



Libertad y Orden

REPÚBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA

Atlas

de Viento y Energía Eólica

de Colombia



Libertad y Orden

REPÚBLICA DE COLOMBIA
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA

UNIDAD DE PLANEACIÓN
MINERO ENERGÉTICA

UPME



ÁLVARO URIBE VÉLEZ, Presidente de la República de Colombia

MINISTROS DEL RAMO

Luis Ernesto Mejía Castro, Ministro de Minas y Energía
Sandra Suárez Pérez, Ministra de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial

INTEGRANTES DEL EQUIPO DE TRABAJO

IDEAM

Carlos Costa Posada, Director General
Maximiliano Henríquez Daza, Subdirector de Meteorología
José Franklyn Ruiz Murcia, Físico, Especialista y Msc Meteorología

UPME

Carlos Arturo Flórez Piedrahíta, Director General
Alberto Rodríguez Hernández, Subdirector de Planeación Energética
Henry Josué Zapata Lesmes, Físico

PROFESIONALES DE APOYO

IDEAM

Jeimmy Yanelly Melo Franco, Ing. Sistemas, Especialista en Informática y Msc Meteorología
Emperatriz Español Palacios, Estadístico
Olga Cecilia González Gómez, Ing. Geógrafo
Esperanza Pardo Pardo, Ing. Agrónomo, SIG

CONSULTORES

ESPECIALISTA

Jorge Anibal Zea Mazo, Meteorólogo

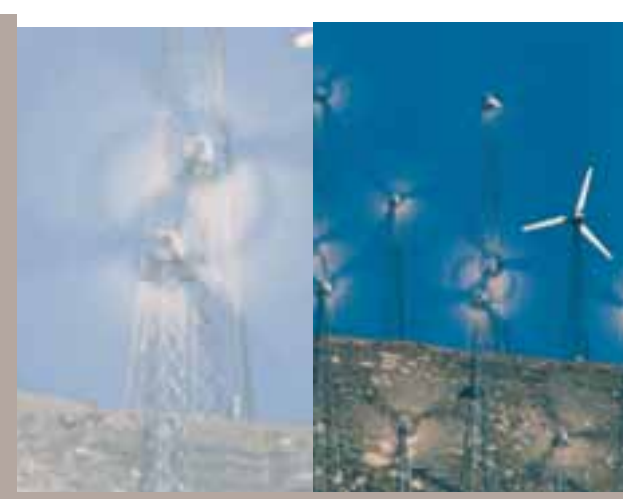
TÉCNICOS DIGITADORES

Angélica Galeano Díaz
José Álvaro Fajardo Arévalo
Avelino Suárez Rubio
Germán Andrés Franco Aguirre
Jorge Alonso Semma
Lázaro Supelano Castelblanco
Andrés Riaño Flechas
Moisés Valencia Valencia
Zulma Inés Albarracín Morales
Kate Katherine Polo Hernández
Carlos Ramón Albarracín Ramírez
Claudia Johanna Caro Monroy
José Manuel Rojas Hidalgo
Daniel Augusto Galán Garzón
Araminta Vega Burgos
Manuel Peña Hurtado

El presente documento se apoyó en estudios, datos e información suministrados por entidades como el IDEAM, CENICAFE, CAR, SENAMI y MRI.

Agradecimientos

Agradecimientos



Se hace un reconocimiento al apoyo de las oficinas administrativas y jurídicas y en general a los funcionarios y ex funcionarios de la UPME y el IDEAM que participaron en este proyecto, sin cuyo aporte no hubiese sido posible la realización del Atlas.

Asimismo, se hace un reconocimiento al Dr. Álvaro Pinilla, profesor de la Universidad de los Andes, al Msc Julio Mario Rodríguez, ex docente de la Universidad Nacional de Colombia y al Ing. Mecánico Luis Carlos Romero, de UPME, por sus oportunos y valiosos aportes. De igual manera a las entidades que han recopilado y generado información climática de dirección y velocidad del viento:

CAR

José Agustín Cortés Gómez, Subdirector de Patrimonio Ambiental
Humberto Hernández Roa

CENICAFE

Orlando Guzmán Martínez, Ingeniero Agrónomo y Agrometeorólogo.

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE – MRI (JAPÓN)

Dr. Hiroki Kondo, Director del Departamento de Investigaciones Climáticas de MRI

SENAMI (PERÚ)

Mayor General FAP Juan Oviedo Motta, Jefe de SENAMI
y Representante Permanente de Perú ante la OMM

Contenido

Contenido



PRÓLOGO	7
ATLAS DE VIENTO Y ENERGIA EÓLICA DE COLOMBIA	8
Introducción	11
Estructura del Atlas	11
Etapas del trabajo	13
Resultados	14
Conclusiones	15
Recomendaciones	16
¿Cómo utilizar los mapas de viento y densidad de energía eólica?	16
CAPÍTULO I. VELOCIDAD DEL VIENTO EN SUPERFICIE	19
CAPÍTULO II. DESVIACIÓN ESTÁNDAR DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN SUPERFICIE	35
CAPÍTULO III. SESGO DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN SUPERFICIE	49
CAPÍTULO IV. DISTRIBUCIÓN HORARIA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN ZONAS CON MAYOR APROVECHAMIENTO DE POTENCIAL EÓLICO	63
CAPÍTULO V. DENSIDAD DE ENERGÍA EÓLICA A 20 Y 50 METROS DE ALTURA	75
ANEXO 1. DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN DE VIENTOS EN LA ATMÓSFERA	105
1.1 Los orígenes del viento	105
1.2 Presión atmosférica	105
1.2.1 La presión con la altura	106
1.2.2 Isobaras	106
1.2.3 Presión observada a nivel del mar	107
1.2.4 Superficies de presión constante	107
1.2.5 Presión y temperatura	108
1.2.6 Centros de alta presión	108
1.2.7 Centros de baja presión	109
1.3 Fuerzas que modulan el viento	109
1.3.1 Fuerza del gradiente de presión	109
1.3.2 Fuerza de coriolis	101
1.3.3 Fuerza de fricción	112
1.3.4 Vientos locales	114

1.4	Factores que afectan el viento en Colombia	119
1.5	Variabilidad espacio-temporal	120
	Bibliografía	122
ANEXO 2. MEDICIÓN, PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN Y RED DE ESTACIONES QUE MIDEN VIENTO EN COLOMBIA		123
2.1	Criterio para la medición del viento	123
2.1.1	Velocidad del viento	124
2.1.2	Dirección del viento	124
2.2	Medición y unidades	124
2.3	Utilidad de la variable	126
2.4.	Procesamiento de la información de vientos para el Atlas Eólico Nacional	127
2.4.1	Evaluación gráficas	128
2.4.2	Estaciones básicas para la medición del viento	129
2.4.3	Red de estaciones para Atlas Eólico Nacional	129
	Bibliografía	133
ANEXO 3. MODELOS ESTADÍSTICOS APLICADOS A LOS DATOS DE VIENTO		135
3.1	Metodología para la estimación de datos faltantes en las series mensuales de la variable: dirección y velocidad del viento	135
3.2	Descripción del modelo	135
3.3	Construcción del modelo	135
3.3.1	Identificación del modelo	135
3.3.2	Estimación de los parámetros involucrados en el modelo	136
3.3.3	Criterios para validación del modelo	136
3.4	Estimación de datos faltantes	136
3.5.	Análisis probabilístico de la información de la velocidad del viento	138
3.5.1	Análisis descriptivo de la información horaria	138
3.5.2	Distribuciones de probabilidad empírica	138
3.5.3	Modelo de probabilidad Weibull y prueba de bondad de ajuste	139
3.5.4	Aplicaciones en la información horaria y mensual	139
3.5.5	Distribución de frecuencias de la velocidad del viento	140
3.6	Resultados de los parámetros alfa y beta	143
	Bibliografía	148
ANEXO 4. MODELAMIENTO FÍSICO DEL VIENTO Y LA ENERGÍA EÓLICA		149
4.1	Metodología para el Atlas de Viento	150
4.2.	Interpolación espacial del viento	152
4.3	Corrección del viento horizontal por orografía	154
4.4	Caracterización estadística del viento	159
4.5.	Metodología usada para el cálculo de la energía eólica	160
4.6.	Estimación de incertidumbres para el cálculo de la densidad de energía eólica	167
	Bibliografía	168

