de toda la tropósfera.

En la Figura 9, se observa que hacia el día D-2 se va configurando una vaguada sobre el Pacífico. Una dorsal, ubicada al oeste de esta vaguada, se amplifica hacia el día D-1 y favorece a una mejor configuración de la vaguada, cuyo eje cruza el continente el día D 0. Este sistema dorsal – vaguada sería el principal responsable de provocar el ingreso de la región de aire seco a continente en niveles medios de la tropósfera que, para Los Andes, serían niveles cercanos a su superficie.

En la Figura 10, se muestra la advección de temperatura fría (coloraciones azules) al suroeste del Perú los días D-1 y D+1, coincidiendo con las zonas del Pacífico donde los vectores de vientos cortaban las isohipsas en la Figura 8. Por otro lado, en la Figura 11 se muestra cómo regiones de temperatura potencial equivalente (TPE) con valores menores a 329K se desplazan hacia el sur del Perú el día D-2, alcanzándose valores menores a 326K el día D 0. Las estaciones meteorológicas, en eventos de DBTM, mostraron menores temperaturas mínimas cuando la TPE también fue menor. En casos particulares se alcanzaron valores próximos a 317K en el extremo sur del Perú. Por último, al asemejarse el comportamiento espacial de la TPE con la vaguada presente en 500hPa, se puede decir que su profundización apoyaría a que se alcancen menores valores de TPE en el sur del Perú.

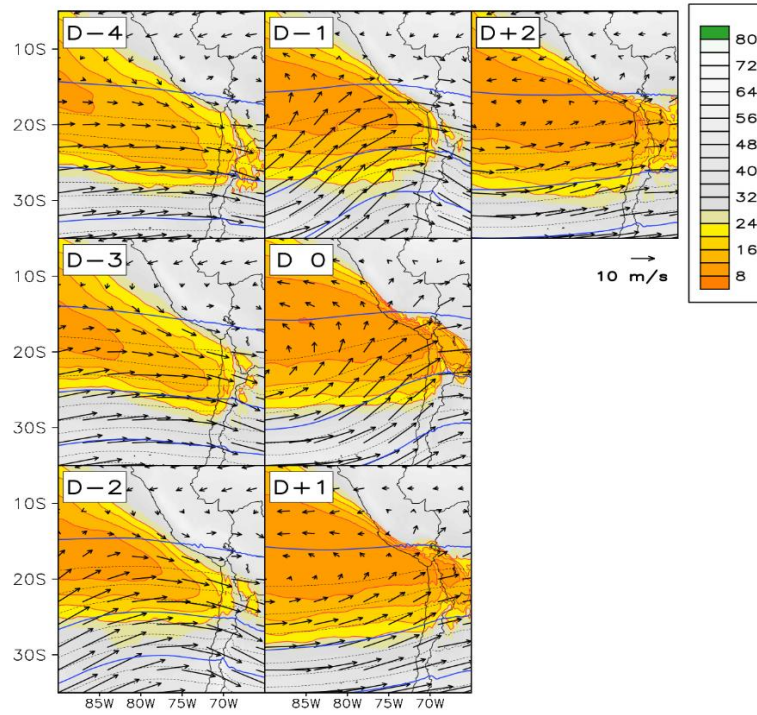


Figura 8: Patrón 1 - Humedad relativa promedio en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa (cada 50m.g.p) y dirección de viento en 500hPa.

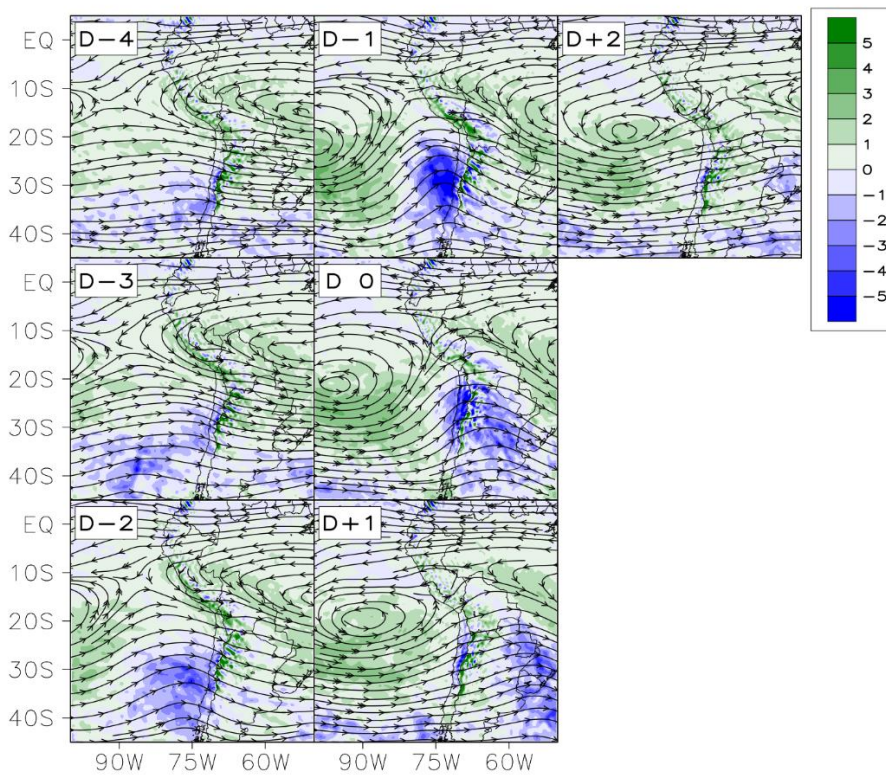


Figura 9: Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.

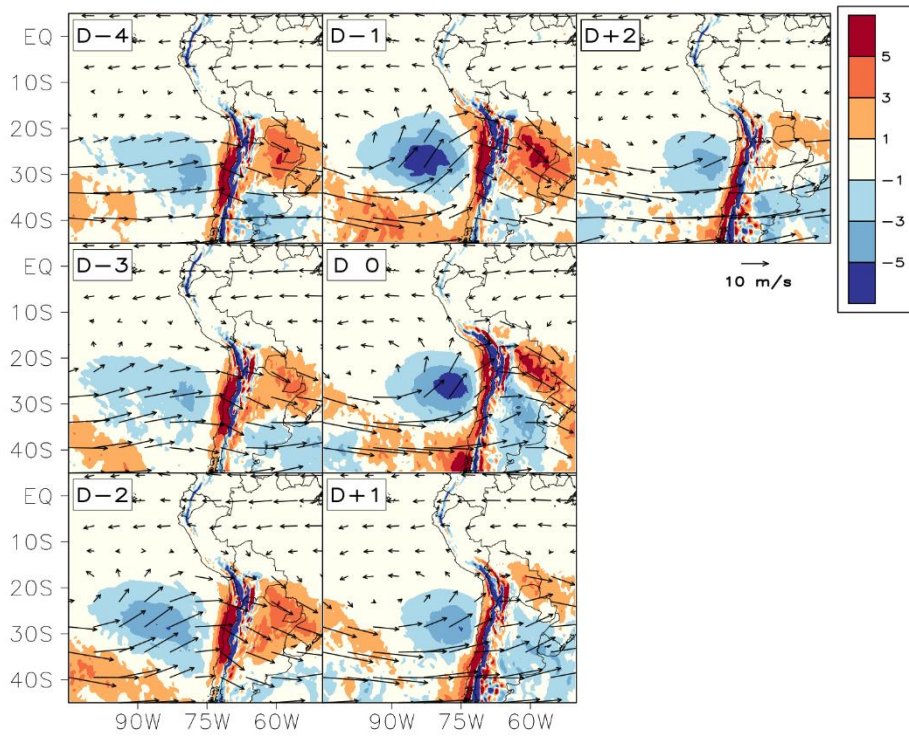


Figura 10: Patrón 1 - Advección de temperatura (°C/día) en la capa 700 – 500 hPa, y dirección de viento.

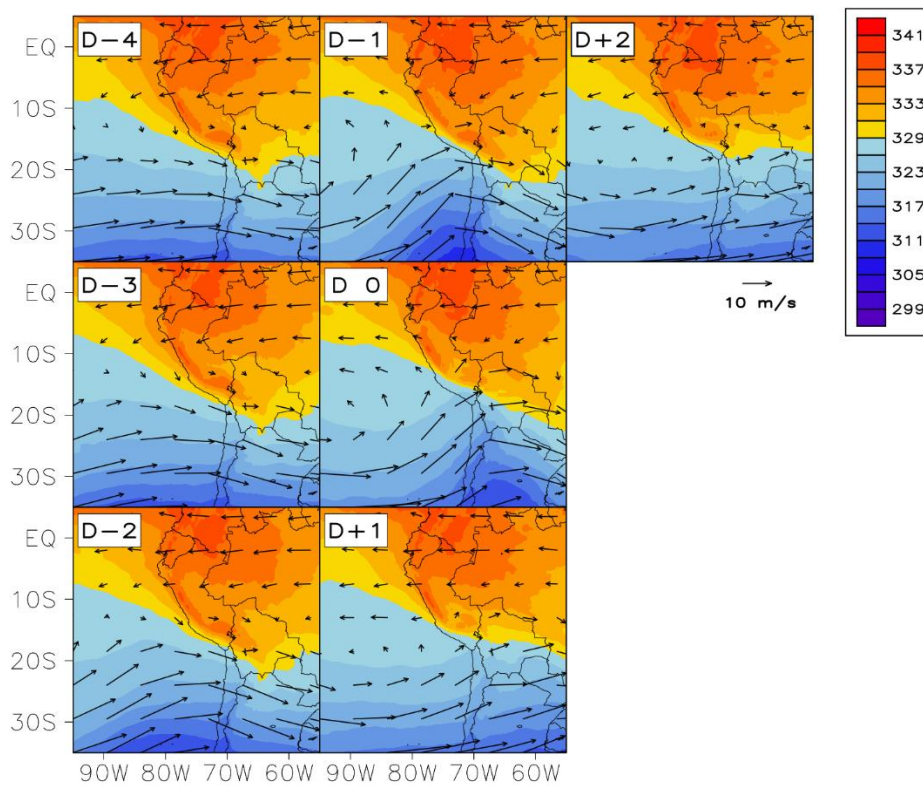


Figura 11: Patrón 1 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.

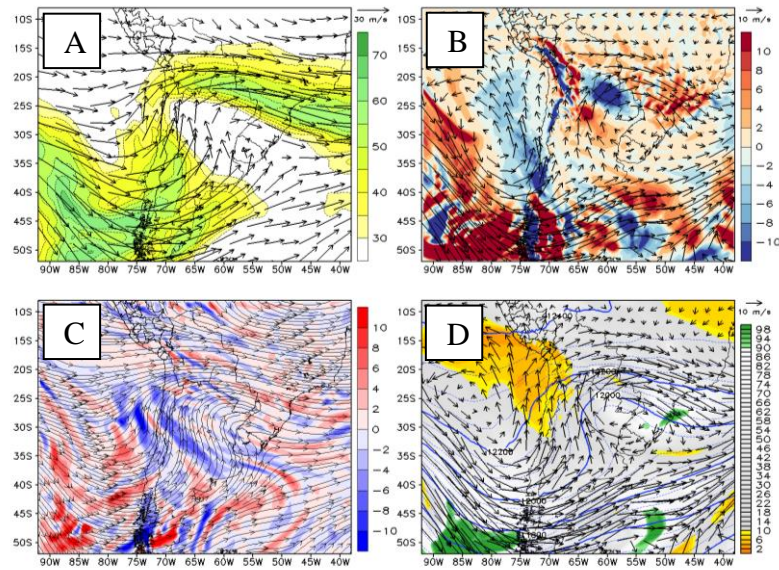


Figura 12: A. Vectores y velocidad de viento (m/s) en 200hPa, B. Advección de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{día}$) en la capa 700-500hPa, C. Divergencia y Convergencia ($\text{s}^{-1} \cdot 10^{-6}$) en 200hPa, y D. HRP 63 (%). Fecha: 17-07-2012 00Z.

En la Figura 12, se observa algunas características para el día D (día central) de un evento que fue clasificado dentro del Patrón 1. En “B”, se ve el impulso de vientos del sur en niveles medios de la tropósfera adveccionando aire frío frente a las costas de Chile, aproximándose al Perú. Sólo se visualizan los valores más bajos de HRP63 ($<10\%$), zonas a las cuáles denominaremos núcleos de aire seco. Para este evento, se sitúa entre: el lado izquierdo de la parte saliente de la corriente en chorro que se encuentra sobre el Pacífico y el lado derecho de la parte entrante de la corriente en chorro sobre continente, alrededor de los 20° y 25°S , es decir, la zona donde los *jet streams* quedan acoplados por su lado convergente. Además, los núcleos de aire seco abarcan el sur del Perú sin que en estas zonas se presenten necesariamente una marcada convergencia en niveles altos. Lo más probable es que los bajos valores de HRP63 sobre el sur del Perú hayan sido resultado de advección de aire seco, apoyado por los vientos del sur en niveles medios de la tropósfera (entre 20°S y 30°S , y entre 70°W y 75°W), con velocidades mayores a 10m/s . Estas características mencionadas persisten para el día D+2 (Ver Figura 13), pero con los *jet streams* más desplazados hacia el este.

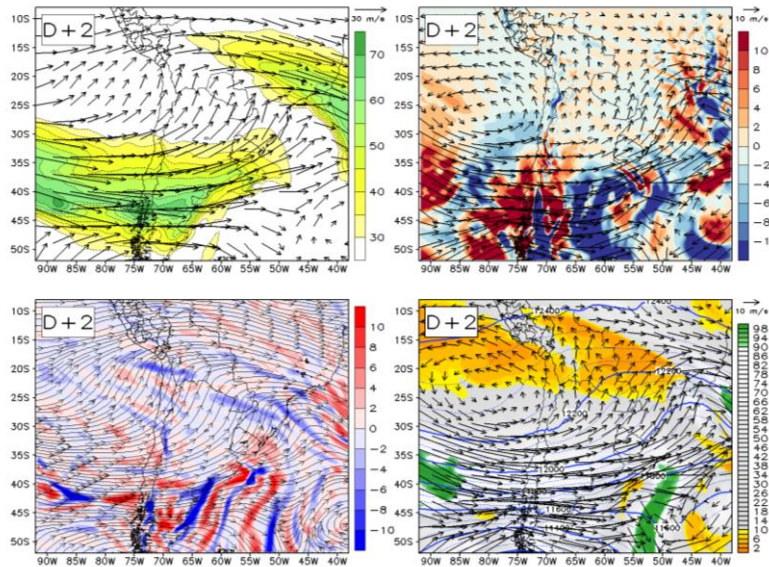


Figura 13: A. Vectores y velocidad de viento (m/s) en 200hPa, B. Advección de temperatura ($^{\circ}\text{C}/\text{día}$) en la capa 700-500hPa, C. Divergencia y Convergencia ($\text{s}^{-1} \cdot 10^{-6}$) en 200hPa, y D. HRP 63 (%). Fecha: 19-07-2012 00Z.