Prólogo

Prólogo



El ser humano ha ido demandando cada vez más energía para su desarrollo, la mayoría de ella generada a partir de combustibles fósiles contaminantes, que contribuyen al efecto de invernadero y al cambio climático. En los últimos años las energías renovables han estado cada vez más presentes pero su uso es aún limitado en la mayoría de los países.

Hoy en día es imposible vivir sin energía. Es requerida para iluminación de vías y viviendas, la calefacción y refrigeración, la cocción de alimentos, en la comunicación y el transporte y, en general, en las diversas actividades humanas. Al igual que en la satisfacción de estas demandas, se hace también imperioso avanzar hacia el logro de un mundo menos contaminado en cumplimiento de las metas del llamado desarrollo sostenible, que nos va a permitir dejarles a las nuevas generaciones las mejores condiciones ambientales para que la vida continúe sin tantas dificultades y contingencias y sin peligro para la misma supervivencia de los seres vivos y su propio hábitat.

Las fuentes renovables de energía, como la eólica, se constituyen hoy en día en valiosos recursos más limpios que los originados en las fuentes fósiles. Estos recursos son cada vez más competitivos, en especial si se toma en consideración que permiten augurar ese desarrollo más sostenible en la Tierra. Colombia, por su posición en la franja tropical, con gran variabilidad en la estructura física de sus cordilleras y por su localización frente al mar Caribe y al océano Pacífico, adquiere una condición privilegiada en recursos renovables de energía como la asociada con el viento.

El Gobierno Nacional, al tomar en consideración su responsabilidad en lograr un desarrollo social y económico que permita conservar el medio ambiente en sus mejores condiciones de equilibrio sostenible, ha materializado en buena parte su gran interés en este tema a través de la Ley 697 de 2001 en la cual se ordena la realización de inventarios nacionales de los recursos energéticos renovables con que cuenta el país, con el fin de conocer las potencialidades en esa materia.

El Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, IDEAM, y la Unidad de Planeación Minero Energética, UPME, en un esfuerzo conjunto han elaborado el presente Atlas de Viento y Energía Eólica de Colombia, que ponen a disposición de toda la sociedad y, en especial, de los planificadores y de los tomadores de decisiones en programas y proyectos de desarrollo energético nacional y regional.

Carlos Arturo Flórez Piedrahíta
Director General
Unidad de Planeación Minero Energética
UPME

Carlos Costa Posada
Director General
Instituto de Hidrología, Meteorología
y Estudios Ambientales, IDEAM



Generalidades Generalidades



Introducción

El Atlas de Viento y Energía Eólica de Colombia es una colección de mapas que muestra la distribución espacial del viento en superficie y el potencial eólico de Colombia. En los mapas de viento se presenta el promedio mensual y anual, acompañado de dos momentos estadísticos de orden superior como la desviación estándar y el sesgo para cada uno de los meses y, en el caso de la energía, se establece el valor promedio mensual y anual de la densidad de energía eólica a dos distintas alturas, que sirven como documento de referencia para Colombia, en el sentido de que aportan conocimiento para el uso de energías alternativas, indicando épocas del año y zonas de Colombia donde podría ser más aprovechable este recurso natural para dar soluciones a las necesidades energéticas de la nación.

Se aporta, a la vez, información local del comportamiento del viento para algunos sitios de referencia para dimensionar futuros proyectos como parques eólicos para la generación de energía eléctrica o sistemas de aerobombeo, particularmente en aquellas zonas donde las redes de transporte y distribución de energía no son asequibles.

Con esta edición se logran alcances que en el pasado pudieron ser más difíciles de obtener en cuanto al control de calidad de los datos y procesamiento de la información, la cual inicialmente fue evaluada, verificada y capturada en la Base de Datos Central del IDEAM desde las gráficas de anemógrafo. Los datos que no fueron rescatados de esta manera fueron complementados mediante procesamientos estadísticos en las series de tiempo. Se utilizó además mode-

lación física para establecer el potencial eólico en forma directa a partir del viento, con aportes de información suministrada por modelos meteorológicos globales y regionales de baja resolución junto con el conocimiento topográfico y físico del suelo colombiano. Asimismo, se trató al viento como vector: con sentido y magnitud.

Estructura del Atlas

El Atlas de Viento y Energía Eólica en Colombia está estructurado en 5 capítulos, de la siguiente manera:

El Capítulo I contiene una colección de 12 mapas mensuales y 1 mapa anual sobre la velocidad promedio del viento en superficie interpolada a una resolución de 10X10 kilómetros, los cuales representan una aproximación de la distribución espacial de dicha variable meteorológica sobre el territorio colombiano. Estos mapas fueron obtenidos con algoritmos basados en la física que utilizan modelos meteorológicos regionales junto con datos de anemógrafos tomados directamente de 111 estaciones del país y complementadas con información de modelos meteorológicos de baja resolución en 122 puntos de grilla.

El Capítulo II presenta una colección de 12 mapas mensuales de desviación estándar del viento en superficie, como información adicional que permite cuantificar el grado de dispersión de los datos con respecto al valor promedio.

El Capítulo III contiene una colección de 12 mapas mensuales de sesgo del viento en superficie. Este parámetro estadístico permite explicar acerca de la asimetría de esta variable meteorológica. Para tal fin, valores con asimetría negativa

indican que sí existe una frecuencia importante de velocidades altas.

El Capítulo IV muestra el ciclo diario mensual del viento para 16 lugares del país donde la persistencia del viento a lo largo del ciclo diario y/o para ciertas épocas del año puede llegar a ser aprovechable para la generación de la energía.

El Capítulo V contiene una colección de 12 mapas mensuales y 1 mapa anual de la densidad de energía a 20 metros de altura interpolada a una resolución de 10X10 kilómetros y 12 mapas mensuales junto con 1 mapa anual de la densidad de energía a 50 metros de altura interpolada con la misma resolución, ya que los datos de vientos en superficie están con dicho espaciamiento. Estos mapas fueron obtenidos con la deducción de la velocidad del viento a mencionadas alturas y, dado que este cálculo requiere el valor de la densidad del aire, este se obtuvo a través de la ecuación de estado de gases ideales y se calculó usando los datos promedios mensuales multianuales de temperatura del aire de 685 estaciones y 38 estaciones para el caso de presión atmosférica, las cuales fueron complementadas para todo el país en función de la orografía e interpoladas con la resolución anteriormente mencionada.