De los análisis realizados para el Patrón 1, la ubicación de las dos corrientes en chorro es importantes para la localización regiones de aire seco en niveles medios y altos (600-300hPa), mientras que el destino de estas regiones será determinado por la dirección de los vientos en 500hPa, viéndose afectadas las zonas por encima de los 3000 m s.n.m.

4.2.2 PATRÓN 2

Para el segundo patrón encontrado, se tuvo la presencia de dos corrientes en chorro sobre el Pacífico, y conforme se desplazaban hacia el este mostraron una tendencia a acoplarse por en el día D 0, tal como se muestra en la Figura 14. Se presenta cierta similitud al primer patrón, con la diferencia que no hay una vaguada bien definida en altura que separe estas corrientes en chorro.

Al observar campos de vorticidad relativa en niveles altos en la Figura 15, es evidente la ausencia de valores significativos tanto de vorticidad relativa positiva como negativa. Sin embargo, se ve una clara diferencia en los valores de vorticidad en ambos lados del *jet stream* que está sobre continente. Por otro lado, la convergencia de vientos también ocurre al sur y suroeste del sur del Perú en los días D -1 y D 0, asociados también a un acoplamiento de *jet streams* por sus lados convergentes, así como la confluencia de vientos sobre esas zonas.

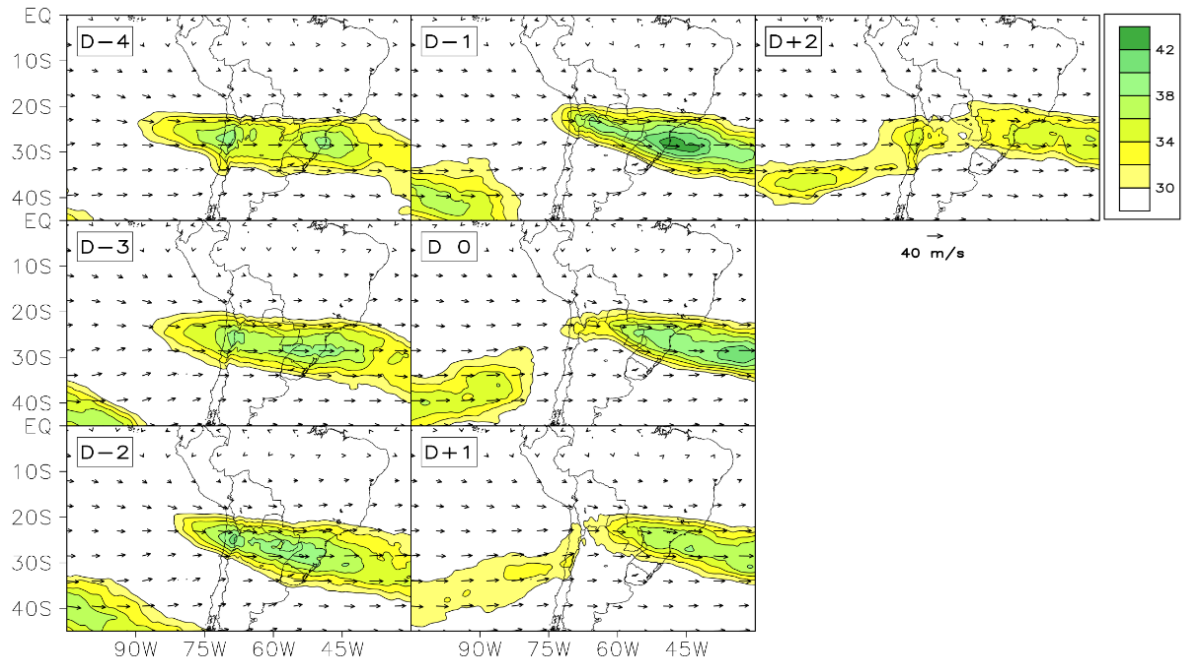


Figura 14: Patrón 2 - Dirección y velocidad de vientos (m/s) en 200hPa.

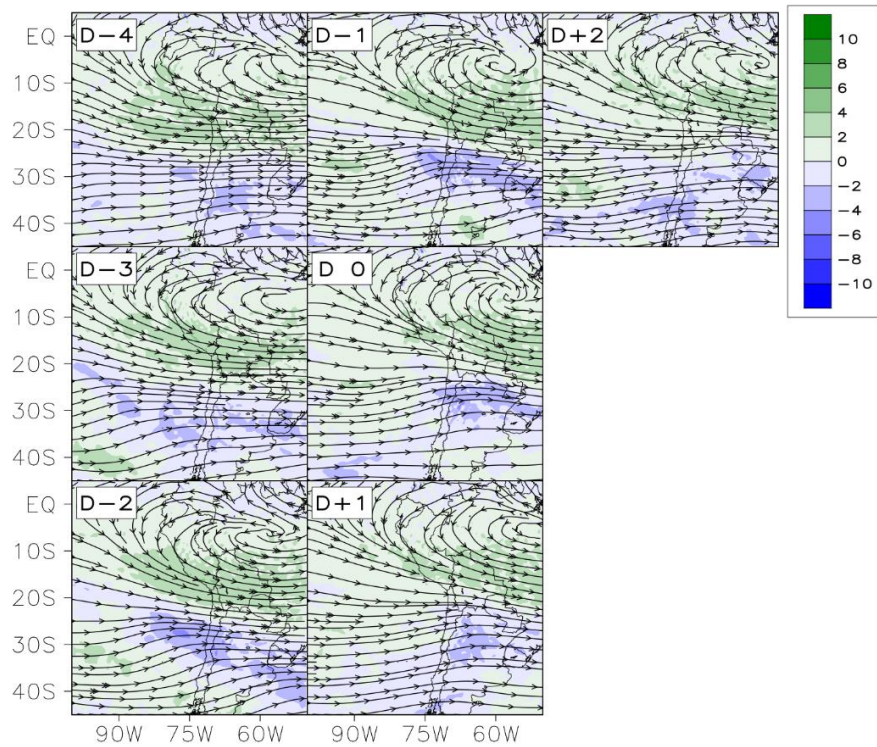


Figura 15: Patrón 2 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.

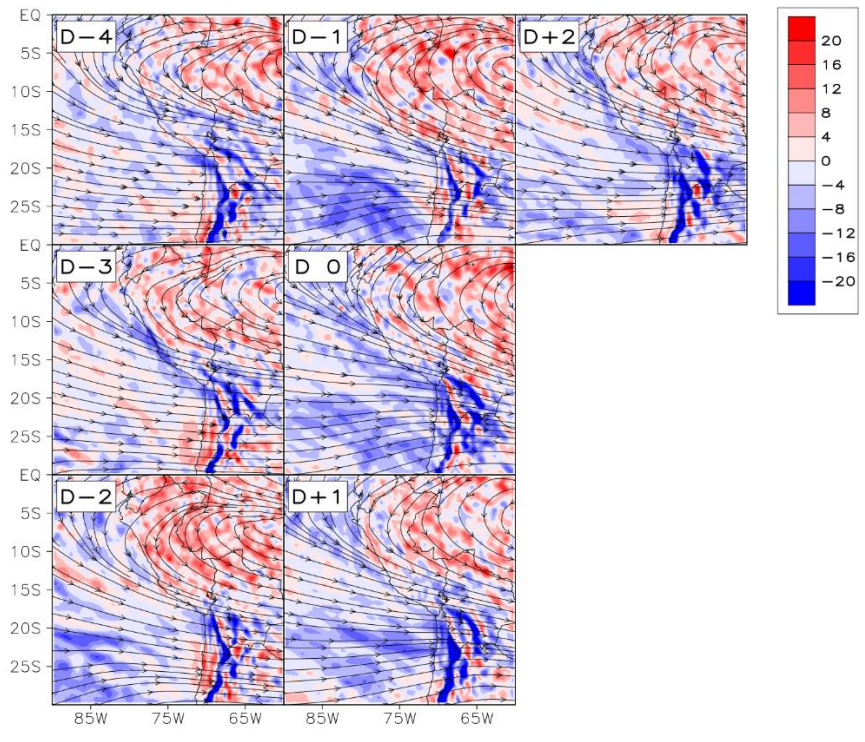


Figure 16: Patrón 2 - Líneas de corriente y divergencia ($10^{-6} \cdot 1/s$) en 200hPa.

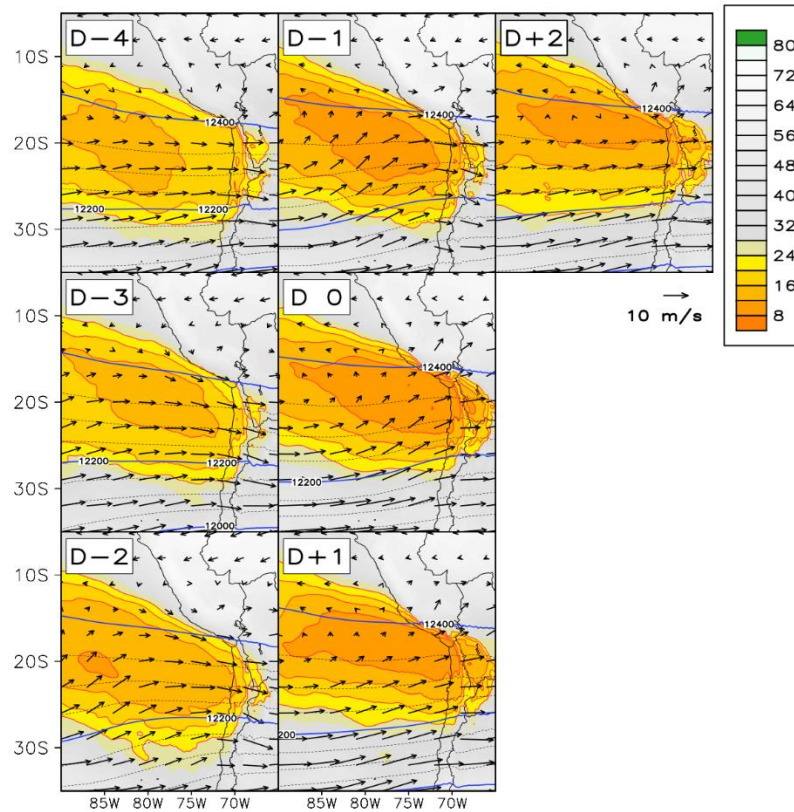


Figura 17: Patrón 2 - Humedad relativa promedio (%) en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa (intervalos de 50 m.g.p) y dirección de viento en 500hPa.

En la Figura 17, se observa una disminución en los valores de HRP63 sobre la zona convergente en altura, al suroeste del Perú en el día D -1, mientras que en el día D 0, esta región de aire seco ingresa al sur del Perú, apoyado por vientos del suroeste en el nivel de 500hPa. En la Figura 18, se puede observar que la configuración de vientos que se tiene en el nivel de 500hPa es bastante similar al patrón 1, con la presencia de un giro anticiclónico sobre el Pacífico, y una vaguada sobre continente en el día D 0, aunque de poca amplitud. Esta configuración es la que advecta el aire seco sobre el sur del Perú.

La advección de temperatura en niveles medios de la tropósfera se muestra con valores negativos (advección fría) sobre el Pacífico, al suroeste del Perú (Ver Figura 19). A pesar de ser menos significativa que el primer patrón, aún persiste la idea de aire frío migrando al sur del Perú.

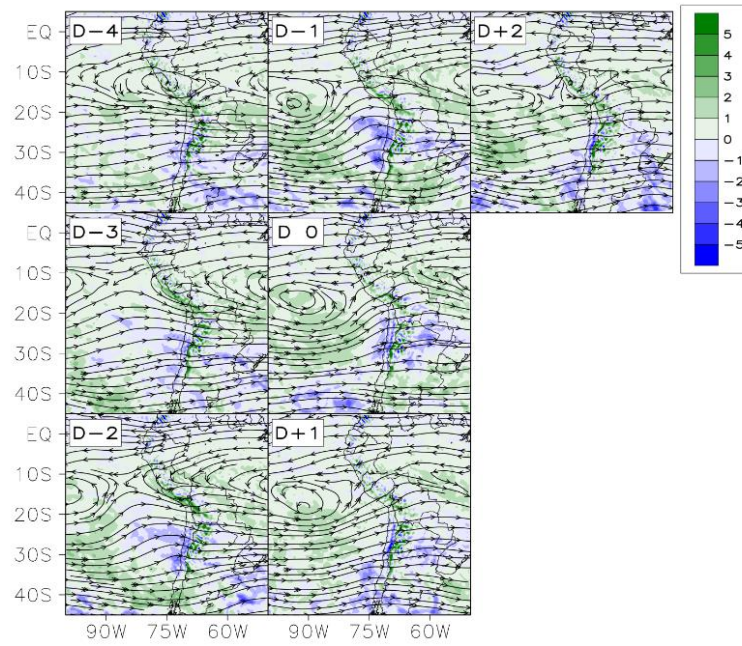


Figura 18: Patrón 2 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.