Adicional a los capítulos, se presentan cuatro anexos con información complementaria:

El Anexo 1 explica los aspectos básicos para comprender el movimiento del aire y las causas que lo explican. En general muestra que el viento es el resultado de fuerzas que se generan inicialmente debido al calentamiento diferencial producido por el Sol sobre el aire en contacto con la superficie del planeta. Dicha energía radiante se transforma en energía cinética, la cual es el resultado principalmente de cuatro grandes fuerzas como son: la fuerza del Gradiente de Presión (variaciones de la presión atmosférica con la distancia), la fuerza de Coriolis (que surge por la desviación del viento ocasionada por la rotación de la Tierra), la fuerza centrífuga (que aparece por la existencia de trayectorias curvas en el movimiento del aire) y la fuerza de rozamiento o de fricción (esta última, importante en los primeros metros de altura ya que la superficie del suelo ofrece resistencia al movimiento del aire). No obstante, la topografía afecta tanto la velocidad como la dirección de donde sopla

el aire. Estas influencias de la orografía en el campo del viento se denominan vientos locales y como ejemplo de ello se presentan las brisas mar-tierra y tierra-mar, brisas de valle-montaña y montaña-valle, junto con el efecto Föhn. Con base en dicho marco teórico se hace una descripción de los vientos que rigen las condiciones meteorológicas en Colombia.

El Anexo 2 muestra que modelar el campo del viento en superficie es complejo, ya que este tiene variaciones diurnas y locales, embebidas dentro de una dinámica atmosférica de mayor escala. No obstante, una verificación del comportamiento de esta variable meteorológica está acompañada de las mediciones a través de anemógrafos que hacen parte de la instrumentación de las estaciones meteorológicas, las cuales miden y grafican continuamente las características vectoriales del viento como son la dirección y la velocidad. En dicho anexo se describen los resultados de los procesos de evaluación, verificación y captura de la información nacional utilizada y se muestra la red de referencia de estaciones meteorológicas finalmente utilizados para la elaboración del Atlas.

El Anexo 3 muestra el tratamiento estadístico realizado con los datos de viento. La primera fase comprende la complementación de datos a través de modelos autorregresivos integrados de media móvil denominados ARIMA, los cuales llevan consigo los tests estadísticos que debe pasar un dato de viento, interpolado temporalmente, para ser representativo y considerado homogéneo dentro de la serie de tiempo. Estos modelos incluyen un análisis de la estacionariedad de la información y un análisis descriptivo de la serie caracterizada por la tendencia, estacionalidad, ciclicidad y aleatoriedad. La segunda fase explica la metodología para determinar la distribución probabilística Weibull del viento; específicamente expone el modelo generado para hallar los parámetros de forma y escala que interesan en el diseño y proyección de parques eólicos.

Finalmente, el Anexo 4 describe el modelamiento físico llevado a cabo para generar la distribución espacial de los campos de viento y de la evaluación del potencial energético del recurso eólico en Colombia a distintas alturas. Aquí se muestran los campos mensuales de dirección de

viento y el algoritmo de cálculo para determinar la densidad de energía eólica, la cual necesitó de las características físicas del suelo (rugosidad superficial) y del conocimiento espacial y mensual de los campos de tres variables meteorológicas: la velocidad del viento, la presión atmosférica y la temperatura del aire. El análisis espacial descrito en este anexo está sustentado en el fundamento físico que describen los modelos meteorológicos regionales, los cuales sugieren que la resolución más fina a interpolar debe ser comparable con el distanciamiento de las estaciones meteorológicas. Teniendo en cuenta esto y la buena densidad de la red para la variable de temperatura del aire en Colombia, se forzó a llevar la interpolación para todas las variables a 10X10 kilómetros.

Etapas del trabajo

La realización de este trabajo fue llevada a cabo en diversas etapas, a saber:

1. Recolección de la información meteorológica de dirección y velocidad del viento en el ámbito nacional de las gráficas de anemógrafos de las estaciones a cargo del IDEAM y posteriormente de entidades de carácter privado como el caso de CENICAFE y de la Corporación Autónoma Regional, CAR. En el ámbito internacional, se recopilaron los resultados de los modelos regionales de baja resolución como los ofrecidos por el Reanálisis del Centro Nacional para Investigaciones Atmosféricas (National Center for Atmospheric Research, NCAR), del NOMADS (NOAA Operational Model Archive Distribution System) que depende de la Administración Nacional de Océano y Atmósfera (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) y del Centro Nacional para Predicciones Ambientales (National Center for Environmental Prediction, NCEP) estos dos últimos de los Estados Unidos, información producida por el Modelo Regional de Alta Resolución desarrollado en el Instituto de Investigaciones Meteorológicas del Japón (Meteorological Research Institute, MRI) e información de viento para 3 estaciones meteorológicas suministrada por SENAMI de Perú. Adicionalmente, se obtuvo la información de los promedios mensuales multianuales de
- la línea base periodo 1961-1990 para las variables de temperatura del aire y presión atmosférica. El IDEAM solicitó a Cenicafé la información de viento, sin resultados positivos, y tampoco fue posible obtener la información de otros países fronterizos como Venezuela, Brasil y Ecuador.
2. Se realizó la evaluación, verificación y captura a la base de datos de viento para 7.292 meses que involucraron tres tipos de gráficas: Fuess-Casella tipo mecánico, Lambrecht tipo Woeffe y Thiess, obteniendo promedios horarios de dirección y velocidad del viento, los cuales se almacenaron inicialmente en la base de datos SISDHIM (Base de datos hidrometeorológica), migrados posteriormente a la base de datos central Oracle 9i (Base de datos del Sistema de Información Ambiental) para su posterior análisis estadístico y modelamiento físico.
3. El tratamiento estadístico de la información de viento se llevó en dos fases: la primera en la complementación de datos con el uso del software TRAMO (Time Series Regression with ARIMA Noise, Missing Observations, and Outliers), debido a la existencia considerable de vacíos en las series, y la segunda en la obtención de las distribuciones de probabilidad de la velocidad del viento con las funciones ofrecidas por la Hoja de Cálculo de Microsoft Excel en su librería matemática.
4. Para implementar el modelo físico, se desarrolló un software en lenguaje de programación Delphi 5.0 bajo plataforma Windows, que permitió el acceso directo a la base de datos central y escribir el código fuente para generar el algoritmo de cálculo, así:
 - Con la conexión del software diseñado a la base de datos, se realizaron consultas a través del lenguaje SQL (Structured Query Language) para obtener los promedios, las desviaciones estándar y los sesgos sobre el campo de la velocidad del viento.
 - El modelo físico desarrollado tiene involucrado un algoritmo de corrección

horizontal del viento por orografía deducido de forma similar al realizado por el modelo meteorológico de mesoescala MM5 (Mesoscale Model Version 5) en su módulo INTERP (Interpolación Vertical). Además, incluyó la ecuación del perfil vertical del viento diseñado por Lysen, la cual hace parte del algoritmo de la ecuación de densidad de energía a distintas alturas y, teniendo en cuenta que en dicha ecuación, la densidad de energía eólica, también necesitó el cálculo de la densidad del aire, se escribió dentro de la formulación la ecuación de estado de gases ideales, la cual es función de la temperatura del aire y la presión atmosférica. Estas dos últimas ecuaciones fueron modeladas del estado base hidrostático del MM5 y calibradas con información promedio de la línea base 1961-1990, a través de regresiones lineales para cada uno de los meses.