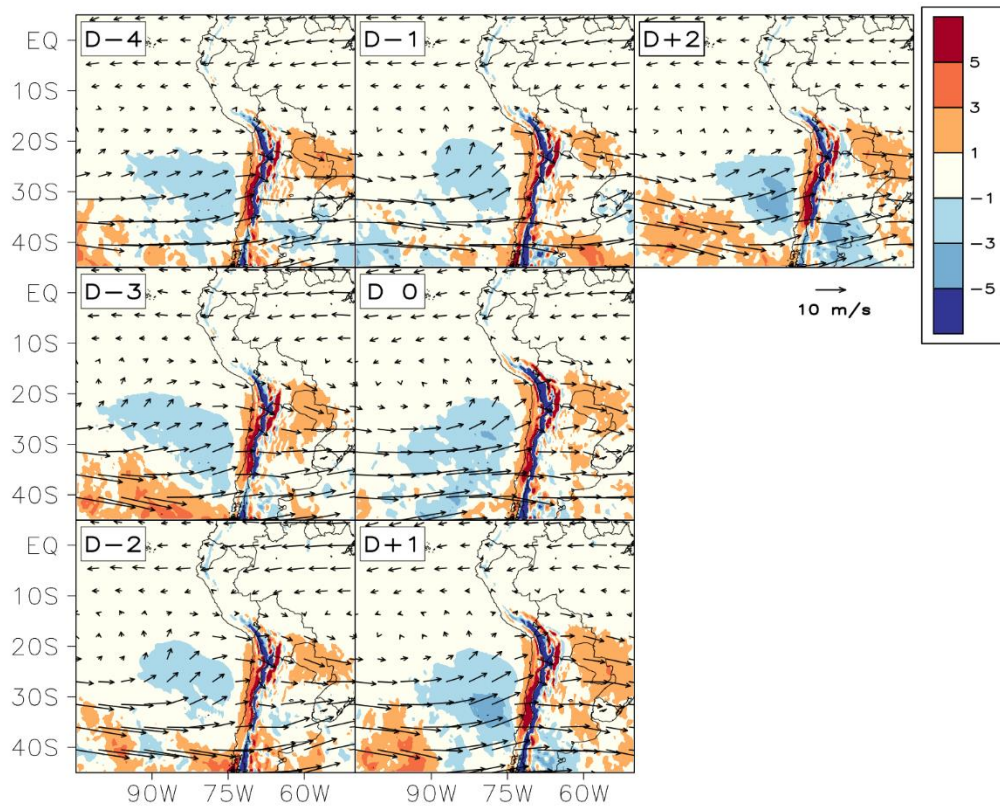


Figura 19: Patrón2 - Advección de temperatura ($^{\circ}C/día$) en la capa 700 – 500hPa, y dirección de viento.

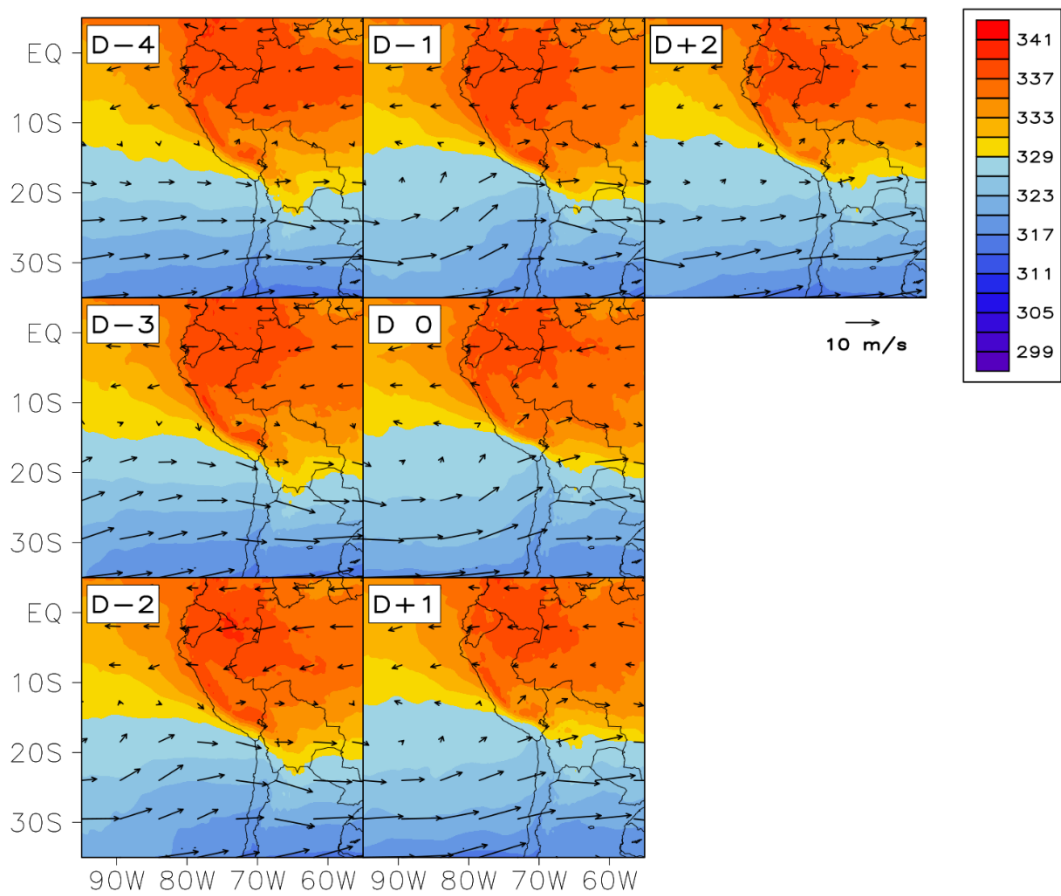


Figura 20: Patrón 2 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.

Por último, en la Figura 20, se tiene temperatura potencial equivalente (TPE) en el nivel de 500hPa, mostrando el ingreso de TPE menor a los 329K sobre el sur del Perú, de forma similar que en el primer patrón.

4.2.3. PATRÓN 3

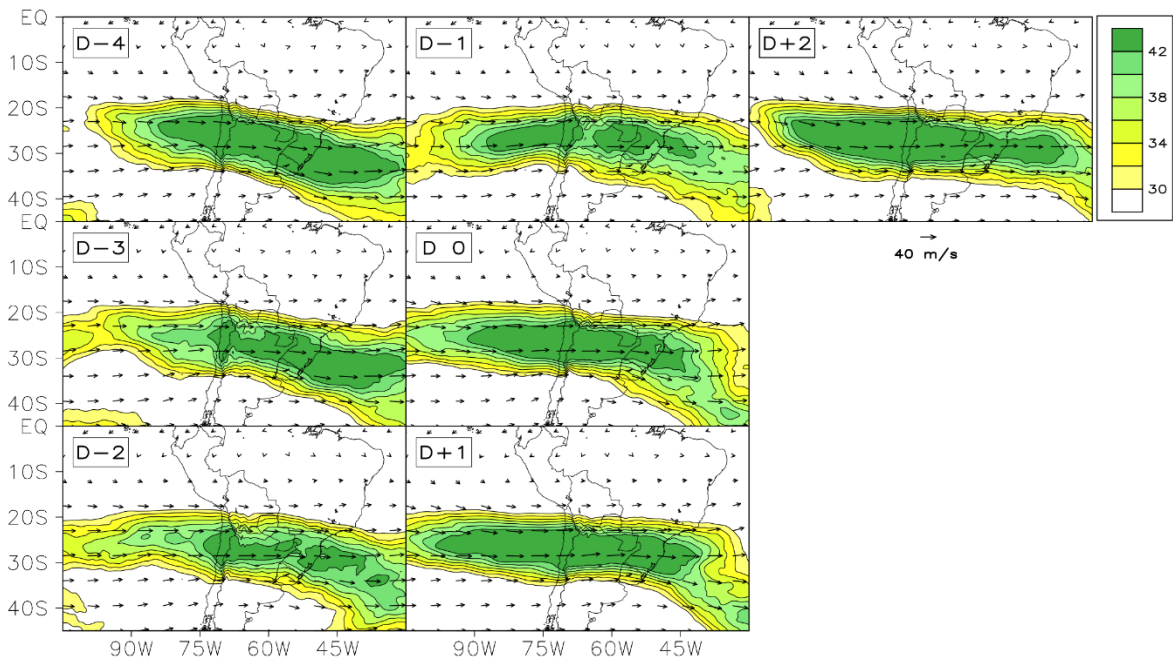


Figura 21: Patrón 3 - Dirección y velocidad de vientos (m/s) en 200 hPa.

Para el tercer patrón encontrado, la corriente en chorro mostró una configuración bastante zonal al sur del Perú entre los 20°S y 30°S. En la Figura 21, se ve que es persistente desde el día D – 4 hasta días posteriores al día D 0. Durante gran parte de los días del análisis, se observa que el *jet streak* se sitúa particularmente en la zona continental, siendo más notoria a partir del día D 0.

Este incremento de la velocidad en la corriente en chorro desde el día D 0, podría estar asociada a un intento de configuración de vaguada al sur, la cual se evidencia en los valores de VRN en los alrededores de 30°S – 70°W, tal como se muestra en la Figura 22. Además, la configuración de vientos sobre los 15°S en continente y parte del océano Pacífico, es bastante similar a los patrones encontrados antes, con una configuración zonal, que apoya trayendo vientos del oeste desde los 15°S hacia el sur del Perú, los cuales se acoplan a la corriente en chorro. Esta confluencia de vientos sobre el sur del Perú se puede observar en los valores de convergencia (coloraciones azules) en la Figura 23.

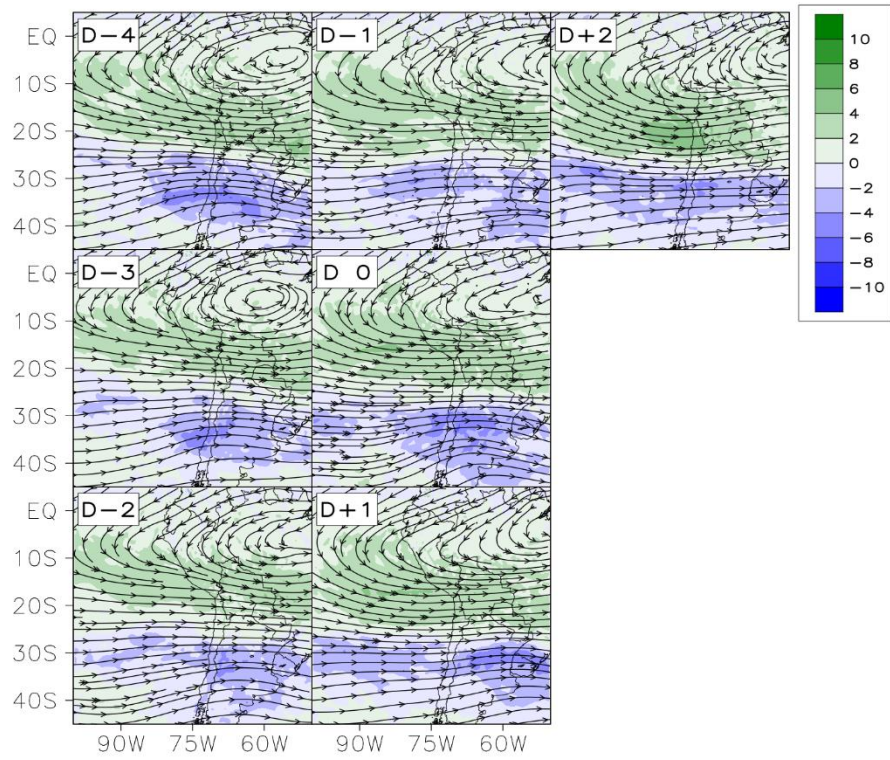


Figura 22: Patrón 3 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.

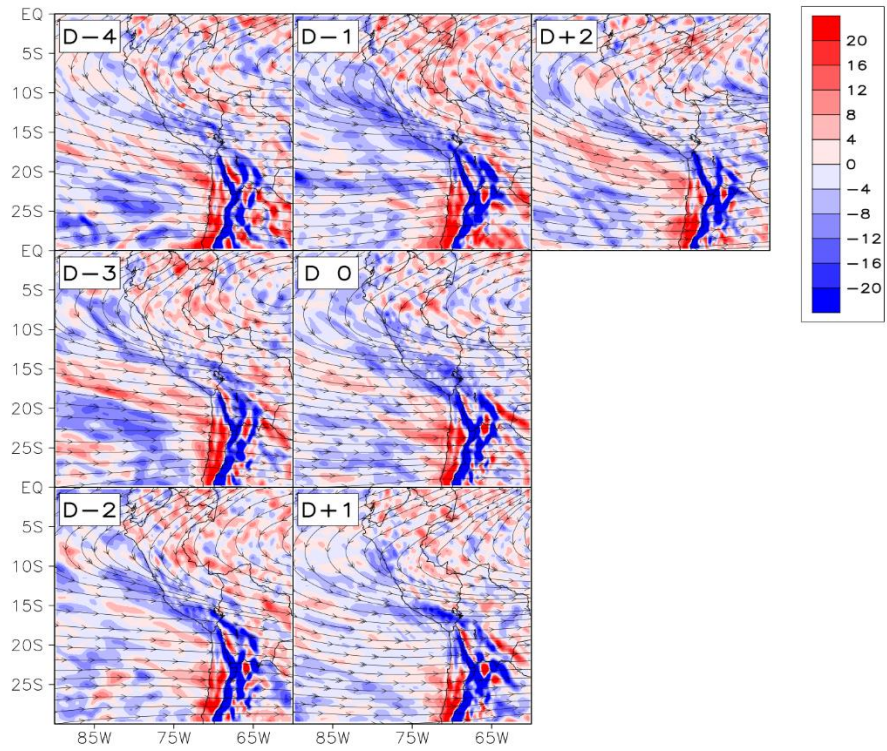


Figura 23: Líneas de corriente y divergencia ($10^{-6} \cdot 1/s$) en 200hPa.

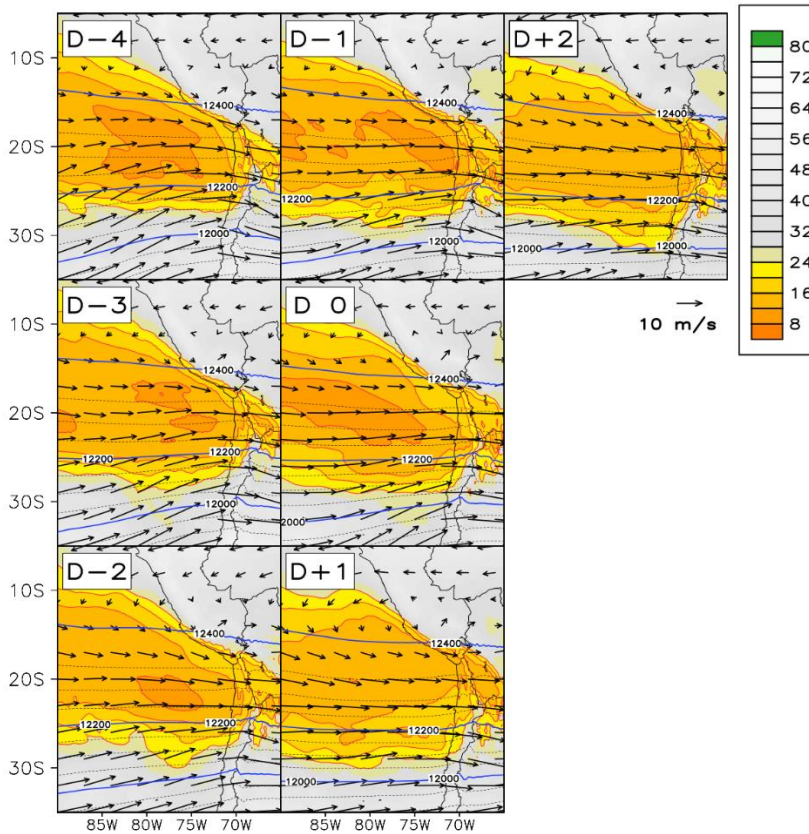


Figura 24: Patrón 3 - Humedad relativa promedio (%) en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa y dirección de viento en 500hPa.