- Desde el aplicativo de Delphi 5.0 y con los resultados obtenidos, se generaron archivos de entrada para el software SURFER con el fin de que se hicieran mapas de forma automatizada, permitiendo así varias corridas, correcciones y validaciones a los resultados. La ventaja de trabajar con SURFER radica en que permite manipular resoluciones espaciales, decidir opciones en los métodos de interpolación y hacer trazados de líneas de corriente para viento, facilitando un tratamiento vectorial de dicha variable meteorológica, tal como se muestra en el Anexo 4.
5. Con la metodología descrita en el punto 4, las imágenes ráster que se generaron en el Software SURFER a una resolución de 10X10 kilómetros, se visualizaron en Arc-Map ArcView 9 en una escala 1:7.000.000 y se obtuvieron los resultados que se presentan en los capítulos I, II, III y V.
 6. Para la preparación del capítulo IV, se incluyó dentro del software desarrollado en Delphi 5.0 un procedimiento que permitió el cálculo y la graficación bajo SURFER de

los promedios horarios para los 12 meses del año en 111 estaciones meteorológicas, de las cuales se seleccionaron 16 lugares de Colombia donde el viento es significativo y puede ser aprovechable la energía eólica en algunos periodos del año y/o en determinadas horas del día. Estos gráficos están acompañados de la rosa de viento característica, la cual permite visualizar las direcciones más persistentes de donde sopla el viento. Para la elaboración de dichas rosas de vientos, el algoritmo suministró las tablas de frecuencia y de porcentajes de 8 direcciones de donde sopla el viento para 13 intervalos de velocidades.

Resultados

Con el trabajo realizado, el Atlas de Viento y Energía Eólica de Colombia suministra una aproximación de la disponibilidad del recurso energético del viento, así como un conocimiento de la circulación general de los vientos en Colombia, teniendo en cuenta los siguientes aportes:

- Mapas de velocidad del viento, densidad de energía eólica a 20 y 50 metros de altura sobre el territorio colombiano que permiten identificar lugares donde se pueden aportar soluciones energéticas apoyadas por el viento, con aplicaciones útiles en el sector industrial y eléctrico a fin de ayudar a emplear racionalmente los recursos naturales. Asimismo, se cuenta con resultados de las características estadísticas del viento como la desviación estándar y el sesgo.
- Localmente se identificaron 16 lugares, como puntos de referencia, donde el recurso natural viento puede ser aprovechado en determinadas épocas del año y en algunas horas del día.
- Actualización de la base de datos de dirección y velocidad del viento con información altamente calificada: variable importante para el dimensionamiento de sistemas y tecnologías que aprovechan este recurso como aerogeneradores eléctricos, molinos para bombeo de agua, entre otros.

- Aplicación de métodos de complementación de datos de viento a través de modelos ARIMA en el caso temporal y a través de modelación física para el caso espacial. Con los modelos ARIMA se obtuvieron series de tiempo para dirección y velocidad del viento, los cuales permitieron hacer análisis de distribución horaria y frecuencias de velocidades de viento a nivel horario y a través del año. Con el modelo físico se logró la base teórica de la distribución espacial del viento y sus variaciones en el flujo caracterizadas por su dirección.
- Aplicación de distintos tipos de distribución de probabilidades para la velocidad del viento.
- Disponibilidad de información energética para analizar y planear proyectos de energía eólica.
- Elaboración de documentos anexos como referencia de consulta en temáticas relacionadas con principios físicos del viento, instrumentación en la medición del viento, series de tiempo y distribuciones de probabilidad, junto con modelación física del viento y la energía.
- Disponibilidad del viento como fuente renovable de energía y como variable dinámica para estudios que explican la ocurrencia de fenómenos meteorológicos como la precipitación y en el seguimiento de la dispersión de contaminantes y la calidad del aire.

Conclusiones

- Las isotacas del Capítulo I e isovelas que se presentan en el Anexo 4 fueron trazadas con los datos de la red de anemógrafos e información internacional comprendida para el periodo 1980-2000, lo cual permitió establecer una visión general de la distribución del recurso eólico en el país.
- El análisis espacial mostró que en algunos sectores de Colombia prevalecen vientos con intensidades iguales o superiores a 5 m/s y persistentes a lo largo del año. Por lo tanto, existe un buen potencial de energía eólica a

lo largo de la península de La Guajira, Isla de San Andrés, sectores de Boyacá y, centro del litoral Caribe en el departamento de Bolívar. No obstante, en otros sectores del país, aunque no se presenta la misma persistencia de vientos en el ciclo anual, sí la hay para una determinada época del año especialmente en zonas de Norte de Santander, límites entre Risaralda, Quindío y Tolima, límites entre Cundinamarca y Boyacá, límites entre Cundinamarca, Tolima y Huila sobre la Región Andina, así como sobre el Piedemonte Llanero y Casanare para los Llanos Orientales.

- Localmente, se destacaron 16 lugares de Colombia donde las intensidades del viento son importantes para el aprovechamiento del recurso eólico. 3 sitios donde los vientos son persistentes y superiores a 5m/s durante todo el año: Galerazamba en el Departamento de Bolívar, Gachaneca en Boyacá y la isla de San Andrés en el mar Caribe colombiano. 3 sitios donde las velocidades son persistentes pero en el rango entre los 4 y 5m/s: La Legiosa en el Huila, Isla de Providencia en el Mar Caribe y Riohacha en La Guajira. Los restantes 10 lugares no guardan una gran persistencia en la velocidad del viento excepto para determinadas épocas y/u horas del año como son: Villacarmen en Boyacá, Obonuco en Nariño, Cúcuta y Ábrego en Norte de Santander, Urrao en Antioquia, Soledad en Atlántico, Santa Marta en Magdalena, Bucaramanga en Santander, Anchique en Tolima y Bogotá en Cundinamarca.
- La intercomparación entre los datos medidos por el anemómetro ultrasónico triaxial, tomada como patrón de referencia debido a su alto grado de precisión, con los datos suministrados por una estación anemográfica convencional, permitió ver que los errores de medición son del orden de ± 0.1 m/s, lo que repercute teóricamente en incertidumbres para el cálculo de la densidad de energía eólica así: superiores al 30% cuando los vientos son menores o iguales a 1.5 m/s, 18% para vientos alrededor de los 3.5 m/s, 16% si los vientos son cercanos a 5 m/s y menores del 13%,

cuando los vientos son intensos y superiores a 10 m/s.

- El presente trabajo es una base técnica y científica útil en disciplinas como la ingeniería mecánica y energética, la arquitectura y estudios ambientales, entre otros.