En la Figura 24, nuevamente se muestra la predominancia de una región de aire seco sobre el Pacífico que ingresa a continente. Para este patrón se encuentran valores de humedad relativa un poco mayores, comparado a los dos primeros. Es muy probable que la no asociación a uno de los lados convergentes de un *jet stream* o un no acoplamiento de *jet streams* por el lado convergente, haga que la subsidencia sea menor y, por ende, el aire en la tropósfera se seque en menor proporción, o que este secamiento o reducción de humedad relativa sea sólo en niveles altos, y no en niveles medios de la tropósfera. Sin embargo, a diferencia de los dos primeros patrones, la masa de aire seco persiste por más tiempo en el extremo sur del Perú. Es decir, es probable que la temperatura mínima no termine sufriendo un descenso tan significativo, pero este patrón apoyaría a tener temperaturas mínimas por debajo de lo normal o menores al percentil 10 por mayor cantidad de días. Este es un punto que no está en estudio, pero la cantidad de días consecutivos con valores de temperatura mínima por debajo de lo normal también podría tener implicancias, sin que necesariamente se logren tener valores por debajo de un percentil 5.

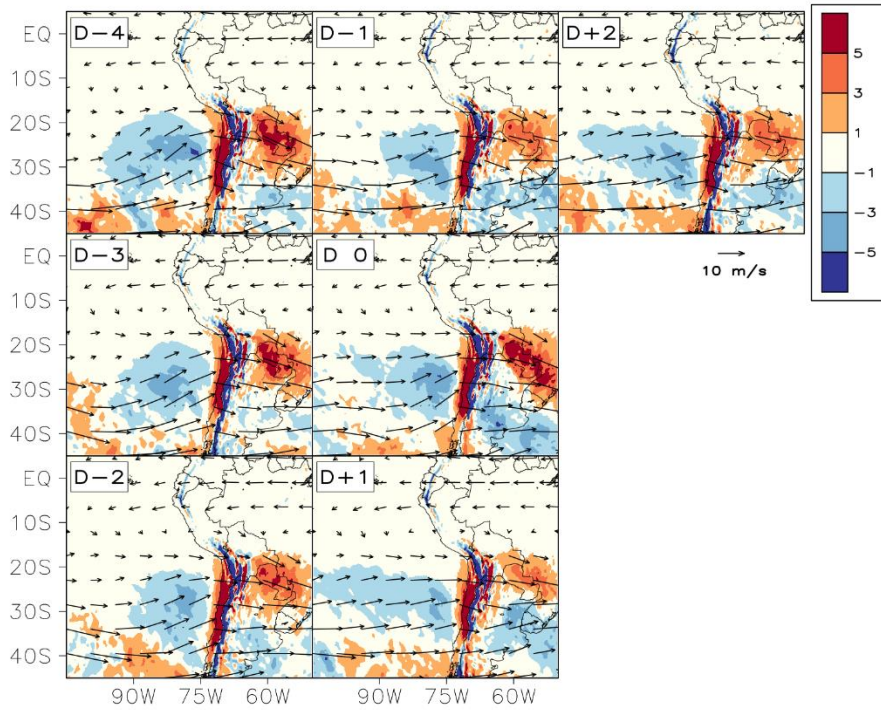


Figura 25: Patrón 3 - Advección de temperatura (°C/día) en la capa 700 – 500hPa, y dirección de viento.

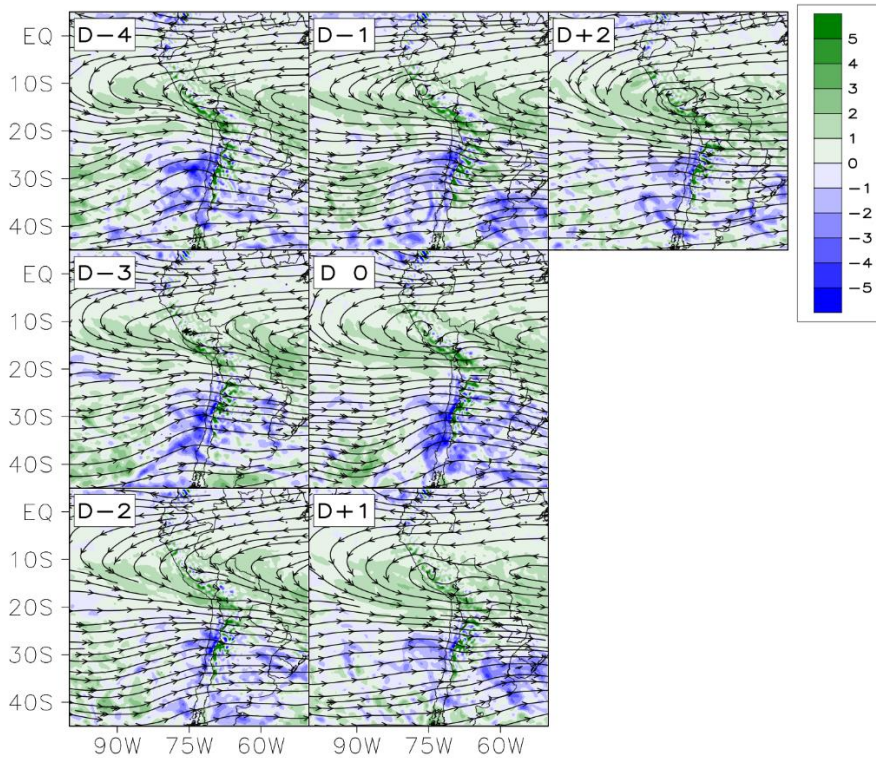


Figura 26: Patrón 3 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.

En niveles medios de la tropósfera, se muestra ingreso de vientos del oeste sobre el sur del Perú. La configuración de vaguada que se observa en el Patrón 1 y Patrón 2, ya no se muestra, aunque hacia el día D 0 se tiene VRN cerca de los 30°S – 70°W. Otras dos características importantes para resaltar son: la persistencia de la advección fría (ver Figura 25) sobre el Pacífico cerca de las costas de Chile (~30°S), como en los dos primeros patrones. Por otro lado, en la Figura 26, la configuración de vientos se muestra similar a niveles altos de la tropósfera. Se tienen velocidades de vientos mayores a 15m/s al sur del Perú (~20°S – 25°S), los cuales estarían apoyando al arrastre de aire seco hacia continente sudamericano.

Por último, la temperatura potencial equivalente (TPE) en 500hPa, nuevamente resultó ser útil para verificar la intrusión de aire más seco sobre una zona. Para el caso del Patrón 3, también se ven indicios de ingreso de una masa de aire seco, por los valores de TPE próximos a 329K sobre el sur del Perú, tal como se muestra en la Figura 27.

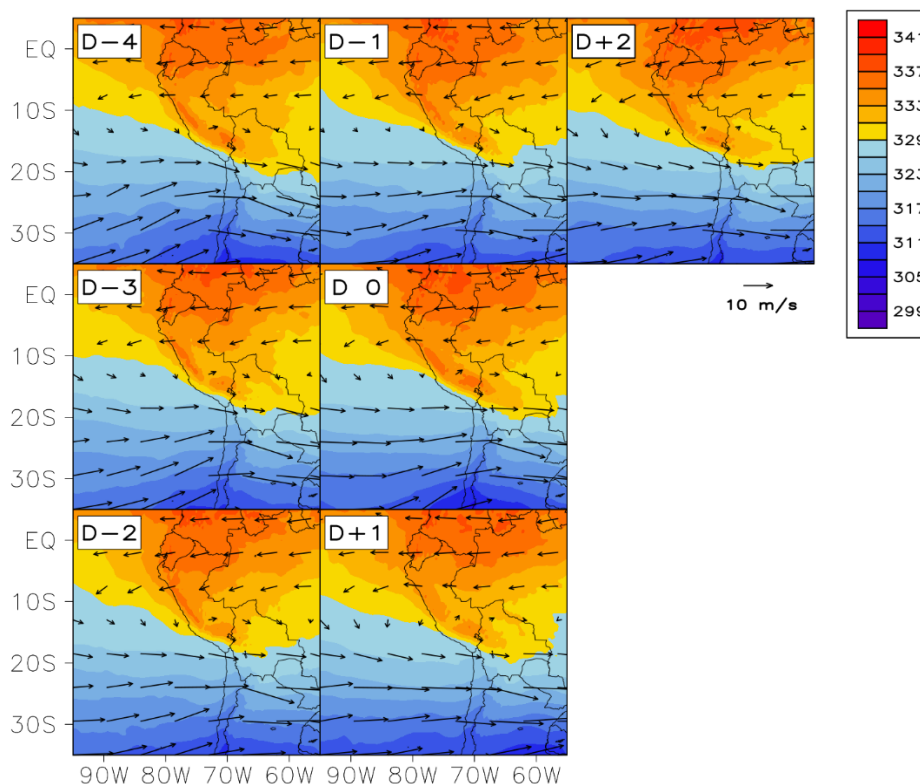


Figura 27: Patrón 3 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.

4.2.4 PATRÓN 4

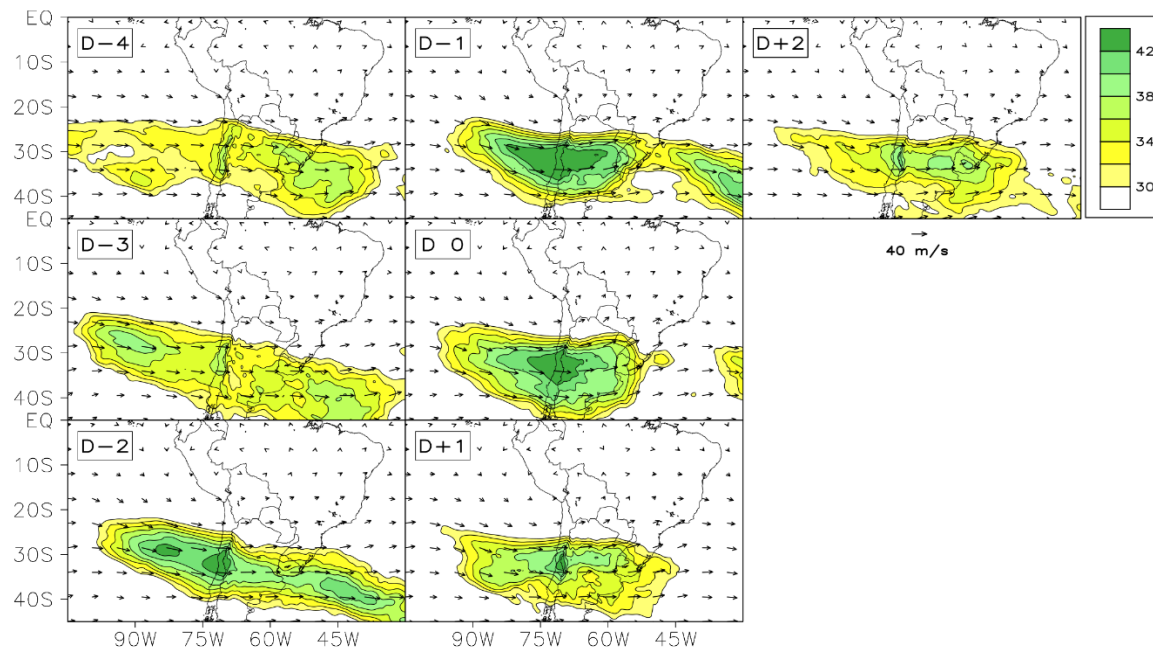


Figura 28: Patrón 4 - Dirección y velocidad de vientos (m/s) en 200hPa.

Para el cuarto patrón encontrado, se observa una corriente en chorro alrededor de los 30°S. El *jet streak*, se sitúa en el límite de océano – continente (ver Figura 28). Estas altas velocidades son parte de una configuración de giro anticiclónico, con núcleo en el límite de los países Perú y Bolivia, tal como se muestra en la Figura 29. Hacia el este, se encuentra una configuración de vaguada, principalmente hacia el día D 0. Dependiendo de qué tan bien configurada y la inclinación que pueda tener esta vaguada, podría propiciar con un mayor ingreso de vientos del este que, para interés de esta investigación, tendrían que ser con bajo contenido de humedad.

Como se ha venido comentando, en el caso de los patrones de circulación anteriores, las zonas convergentes asociadas a las corrientes en chorro han sido determinante para hallar zonas con escaso contenido de humedad, así como un bajo grado de saturación en la tropósfera media y alta (HRP63). Es bastante notoria la región convergente sobre el lado izquierdo de la parte saliente del *jet stream* en el día D 0. Esto se evidencia en la Figura 30, la cual muestra áreas convergentes (sombreados azules) alrededor de 25°S – 60°W.

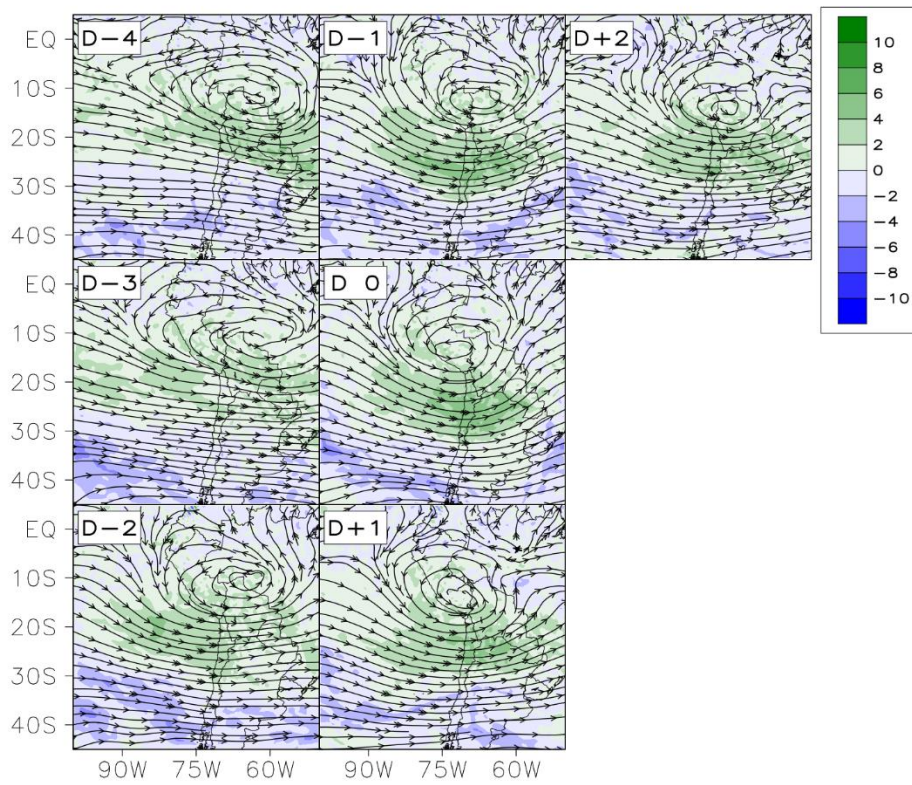


Figura 29: Patrón 4 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 200hPa.