Recomendaciones

- Es aconsejable para la realización de estudios particulares conocer rigurosamente la intensidad de los vientos en dicha región, ya que los resultados presentados en este Atlas son una referencia nacional, pues la variabilidad de la dirección y la velocidad del viento en superficie, es un caso que le compete a la rama de la micrometeorología y la pobre densidad de 111 estaciones que miden viento junto con la complicada orografía colombiana, no permite obtener cálculos muy exactos en sitios alejados de las estaciones de referencia.
- Considerando las 111 estaciones para la medición del viento, se hace necesario aumentar el número de estaciones en todo el país pero especialmente sobre los Llanos orientales y la Amazonia, contar con torres meteorológicas que suministren datos meteorológicos al menos hasta 50 metros de altura o contar con radiosondas cautivos que permitan observar perfiles verticales de vientos con el fin de ajustar los modelos ya existentes o, en su defecto, desarrollar uno propio para Colombia.
- Se requiere mejorar el modelamiento espacial del viento en superficie, teniendo en cuenta que este depende de diferentes procesos físicos interrelacionados con fenómenos que ocurren en los distintos niveles de la atmósfera como la radiación, la microfísica de nubes, procesos de capa límite planetaria, balances energéticos y de características del suelo como la topografía, la rugosidad, el albedo, etc. Por lo tanto, es importante contar con modelos que involucren dichos procesos de mesoescala bajo una atmósfera dominada mayormente por movimientos ascendentes del aire conocidos como convección dentro de la Celda Ascendente de

Hadley. Esto, por su parte, involucra costosa tecnología de alto rendimiento, como la construcción de cluster de computadores para correr procesos en paralelo, alta capacidad de almacenamiento tanto de datos de entrada y salida y, por supuesto, años de experimentación en investigación.

- Completar trabajos posteriores con experimentación en laboratorio para fluidos tipo túnel de viento, los cuales permiten realizar análisis de representatividad en la modelación física y aporta información detallada para conocer la influencia de modificaciones en el entorno de las estaciones meteorológicas.
- Mantener el control de calidad que se ha establecido en el proceso de evaluación, captura y verificación de información con el fin de actualizar en el futuro cercano las evaluaciones del potencial eólico en el país.
- Para este tipo de investigaciones, resulta necesario establecer una política de gestión de la información meteorológica con fines energéticos.
- Hacer partícipes a los ámbitos universitario e investigativo en la adquisición de conocimiento del modelamiento del viento para aportar mejoras al presente trabajo.

¿Cómo utilizar los mapas de viento y densidad de energía eólica?

Para ilustrar sobre el uso de los mapas de viento y energía hay que considerar lo siguiente:

1. Tener en cuenta que los resultados obtenidos son una aproximación de la realidad, en especial sobre los Llanos Orientales y la Amazonia colombiana donde la red de estaciones de viento es de poca densidad, lo que afecta sensiblemente los resultados de esta investigación y, por lo tanto, indica un acercamiento de lo que ocurre en estas zonas del territorio nacional.
2. Todos los valores son referidos en unidades de metro por segundo (m/s) para velocidad del viento y Watts por metro cuadrado (W/m^2) para la densidad de energía eólica en promedio mensual y anual.

3. En los mapas de viento en superficie del Capítulo I la velocidad fluctúa entre 0 y 11 m/s. Los vectores de la dirección del viento, que se presentan en las figuras 4-5, 4-6 y 4-7 del Anexo 4, indican **de dónde sopla el viento**, no hacia dónde va.
4. Los mapas de desviación estándar del viento del Capítulo II varían entre 0 y 5 m/s, indicando el grado de dispersión que tienen los datos alrededor de la media.
5. Los mapas de sesgo del Capítulo III representan el tercer momento estadístico del viento. Este valor adimensional oscila entre -10 y 20, de los cuales los valores positivos indican que, a pesar de que la mayor concentración de los datos se encuentra alrededor de los valores medios, el resto de los valores corresponde a vientos superiores, mientras que valores negativos indican que los valores medios de velocidad de viento son más persistentes y, por lo tanto, si mantienen cierta intensidad, habrá un mejor aprovechamiento del recurso viento para la generación de energía eólica.
6. Los gráficos del Capítulo IV presentan al lado izquierdo el promedio horario de la velocidad del viento en m/s, para 16 lugares del país, dejando en el eje horizontal los meses del año y en el eje vertical las 24 horas del día. Al lado derecho se muestran, para cada uno de los sitios, las rosas del viento con las frecuencias de donde sopla el viento en ocho direcciones:
 - N – Vientos procedentes del Norte
 - NE – Vientos procedentes del Noreste
 - E – Vientos procedentes del Este
 - SE – Vientos procedentes del Sureste
 - S – Vientos procedentes del Sur
 - SW – Vientos procedentes del Suroeste
 - W – Vientos procedentes del Oeste
 - NW – Vientos procedentes del Noroeste
7. Los mapas de densidad de energía del Capítulo V se encuentran en una escala entre 0 y 3.375 W/m², espaciados proporcionalmente mediante una relación del cálculo del viento elevado al cubo. Para estimar la potencia teórica de un aerogenerador conociendo el área del rotor, simplemente hay que multiplicar el dato ofrecido en los mapas por el área del aerogenerador, que es igual a πR^2 , donde R es el radio del aspa.

Capítulo 1

Capítulo 1



Velocidad del viento en superficie

El viento es el movimiento del aire. La velocidad del viento en superficie se refiere a la velocidad que alcanza esta variable meteorológica a 10 metros de altura, que es la norma internacional establecida por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) como estándar para la medición y seguimiento del viento.

Este capítulo presenta una colección de 12 mapas mensuales y 1 anual del promedio de la velocidad del viento (isotacas), construidos con 111 estaciones de referencia principalmente localizadas sobre las zonas Andina y Caribe junto con 122 datos de frontera localizados en Venezuela, Brasil, Perú, Ecuador, Mar Caribe y Océano Pacífico tomados de modelos regionales y datos complementarios espacialmente ubicados en los Llanos Orientales y Amazonia, descargados de las mismas fuentes.

El método utilizado para la generación del Atlas de Viento le dio un tratamiento vectorial a la información y se diseñó un método de corrección por orografía idealizado en algoritmos que usan los modelos meteorológicos regionales. Los resultados obtenidos fueron validados mediante comparaciones entre el punto de grilla más cercano del modelo diseñado con la estación más cercana de la red de referencia, de tal forma que la interpolación fue aceptada cuando la diferencia entre ellos no superó los ± 0.5 m/s.

Con fines de estudios de energía eólica, vientos con intensidades iguales o superiores a 5 m/s proporcionan una buena alternativa de uso de este tipo de recurso natural para la generación de energía.

Una aproximación del comportamiento de la velocidad del viento en superficie sobre territorio nacional es el que se presenta a continuación:

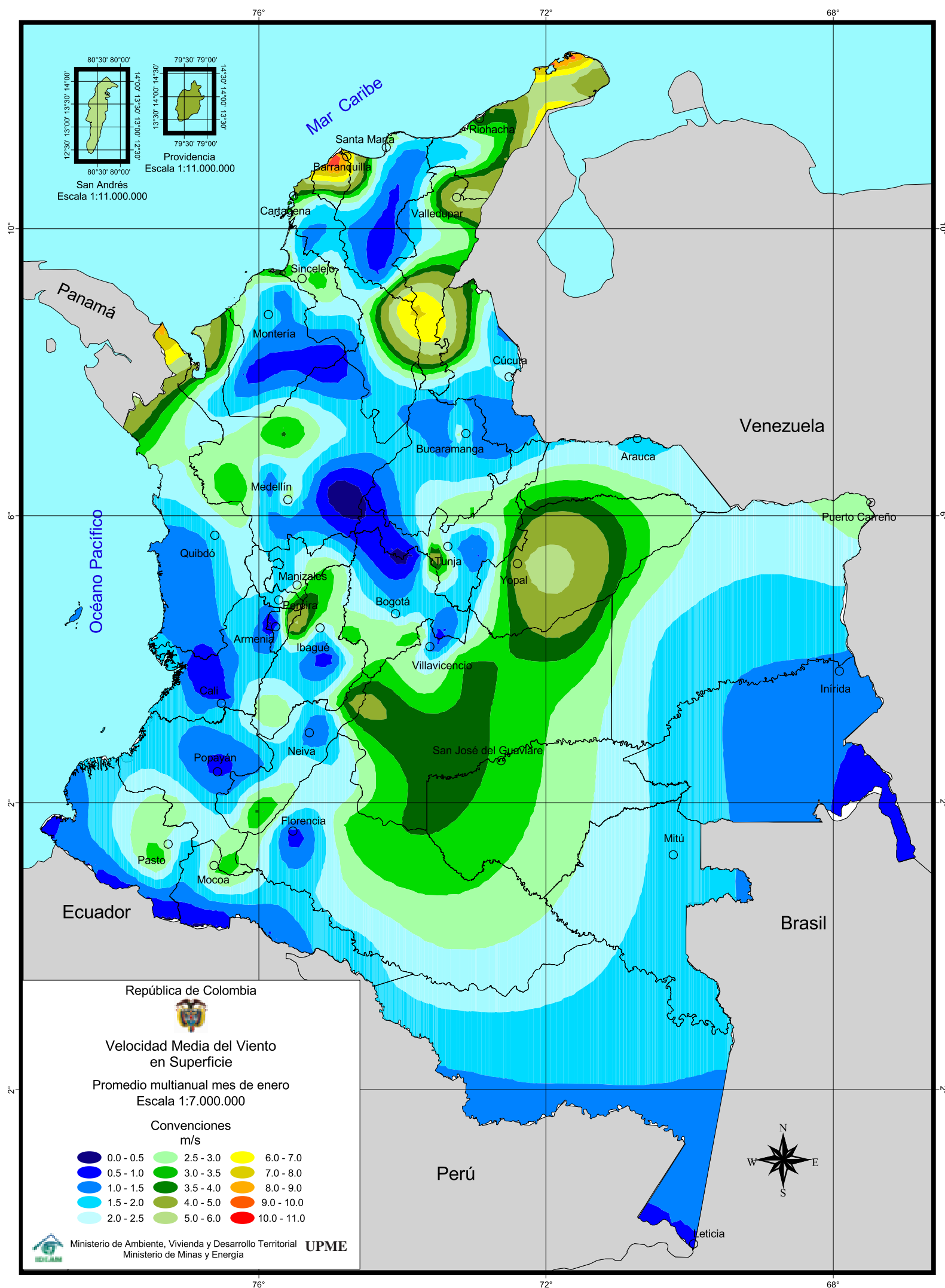
- Durante todo el año, vientos iguales o superiores a 5 m/s, alcanzando aun los 11 m/s, se mantienen en la Península de La Guajira. El resto del país presenta variaciones dentro del ciclo estacional.
- Para el período comprendido entre diciembre y abril se observan vientos que pueden llegar a los 4 m/s en sectores del Golfo de Urabá, cuenca del río Sinú al noroccidente de Antioquia, Medio Magdalena y sur del Catatumbo a la altura de Norte de Santander, sur de la cuenca del río Sogamoso en los límites entre Cundinamarca y Boyacá, Alto Magdalena en los límites entre los departamentos de Huila y Meta, en los Llanos Orientales al nororiente del Vichada y en los sectores limítrofes de Casanare, Meta y Arauca. Vientos que en el campo medio pueden superar los 5 m/s para esta misma época se observan en el Bajo Magdalena y la cuenca del Cesar en los departamentos de Bolívar y Atlántico, Norte de Santander y centro y sur del Cesar. En el litoral central del departamento de Bolívar las velocidades del viento pueden llegar alrededor de 11m/s. No obstante, en abril hay una reducción significativa en la intensidad de los vientos hacia el centro del país por la ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical que trae consigo vientos más débiles.
- En el ciclo temporal comprendido entre mayo y septiembre, vientos cercanos a los

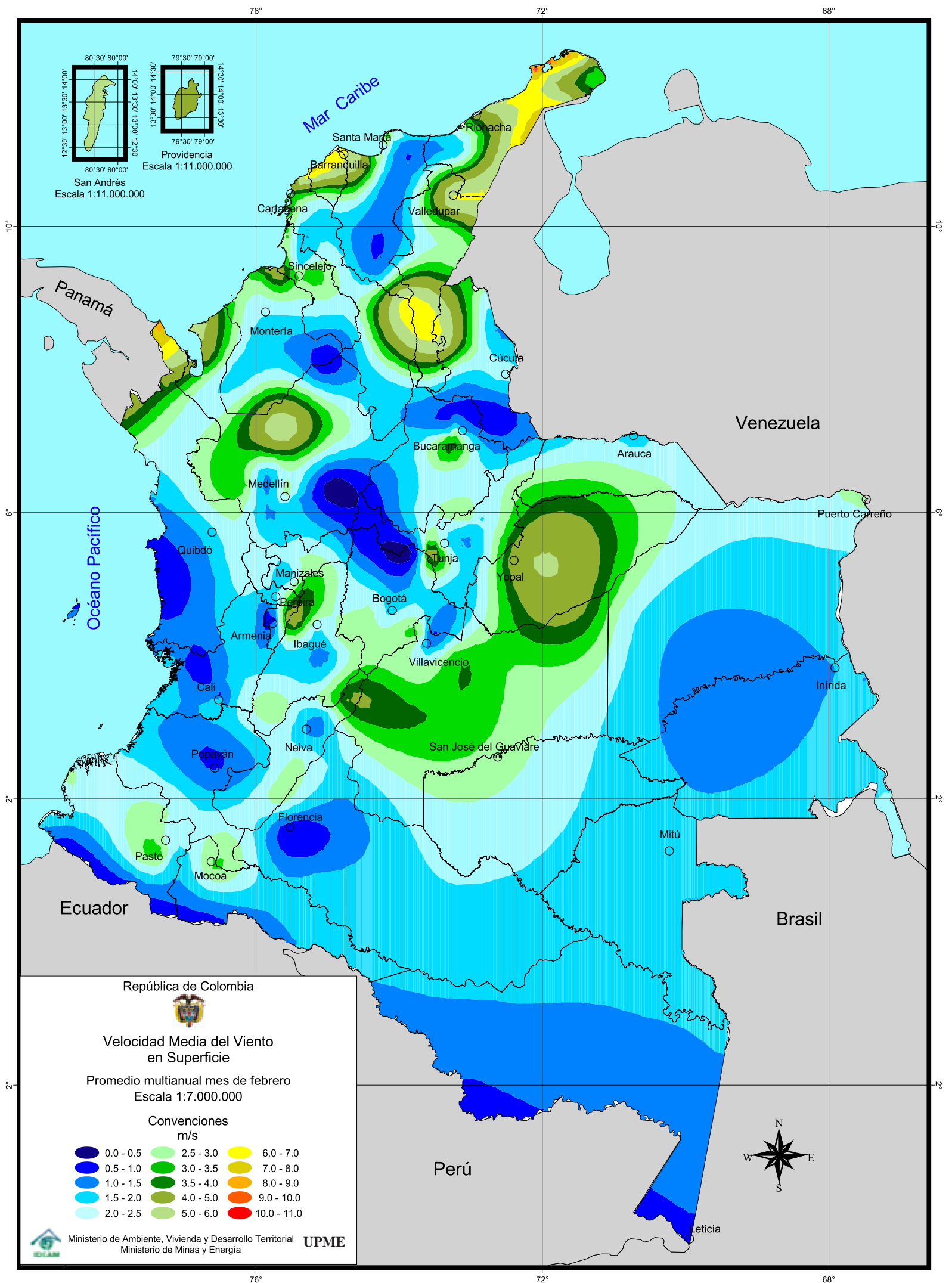
6 m/s se aprecian en el Bajo Magdalena en el centro de los departamentos de Cesar y Bolívar, región del Catatumbo en Norte de Santander, límites entre Boyacá y Cundinamarca, límites entre Meta, Huila y Cundinamarca, así como en la montaña nariñense. No obstante, entre junio y agosto, estos vientos se extienden sobre gran parte del Tolima, Risaralda, Quindío, suroriente de Caldas y en general en el Alto Magdalena.