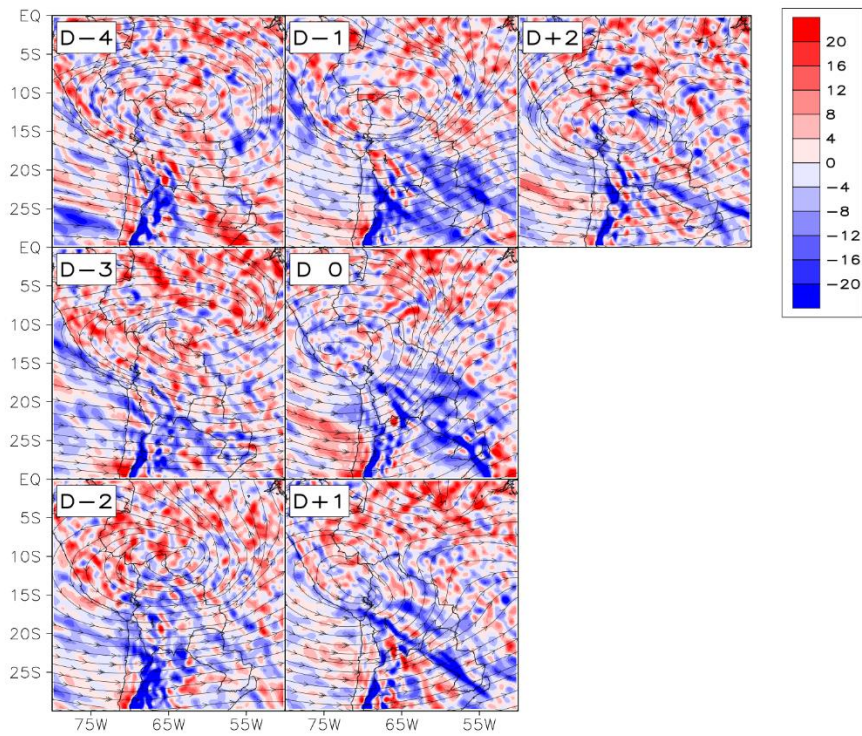


Figura 30: Patrón 4- Líneas de corriente y divergencia ($10^{-6} \cdot 1/s$) en 200hPa.

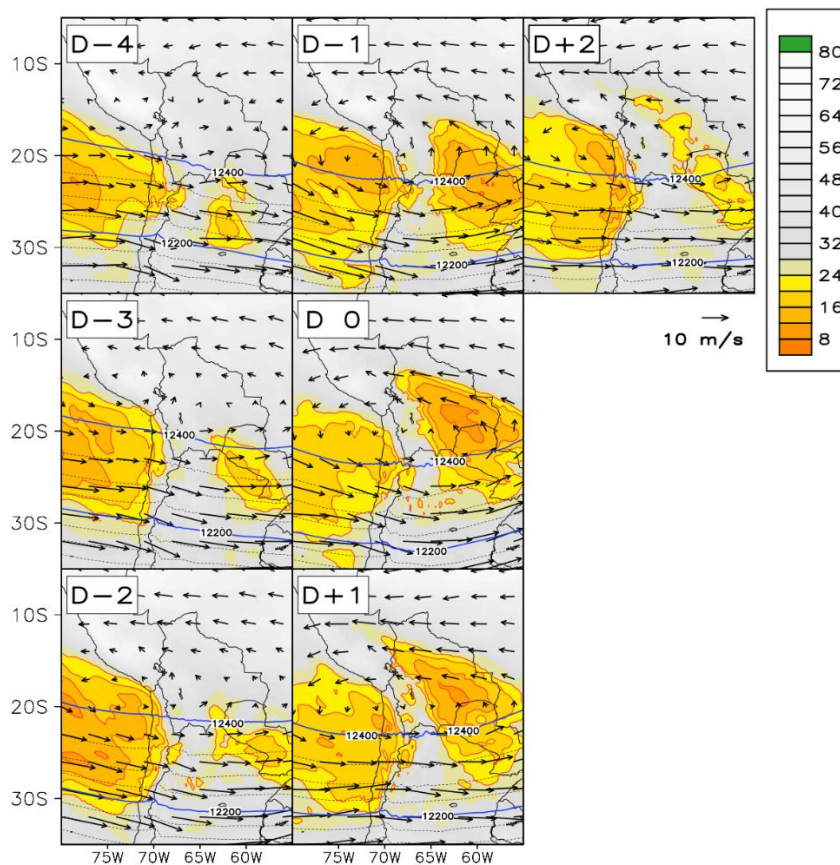


Figura 31: Patrón 4 - Humedad relativa promedio (%) en la capa 600 – 300hPa, isohipsas en 200hPa y dirección de viento en 500hPa.

En la Figura 31, se observa que desde el día D-3, se empieza a transportar parte de las regiones de aire seco desde el Pacífico hacia continente. Estas nuevas regiones de aire seco sobre continente se sitúan sobre Bolivia y Paraguay en los días D-1 y D 0, y coinciden también con la convergencia en altura, asociado a la parte izquierda del lado saliente de la corriente en chorro. Además, una circulación antihoraria en 500hPa (ver Figura 32), favorecería la advección de este aire seco hacia la zona sur oriental del Perú.

Por último, en la Figura 33, también se observa una leve disminución de los valores de TPE sobre el extremo sureste del Perú en el nivel de 500hPa, asociado también al ingreso de regiones de aire seco.

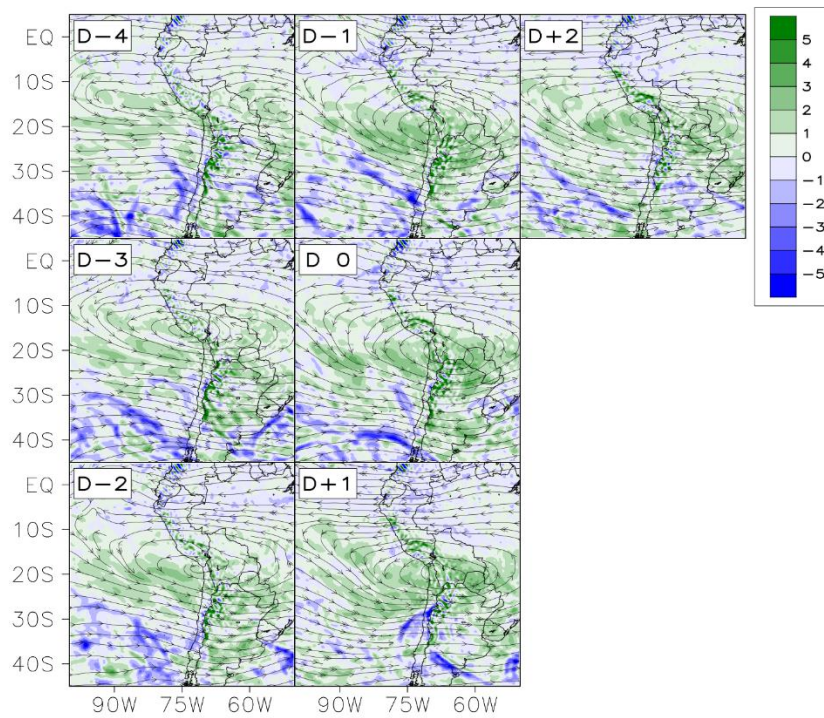


Figura 32: Patrón 4 - Líneas de corriente y vorticidad relativa ($10^{-5} \cdot 1/s$) en 500hPa.

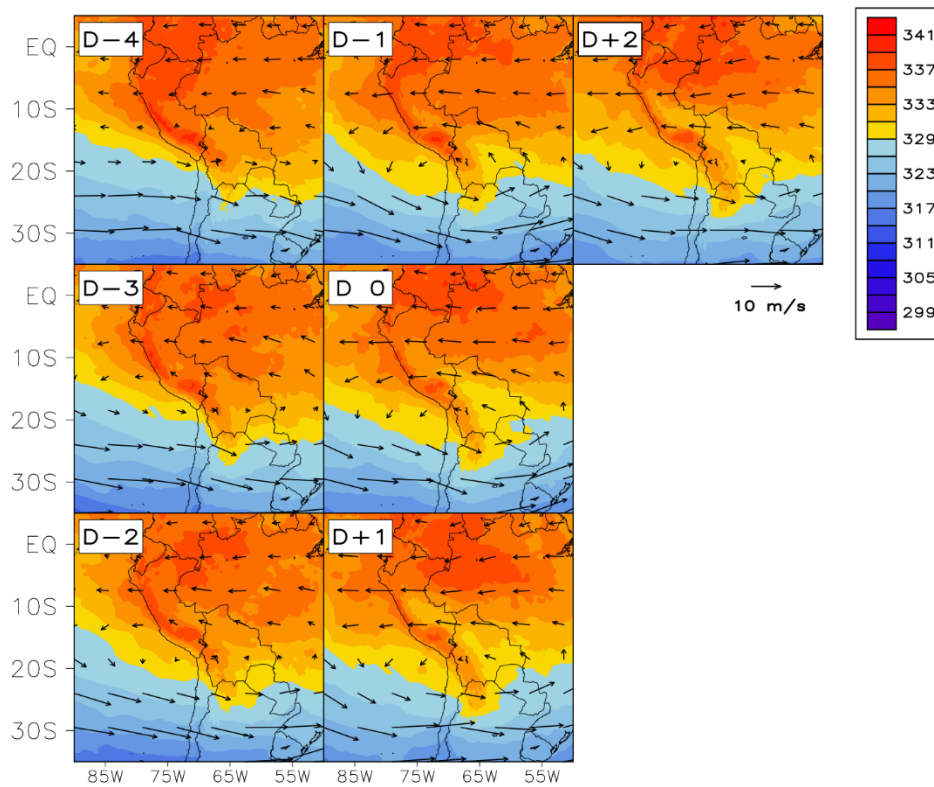


Figura 33: Patrón 4 - Temperatura potencial equivalente (K) y dirección de viento en 500hPa.

Luego de haber analizado los cuatro patrones de circulación presentados, se puede decir que la ubicación de las regiones convergentes en niveles altos de la tropósfera fue importante para comprender el motivo por el cual ciertas zonas sufren una disminución de la humedad relativa promedio en la capa entre 600 y 300 hPa (HRP63), incluso en regiones de aire seco sobre el Pacífico, que se caracterizan por tener un bajo grado de saturación.

Las regiones convergentes en altura fueron asociadas a la(s) corriente(s) en chorro, así como a la confluencia de vientos en 200hPa. En el hemisferio sur, las regiones convergentes del *jet stream* están localizadas al lado derecho / izquierdo de su parte entrante / saliente. En el caso particular del Patrón 1 y 2, se localizaron dos corrientes en chorro acopladas por su lado convergente, generando convergencia a gran escala. Esta fue más notoria en el Patrón 1, cuyos *jet streams* estaban asociados a una vaguada. Para el Patrón 4, también se logró ubicar una región convergente sobre continente, la cual se localizaba sobre el lado izquierdo de la parte de saliente del *jet stream*. Para el Patrón 3, la configuración zonal de la corriente en chorro entre los 25 y 30°S, apoyó a que la confluencia de vientos sea hacia el suroccidente del Perú.

Independientemente de los sistemas sinópticos o de la configuración de vientos para generar regiones convergentes en niveles altos de la tropósfera, sobre estas zonas se produjo subsidencia, la cual calentaba el aire adiabáticamente en niveles altos y secaba, en cierta medida, esa porción de tropósfera. En casos en los que la subsidencia fue más significativa, llegando incluso hasta niveles medios de la tropósfera, se presentaría una región de aire seco que abarcaba mayor espacio vertical. Este indicio haría pensar que la tropósfera alcanza valores tan bajos de HRP63 sólo a casusa de la subsidencia, sin embargo, Zuidema (2006) menciona que cuando capas de aire seco aparecen repentinamente (en sus sondeos) éstas son de origen advectivo. Esto es lo que sucede en los eventos de DBTM, con la diferencia que previo al desplazamiento de las regiones de aire seco, antecede una zona convergente en altura que, de todos modos, apoya a que se seque más la tropósfera.

Estas regiones de aire seco se identificaron por presentar humedad relativa promedio en la capa de 600 a 200hPa, menores al 20%, como sugiere Cau et al. (2005). Sin embargo, en la presente investigación, además de ser bastante comunes las regiones de aire seco sobre el Pacífico, tal como se muestra en las Figuras 7, 17, 24 y 31, sería más preciso localizar regiones de aire seco con valores de HRP63 menores al 10%. Estas zonas en mención fueron

denominadas “núcleos de aire seco”, las cuales se localizaron y desplazaron a lo largo de las regiones con mayor convergencia en altura, asociadas a las corrientes en chorro. Por otro lado, la velocidad y dirección de los vientos en 500hPa determinó la distribución espacial de la región de aire seco, pues se desplazaba en su dirección. Hubo algunas ocasiones en las que los núcleos de aire seco no se encontraron en la misma ubicación de las regiones de máxima convergencia en altura, pues la magnitud de los vientos en niveles medios fue tan alta (mayor a 10m/s) que desplazaba esos núcleos por delante de la zona convergente, en la dirección de los vientos.

Por último, sería interesante conocer alguna característica o circulación de vientos en niveles bajos de la tropósfera y de superficie que pueda tener relación con los DBTM en la sierra sur y centro del Perú, pues los análisis presentados se concentraron principalmente en la capa media y alta. Sin embargo, no resulta inadecuado, pues gran parte de las localidades situadas en la sierra del Perú se encuentran por encima de los 3000 m s.n.m y al considerarse niveles medios y altos, prácticamente abarca gran parte de la atmósfera de la sierra. Por consiguiente, la advección de las regiones de aire seco sobre el sur y centro de la sierra del Perú favorecerían una mayor pérdida radiativa por parte del suelo durante la noche, conllevando a descensos bruscos de las temperaturas mínimas.

4.2.5 Ecuaciones cuasigeostróficas Omega y de Tendencia geopotencial.

A nivel de las ecuaciones cuasigeostróficas Omega y de Tendencia geopotencial, el Patrón 1 fue el que mejor se pudo interpretar, por presentar una vaguada bien configurada en niveles medios y altos de la tropósfera. Los parámetros utilizados para la interpretación de las ecuaciones cuasigeostróficas fueron: la advección de vorticidad absoluta y la advección horizontal de temperatura.

Al analizar la advección de vorticidad absoluta para el día D 0 del Patrón 1, se observa un incremento de la advección de vorticidad absoluta anticiclónica (AVA) con la altura frente a la costa norte de Chile, tal como se muestran en la Figura 34 y Figura 35. Según Holton y Hakim (2013), estas características sugieren un movimiento vertical descendente (subsistencia) de los vientos sobre la zona, lo cual es bastante similar a lo encontrado en la presente investigación, asociado principalmente a la convergencia y confluencia de vientos en niveles altos. Por otro lado, las condiciones sobre el extremo del sur de Brasil: advección de vorticidad absoluta ciclónica (AVC) en 200hPa, y AVA en 500hPa desde el día D-1, favorecerían un movimiento vertical ascendente (convección), lo cual se comprobó al ver

sistemas convectivos de mesoescala, en imágenes de satélite para los eventos explicados por el Patrón 1. Lo expuesto anteriormente, también suele ser relacionado a las características típicas de la parte delantera (divergencia) y trasera (convergencia) de una vaguada en altura. Hacia los días D+1 y D+2, aún se muestran zonas con AVA (200hPa) frente a la costa norte de Chile, originando zonas subsidentes a pesar de que la vaguada se va mostrando desconfigurada. Por lo tanto, persisten zonas con bajos valores de HRP63 y bajo contenido de humedad en la tropósfera media, que son advectadas hacia el sur y centro del Perú.

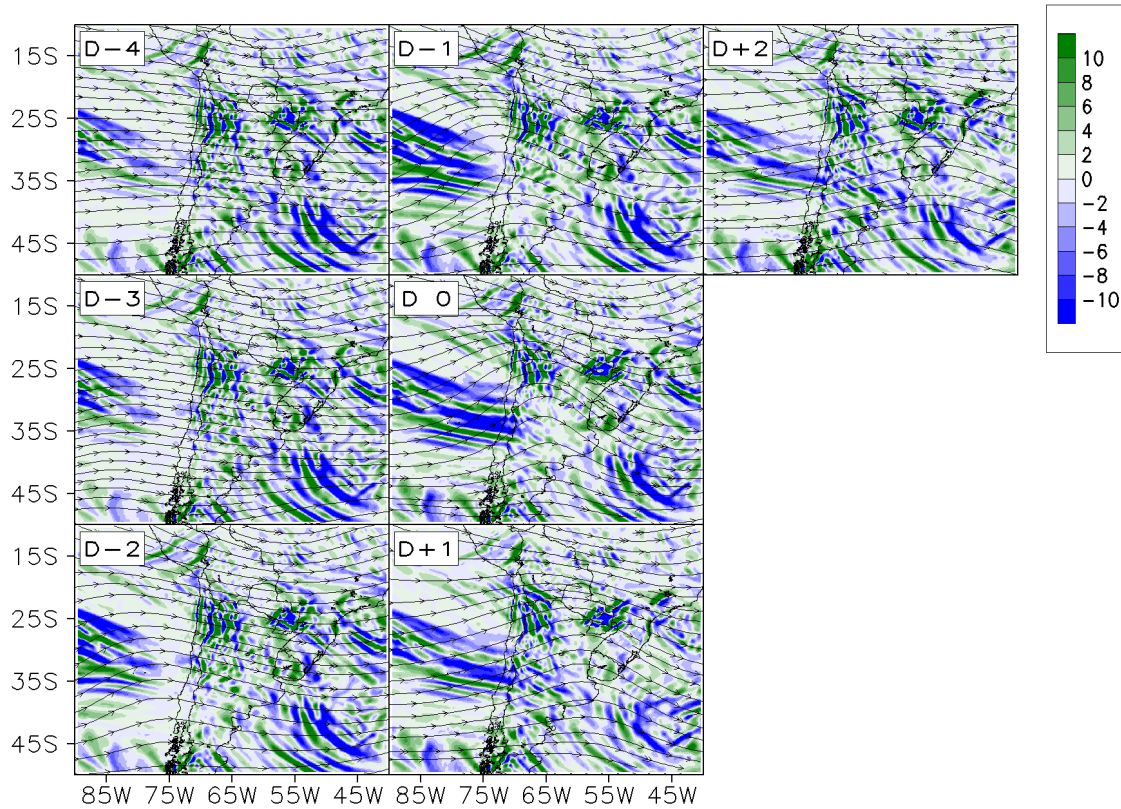


Figura N°34: Advección de vorticidad absoluta (10^{-9} s^{-1}) en 200hPa.

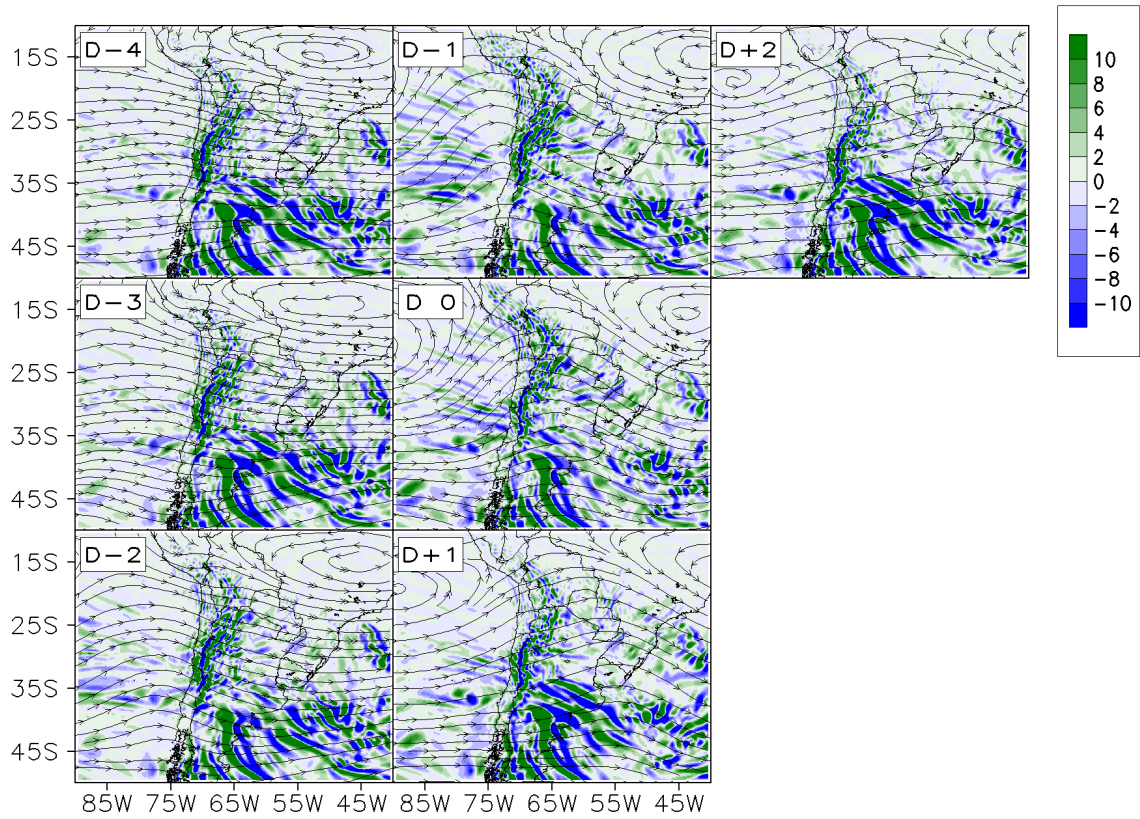


Figura N°35: Advección de vorticidad absoluta ($10^{-9} \cdot 1/s$) en 500hPa.

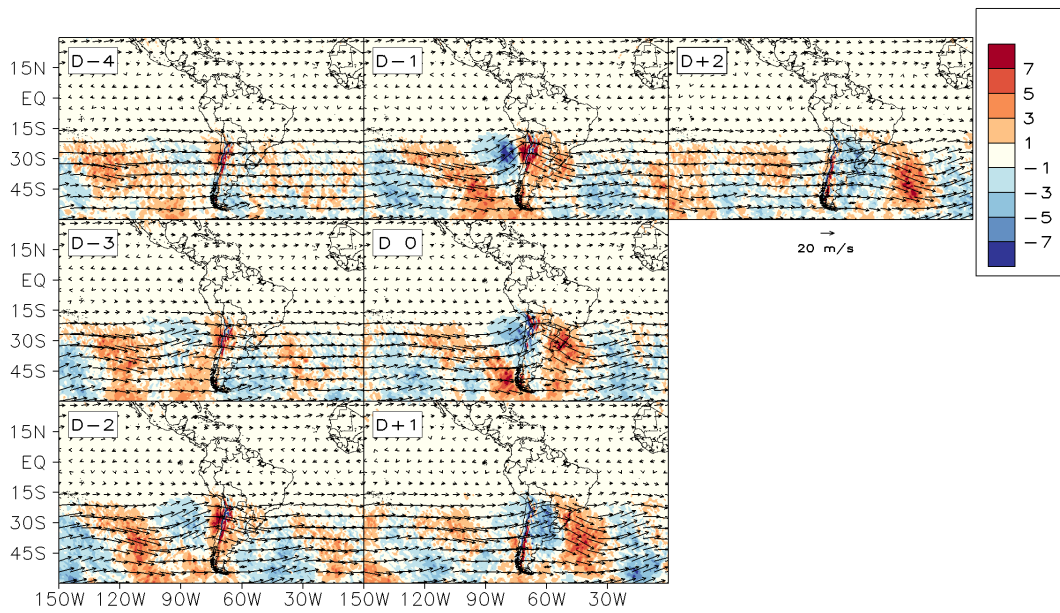


Figura N°36: Advección horizontal de temperatura ($^{\circ}C$) en la capa de 400 a 200hPa.

Por otro lado, respecto a la advección horizontal de temperatura asociado al cambio de la altura geopotencial local, la vaguada en niveles altos y medios de la tropósfera mostró regiones con advección fría y cálida.

En la Figura N° 36 se observa que, en la capa de 400 a 200hPa, hay advección cálida (regiones en coloraciones rojas) sobre el Pacífico ($12^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{S}$) en el día D-4, la cual se va trasladando al este. En los días D-1 y D0 esta persiste cerca de los 90°W y 45°S , incrementando los valores de altura geopotencial en la zona, lo cual se ve reflejado en la dorsal que profundiza más la vaguada a su derecha. Esta vaguada también se ve favorecida por advección fría (regiones en coloraciones azules) inmediatamente atrás de su eje, el cual al cruzar el sur del Perú el día D0, provoca la disminución local de la altura geopotencial al sur del Perú (desplazamiento al norte de la isohipsa de 12350 m.g.p.), lo cual puede observarse en la Figura 8. Al hacer la comparación de la advección de temperatura en niveles altos (Figura N°36) con la advección de temperatura en la capa de 600 a 500hPa (Figura N°37), no se aprecia gran diferencia, es por ello que al tener una porción de tropósfera entre 600 y 200hPa con una similar advección de temperatura en toda estructura vertical, se produciría lo siguiente: la advección cálida provocaría incremento de la altura geopotencial local, asociado a dorsales, mientras que la advección fría provocaría disminución de la altura geopotencial local, asociado a las vaguadas.

De ambos análisis, la vaguada en niveles altos y bajos, encontrado en el Patrón 1, presenta en su zona trasera un incremento con la altura de la advección de vorticidad absoluta anticiclónica, provocando subsidencia y dejando más seca esa porción de la tropósfera que, posteriormente, es advectada al sur y centro del Perú. Además, la advección fría (capa 600 a 200hPa) detrás del eje de esa vaguada en altura provocó una disminución de la altura geopotencial al sur del Perú, mientras que la advección cálida en la parte trasera del eje de la dorsal (izquierda de la vaguada), reforzó la profundización de la vaguada, pero también generó regiones con advección de vorticidad absoluta anticiclónica por delante del eje de la dorsal, provocándose subsidencia. Es decir, la dinámica que ocurra en la dorsal va a determinar el comportamiento de la vaguada que lo acompaña al este, y conocer la configuración de esta vaguada va a ser importante para saber si sólo permitirá el ingreso de regiones de aire seco, o generará lluvias previo a su paso por continente.

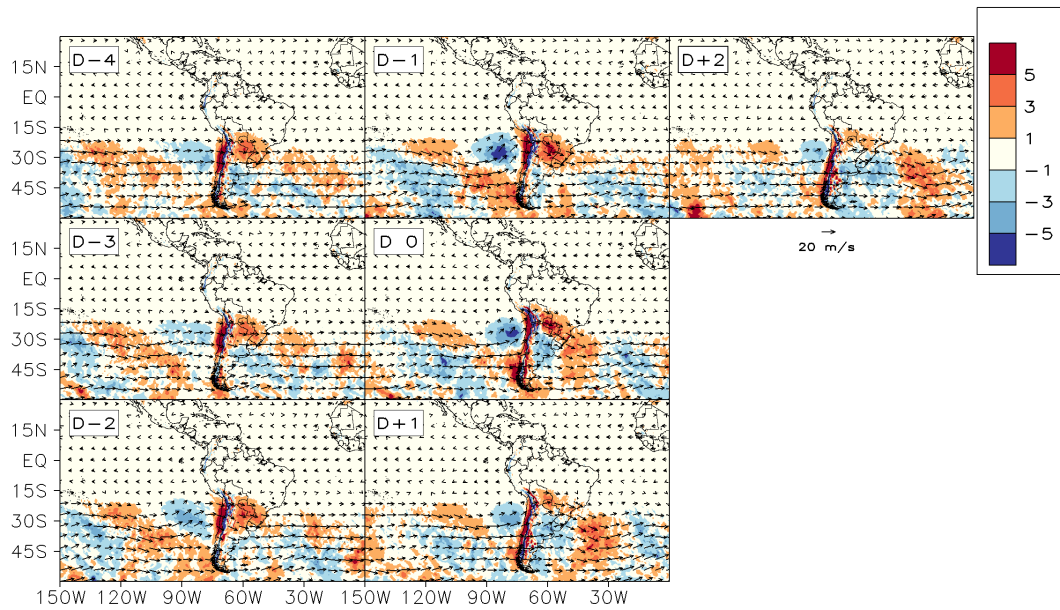


Figura N°37: Advección horizontal de temperatura (°C) en la capa de 600 a 500hPa.