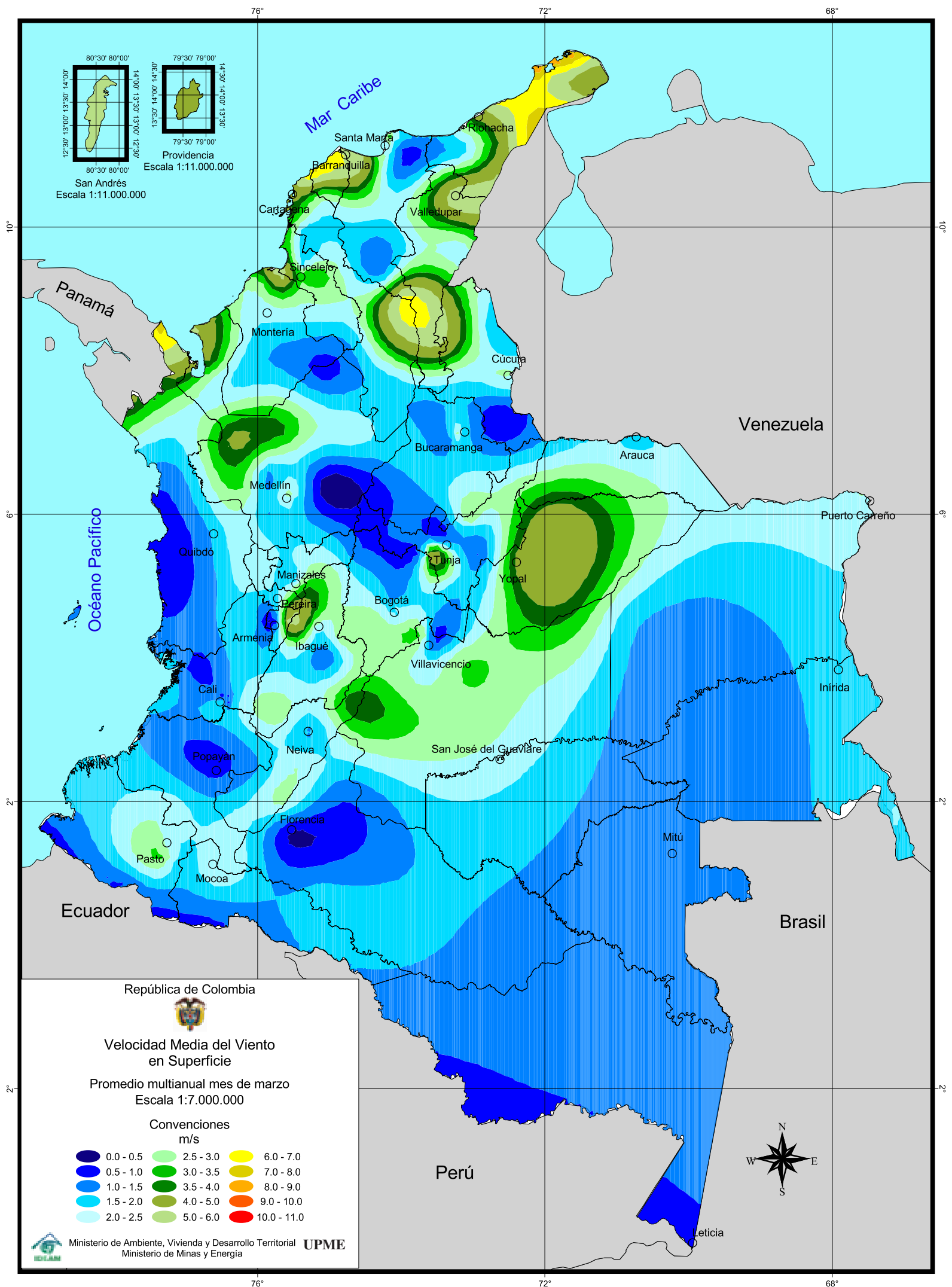
- Similar a lo que pasa en abril, en octubre y noviembre los vientos en el centro del país se debilitan. Sin embargo, se mantienen intensidades que alcanzan los 6 m/s en La Guajira y cercanas a los 4 m/s en el litoral central de Bolívar y Atlántico, límites entre Boyacá y Cundinamarca, Piedemonte Llanero de Meta y Casanare.