4.3 Análisis del comportamiento espacial de la temperatura mínima para un evento específico de DBTM.

En la Figura 38, se muestra el comportamiento espacial de las temperaturas mínimas para cuatro días del caso estudio (25-03-2018 al 8-04-2018). Asimismo, se distingue temperaturas más bajas los días 29 de marzo y 5 de abril (Figuras 38B y 38C). Las zonas con temperaturas más bajas se encuentran en los departamentos de Tacna, Moquegua, el sur occidente de Puno, y algunas zonas puntuales de Arequipa, las cuales se pueden apreciar en la Figura 38C. El método aplicado para la estimación espacial de las temperaturas mínimas, respetando la altitud, es de ayuda para conocer de manera generalizada cuáles pueden ser las zonas que soportan menores valores de temperatura mínima en un evento de DBTM. Sin embargo, no siempre las menores temperaturas mínima se presentan en las zonas más altas, y esto fue comprobado al comparar las temperaturas mínimas y la posición geográfica de distintas estaciones meteorológicas. La topografía es un factor importante a tomar en cuenta, pues las zonas más altas quedan susceptibles a fenómenos como vientos y, en caso de su ocurrencia durante la noche o madrugada, no favorecen a una disminución muy significativa de la temperatura. Del mismo modo, ocurriría en localidades que se encuentran cerca de cuerpos de agua, como lagos o lagunas, pues estos actuarían como termorregulador. que se Por otro lado, si se trata de una estación que se encuentre en una zona como un valle y a una altitud óptima (sobre los 3000 m s.n.m.), la disminución de las temperaturas durante la noche, podrían ser más favorables.

En la Figura 39, se observa que al sur occidente del Perú se encuentra una región de aire seco, mostrando temperaturas de brillo mayores a -20°C (coloraciones amarillas y rojizas). Por la forma que adopta esa región de aire seco, se estaría asociando a una vaguada, la cual, en su desplazamiento hacia continente, transporta sequedad hacia el sur del Perú, tal como se muestra en la Figura 40. Las imágenes de satélite son una buena herramienta para hacer el seguimiento de regiones de aire seco. Sin embargo, puede haber ocasiones en que no se observe temperaturas de brillo mayores a -30°C , debido al ingreso de humedad en niveles altos de la tropósfera proveniente de la Amazonía y puede haber una mala interpretación. En ese sentido, extrapolando de lo que mencionan Cau et al. (2005), se necesitaría una capa de aire seco con suficiente espesor (en caso de la sierra, con base desde 700hPa) para que las temperaturas mínimas disminuyan, sin que se pueda ser interferido por nubosidad de proveniente de la selva.

Un espesor de región de aire seco ideal para un descenso significativo de las temperaturas nocturnas sería entre 600 y 200hPa, similar al mencionado por Roca et al. (2004). Sin embargo, teniendo en cuenta que al oriente de Los Andes peruanos se tiene la Amazonía y que en situaciones podría presentarse trasvase de nubosidades de la alta tropósfera, una capa de aire seco entre 600 y 300hPa también sería significativa para realizar una evaluación con modelos numéricos del tiempo.

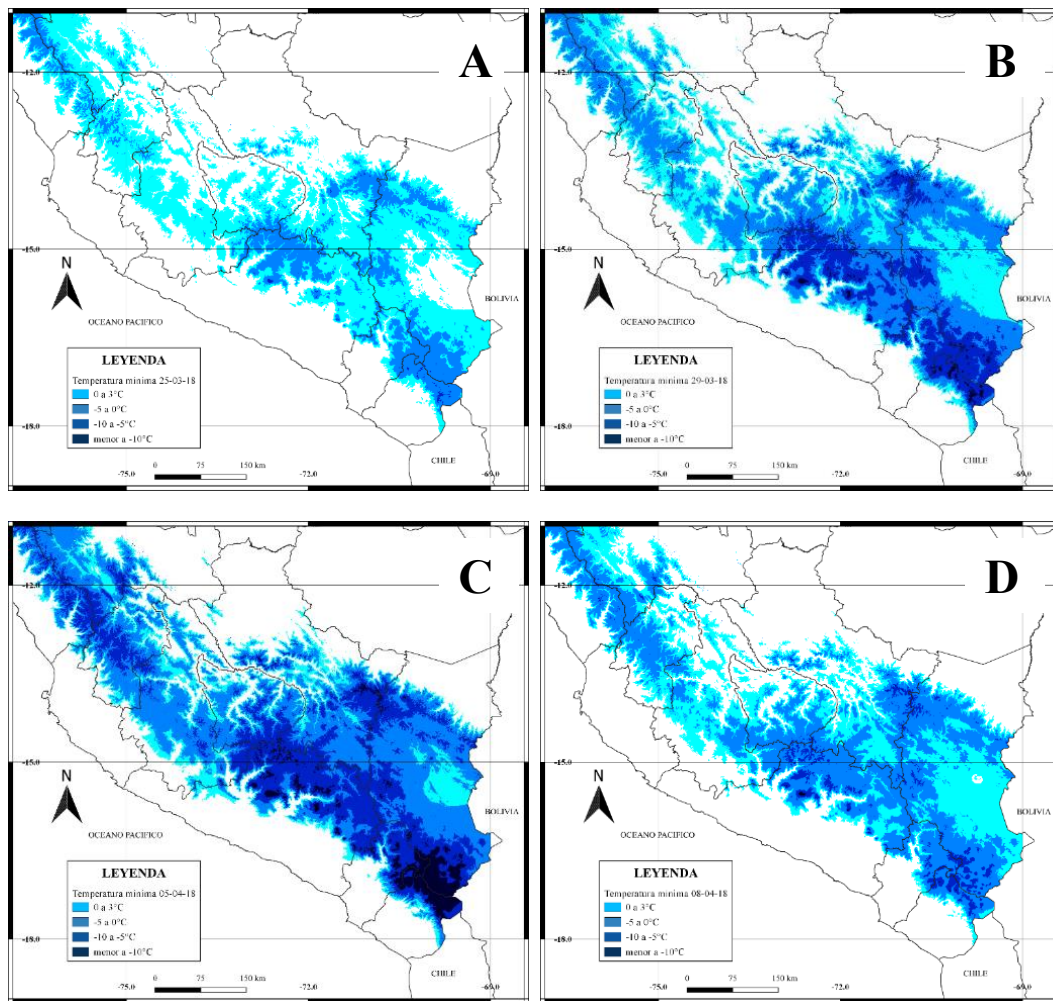


Figura 38: Distribución espacial de temperatura mínima estimada

Imagen A: 25 de marzo, B: 29 de marzo, C: 5 de abril y D: 8 de abril de 2018. Las coloraciones azules más oscuras representan temperaturas menores a -10°C .

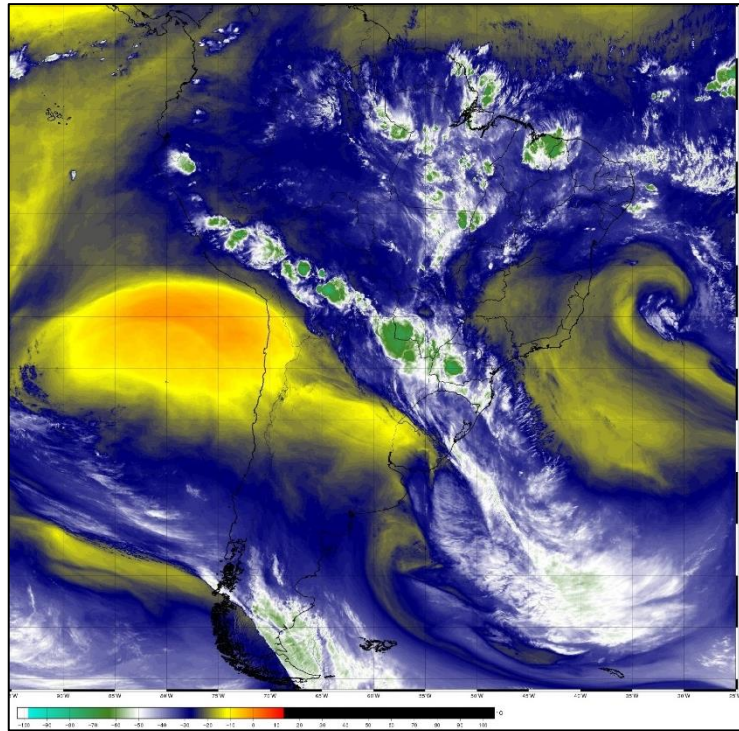


Figura 39: Imagen de Satélite Canal 9 GOES 16 25/03/18 1200Z
FUENTE: CPTEC. <http://satellite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>

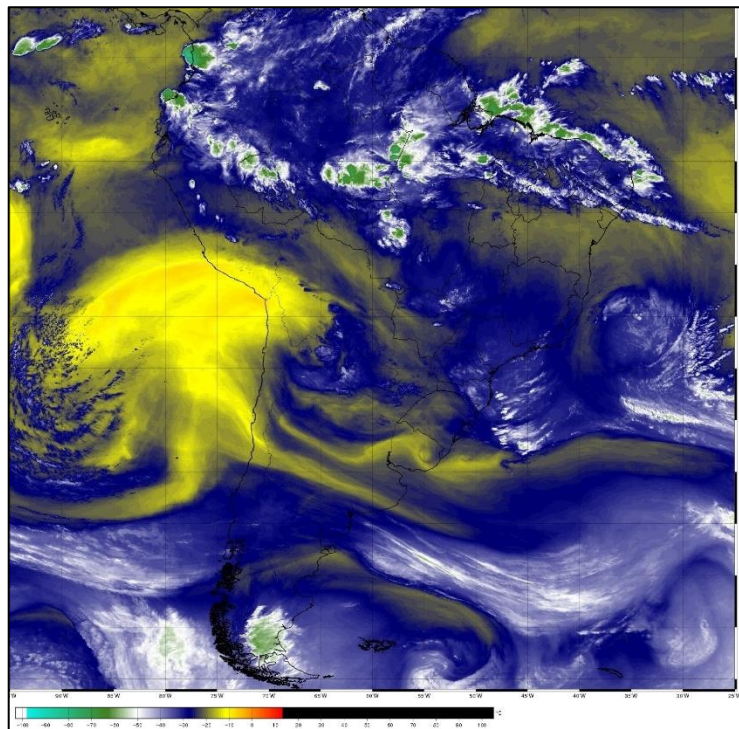


Figura 40: Imagen de Satélite Canal 9 GOES 16 29/03/18 1200Z
FUENTE: CPTEC. <http://satellite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>

4.4 Establecimiento de modelos conceptuales atmosféricos que favorecen los DBTM.

De las características recopiladas de los 4 patrones de circulación, la principal diferencia observada fue la dirección de los vientos en niveles medios y altos de la tropósfera, pues en los patrones 1, 2 y 3, provienen del Pacífico, afectando primero la vertiente occidental de Los Andes, mientras que en el patrón 4, los vientos provienen desde Bolivia, aproximadamente, afectando primero la vertiente oriental de Los Andes. Por ese motivo, se propusieron dos modelos conceptuales, cuyas características principales se muestran en la Tabla 8 y Tabla 9.

Tabla 8: Características del Modelo conceptual 1: vertiente occidental

Situación sinóptica	Estructura o proceso mesoescalar	Fenomenología
Corriente en chorro asociada a una vaguada en niveles altos	Subsidencia en zonas convergentes de los <i>jets</i> .	Secamiento de la tropósfera media y alta (600-300hPa).
Confluencia de vientos en niveles altos.	Subsidencia sobre la zona de confluencia	Secamiento de la tropósfera media y alta (600-300hPa).
Sistema dorsal - vaguada en niveles medios	Advección de aire seco sobre el sur y centro del Perú	Descenso brusco de las temperaturas nocturnas.

Tabla 9: Características del Modelo conceptual 2: vertiente oriental

Situación sinóptica	Estructura o proceso mesoescalar	Fenomenología
Giro antihorario en niveles altos, asociado a un <i>jet stream</i> al sur del Perú.	Subsidencia en zonas convergentes del <i>jet</i> .	Secamiento de la tropósfera media y alta (600-300hPa).
Vaguada sobre Brasil, asociada al giro antihorario	Subsidencia sobre parte trasera de la vaguada.	Secamiento de la tropósfera media y alta (600-300hPa).
Circulación antihoraria en niveles medios.	Advección de aire seco sobre el sur oriente del Perú.	Descenso brusco de las temperaturas nocturnas.

A continuación, se presenta un bosquejo las las principales características sinópticas en niveles medios y altos de los modelos conceptuales 1 y 2, para el día “D”.

4.4.1 MODELO CONCEPTUAL 1

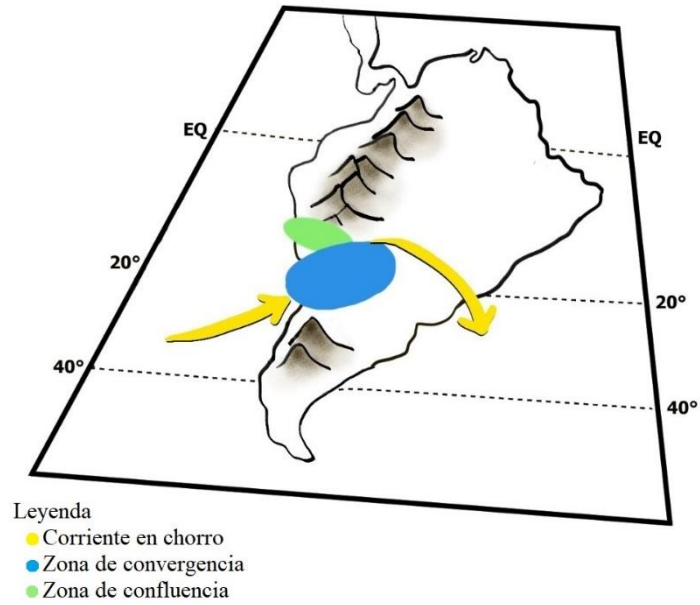


Figura 41: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 1 en niveles altos de la tropósfera.

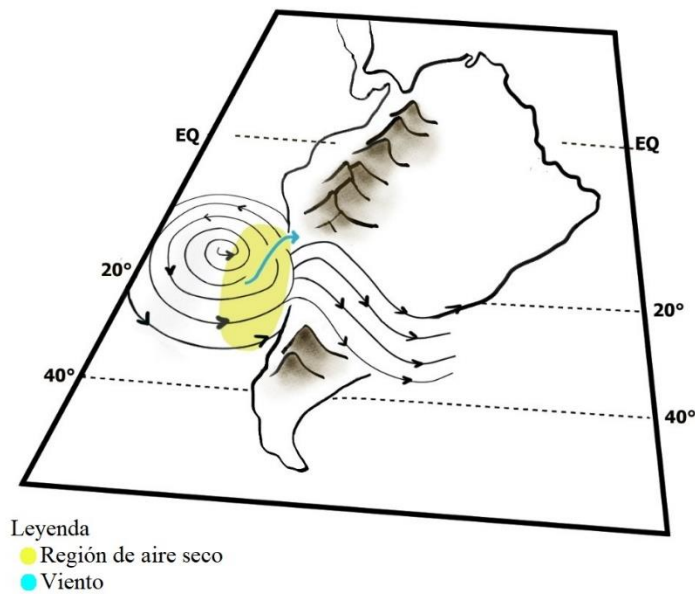


Figura 42: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 1 en niveles medios de la tropósfera.

4.4.2 MODELO CONCEPTUAL 2

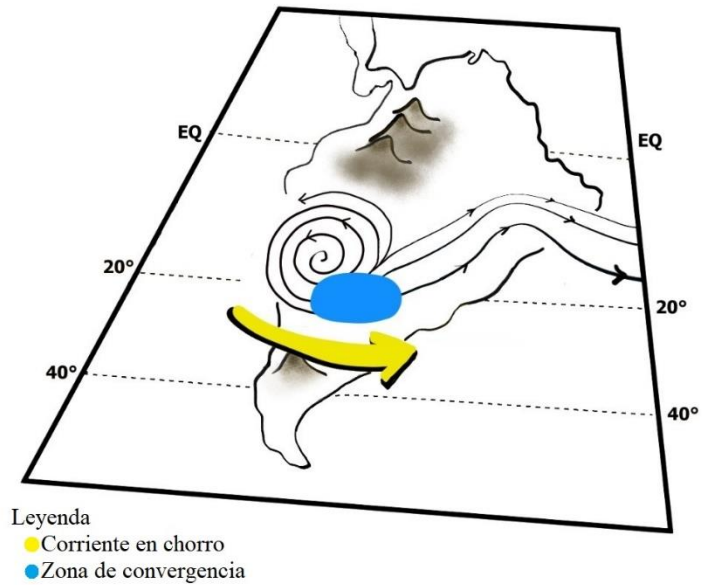


Figura 43: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 2 en niveles altos de la tropósfera.

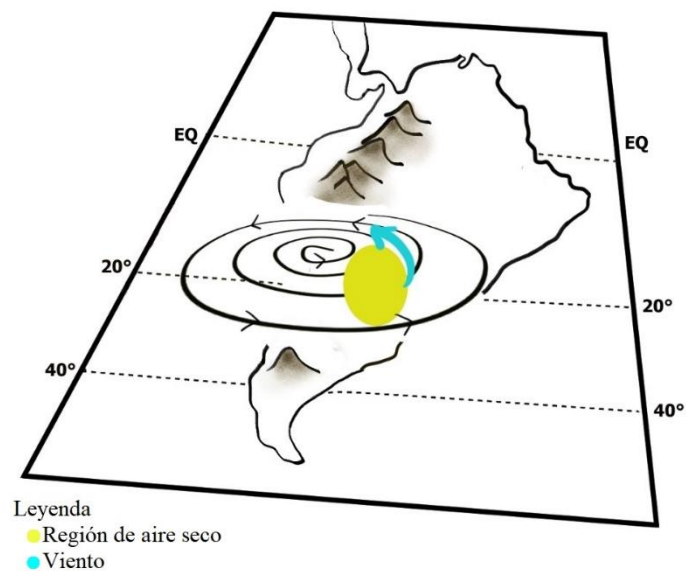


Figura 44: Sistemas y características sinópticas importantes del Modelo conceptual 2 en niveles medios de la tropósfera

Para el modelo conceptual 1, la convergencia y confluencia de vientos en niveles altos de la tropósfera al sur y suroccidente del Perú, asociada a corrientes en chorro, provocan subsidencia (Ver Figura 41). Este movimiento vertical descendente seca más la tropósfera alta y media (regiones de aire seco) y, posteriormente, la configuración de un sistema dorsal – vaguada en niveles medios (ver Figura 42) impulsa el ingreso de regiones de aire seco, generando condiciones de buen tiempo. De este modo, se facilita el descenso de las temperaturas nocturnas, registrándose temperaturas mínimas del aire por debajo de lo normal.

Para el modelo conceptual 2, es característico una circulación antihoraria con vórtice al sur del Perú, aproximadamente, y una vaguada de poca amplitud al este. Además, una corriente en chorro cerca de los 35°S, al sur de la circulación antihoraria, genera convergencia a la izquierda de su parte saliente (ver Figura 43). En niveles medios de la tropósfera, una circulación antihoraria desplaza aire con bajo contenido de humedad desde el Pacífico, el cual se seca aún más al cruzar la cordillera de los Andes, a causa de la convergencia en altura. Esta misma circulación antihoraria advecta regiones de aire seco hacia el sur oriente del Perú, viéndose afectada principalmente la sierra sur oriental con descensos bruscos de las temperaturas mínimas (ver Figura 44).

V. CONCLUSIONES

Conclusiones según los objetivos específicos planteados.

- Se determinaron un total de 116 eventos, de los cuales el Patrón 1 fue el más recurrente entre los años 2009 y 2018, con un total de 47 eventos. El Patrón 2 registró 28 eventos, el Patrón 3 registró 19 eventos, y el Patrón 4 registró 12 eventos de DBTM. Además, se encontraron 10 eventos, en los cuales se vio involucrada principalmente la sierra centro del Perú, sin embargo, no se encontró circulaciones de vientos similares entre los eventos para considerarlo como un patrón.
- Los patrones de circulación y configuraciones de líneas de corrientes más sobresalientes que favorecieron los descensos bruscos de las temperaturas mínimas se muestran en niveles medios y altos de la tropósfera. En el Patrón 1, la zona convergente en niveles altos de la tropósfera se situaba en la zona trasera de una vaguada que, a su vez, estaba asociada a dos corrientes en chorro acopladas por su lado convergente; en el Patrón 2, la zona convergente estaba asociada a una corriente en chorro, al igual que en el Patrón 3, pero con una posición diferente; y en el Patrón 4, también se asocia a otra corriente en chorro, ubicada al sur de una circulación anticiclónica que abarca gran parte del Perú. En el caso de los tres primeros patrones, la convergencia se observó al suroccidente del Perú y, apoyado por flujos del suroeste y oeste en niveles medios, propició la intrusión de aire con bajo grado de saturación ($HRP63 < 20\%$), afectando principalmente la sierra sur y centro occidental del Perú. En el Patrón 4, la convergencia se observó, aproximadamente, sobre Bolivia y, con el ingreso de vientos del sureste, se permitió el ingreso de aire con bajo grado de saturación ($HRP63 < 40\%$), afectando principalmente la sierra sur oriental.
- En el periodo del 25 de marzo al 8 de abril de 2018, las temperaturas mínimas más bajas se presentaron el 5 de abril, localizándose, principalmente, en localidades por encima de los 3800 m s.n.m de los departamentos de Tacna, Puno, Moquegua y Arequipa, con valores de -13.8°C en la estación Chuapalca, -11.4°C en Capazo, -9.6°C en Mazo Cruz y 6.4°C en Imata. La compleja topografía que se presenta en los Andes del Perú conlleva a que no siempre las zonas que se encuentran a una mayor altitud presenten menores

temperaturas mínimas. La estación Chuapalca, que se localiza cerca de los 4100 m s.n.m. registró menores temperaturas en comparación a estaciones que se encuentran a mayor altitud como Imata, en Arequipa (~4500 m s.n.m). Además, los cuerpos de agua, como lagos o lagunas, al actuar como termorreguladores, provocan un menor disminución de las temperaturas nocturnas. En ese sentido, los datos de temperatura brindados por los termohigrómetros de Tambos son de mucha ayuda para poder conocer mejor, a una escala regional, donde se registran las menores temperaturas mínimas en la sierra sur y centro del Perú.

- La identificación de las zonas convergentes en niveles altos de la tropósfera, de las regiones de aire seco y la posición de las corrientes en chorro son imprescindibles para entender cómo se producen los fenómenos de descensos bruscos de temperatura mínima del aire en la sierra sur y centro del Perú. Para el Modelo conceptual 1, el ingreso de vientos del oeste y suroeste en niveles medios van a propiciar el ingreso de regiones de aires seco sobre la sierra sur y centro del Perú, mientras que para el Modelo conceptual 2, el ingreso de vientos del suroeste trasladará las regiones de aire seco sobre la sierra sur oriental, principalmente. En ambos casos, se ve favorecido el descenso brusco de las temperaturas mínimas del aire en la sierra sur y centro del Perú.

VI. RECOMENDACIONES

- Se recomienda hacer uso de otros parámetros meteorológicos, como por ejemplo la relación de mezcla o la temperatura de rocío en niveles medios de la tropósfera, con el fin de establecer umbrales y ser más precisos en el pronóstico regional de temperaturas mínimas sobre la sierra sur y centro del Perú.
- Se recomienda utilizar nuevas metodologías como un análisis isentrópico para la identificación de eventos de descenso bruscos de las temperaturas mínimas, o un análisis cluster para la clasificación de los eventos.
- Se recomienda realizar un análisis termodinámico más riguroso, donde se emplee la ecuación cuasi-geostrófica de energía termodinámica, así como el viento térmico.
- Se recomienda hacer un análisis de eventos de DBTM de años previos al 2009, con el fin de poder identificar más patrones de circulación o verificar los presentados en este estudio.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- AMS (American Meteorological Society, Estados Unidos). (2012). Glossary of meteorology.
- Ahrens, C.D. (2010). Essentials of meteorology: An invitation to the atmosphere. 6 ed. Cengage Learning. California, Estados Unidos. p. 239-241
- Bluestein, H. (1992). Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume I: Principles of kinematics and dynamics. Oxford University Press. New York, Estados Unidos. 448 p.
- Campos, D. (2005). Agroclimatología cuantitativa de cultivos. Editorial Trillas. México.
- Carvalho, L., Jones, C. & Liebmann, B. (2004). The south Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*. 17: 88-108
- Cau, P., Metheven, J, & Hoskins, B. (2005). Representing of dry tropical layers and their origins in ERA-40 data. *Journal of Geophysical Research*. 110(D06110): 1-11
- De Olarte, L. (2011). Geografía del Perú: Aspectos físicos, humanos y económicos. 2 ed. Lima, Perú. Utópica. 59 p.
- Fries, A., Rollenbeck, R., Nauß, T., Peters, T. & Bendiz, J. (2012). Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization. *Agricultural and Forest Meteorology*. 152: 17-30
- Garreaud, R.D. (1999). Cold air incursions over subtropical and tropical South America: a numerical case study. *American Meteorological Society*. 127:2823-2853.
- Garreaud, R.D. (2000). Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the south American Altiplano. *Notes and correspondence*. 128: 3337-3346
- Garreaud, R.D. & Aceituno, P. (2001). Atmospheric circulation over South America: mean features and variability. In Veblen, T; Younk, K; Orme, A. *The Physical geography of South America*. Oxford University Press, Oxford, pp 45-66.

- Garreaud, R.D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*. 7: 1-9.
- Gilford, M., Voktesak, M., Myles, G., Bonam, R. & Martens, D. (1992). South America South of the Amazon river - A climatological study. USAFETAC. Illinois, Estados Unidos. 715 p.
- Holton, J. & Hakim, G. (2013). An introduction to dynamic meteorology. 5 ed. Elsevier. Boston, Massachusetts, Estados Unidos. 532p.
- Lasso, L. (1987). Anotaciones sobre el fenómeno de las heladas. Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras -HIMAT. Segunda Edición. Bogotá, Colombia.
- Lenters, J.D. & Cook, K.H. (1999). Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation. *American Meteorological Society*. 127: 409-411
- Mapes, B. & Zuidema, P. (1996). Radiative-dynamical consequences of dry tongues in the tropical troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 53(4): 620-638.
- Martínez, L., Ibacache, A. & Rojas, L. (2007). Efecto de las heladas en la agricultura. Boletín INIA N°165. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. La Serena, Chile.
- Matías, L., Fuentes, O. & García, F. (2001). Heladas. Serie Fascículos (2ª ed.). Ciudad de México, México. CENAPRED.
- Numaguti, A., Oki, R., Nakamura, K., Tsuboki, K., Misawa, N., Asai, T. & Kodama, Y. (1995). 4-5 Day-period variation and low-level dry air observed in the equatorial western Pacific during the TOGA-COARE IOP. *Journal of meteorological society of Japan*. 73(2B):267-290
- OMM. (2015). Nuevo enfoque de dos niveles para las “normales climatológicas”
<https://public.wmo.int/es/media/news/nuevo-enfoque-de-dos-niveles-para-las-%E2%80%9Cnormales-climatol%C3%B3gicas%E2%80%9D>
- Pascual, R. (2016). Modelos conceptuales mesoescalares. Aplicación al caso de Cataluña. *Calendario meteorológico AEMET*. 268-274.
- Redelsperger, J., Parsons, D. & Guichard, F. (2002). Recovery processes and factor limiting cloud-top height following the arrival of dry intrusion observed during TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 59:2438-2457

- Roca, R., Lafore, J., Piriou, C. & Redelsperger, J. (2004). Extratropical dry-air intrusions into the west African monsoon midtroposphere: An important factor for the convective activity over the Sahel. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 62: 390-407
- Satyamurthy, P., Nobre, C.A. & Silva Dias, P.L. (1998). South America. En Koroly, DJ; Vincent, DG. *Meteorology of the southern hemisphere*. American Meteorological Society. Boston, Massachusetts, Estados Unidos. 27(49): 119-139.
- SENAMHI – FAO (2010). Atlas de heladas del Perú. Convenio de cooperación técnica interinstitucional SENAMHI – FAO. Lima, Perú.
- Snyder, R. & de Melo-Abreu, P. (2010). Protección contra heladas: fundamentos, práctica y economía. Volumen 1. FAO. Roma, Italia. p. 2-3
- Vuille, M., Hardy, DR., Braun, C., Keimig, F. & Bradley, R.S. (1998). Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama ice cap, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*. 103(D10): 11191-11204
- Yoneyama, K. & Parsons, D.B. (1999). A proposed mechanism for the intrusion of dry air into the tropical western Pacific region. *Journal of the atmospheric sciences*. 56: 1524-1546
- Zuidema, P., Mapes, B., Lin, J., Fairall, C. & Wick, G. (2006). The interaction of clouds and dry air in the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate*. 19: 4531-4544.