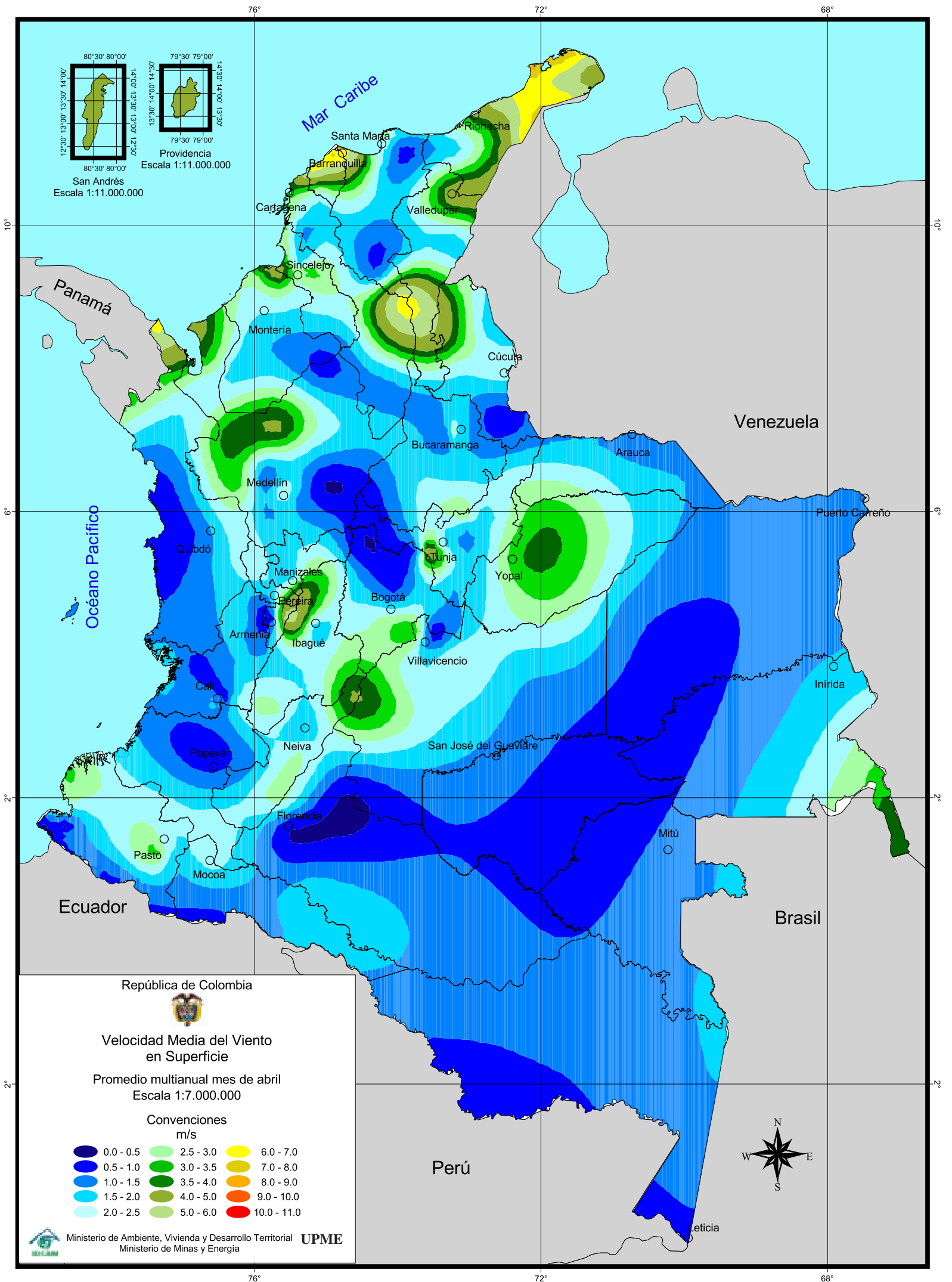
En cuanto a la dirección del viento, en general los flujos sobre los Llanos Orientales y la Amazonia quedaron influenciados por las circulaciones

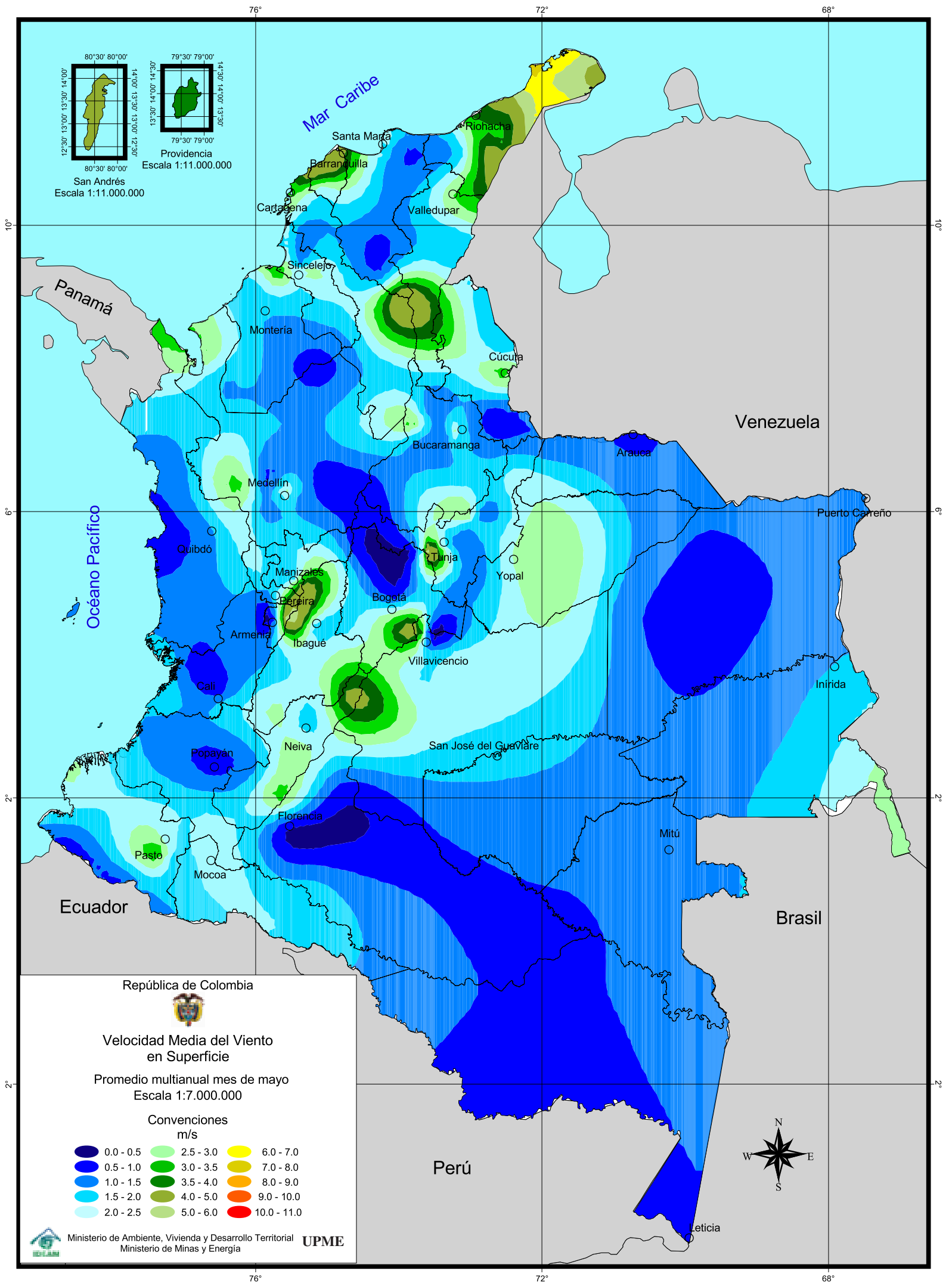
de tipo sinóptico que ofrecen los modelos regionales, mientras que en zonas montañosas se presenta una mejor influencia del dato de la estación meteorológica y de la orografía por la que discurre el flujo de aire. Es así que, en los mapas del Anexo 4, se pueden apreciar flujos estables como el de los vientos del este al oriente del país, flujos del norte y del oeste al occidente del Colombia, flujos encañonados a lo largo de las cordilleras y en ocasiones se observan los ascensos y descensos orográficos en el trazado de líneas de corriente representada por los vectores. (Ver Anexo 4, Figs. 4-5, 4-6 y 4-7). Los vientos alisios y la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) determinan en la escala sinóptica el comportamiento del viento en Colombia a lo largo del año. Sin embargo, debido a las desigualdades de superficie ocasionadas por la orografía y la distribución de tierras y mares, la dirección y la velocidad del viento varían de un lugar a otro y de una época del año a otra, tal como se amplía en las secciones 1.4 y 1.5 del Anexo 1.

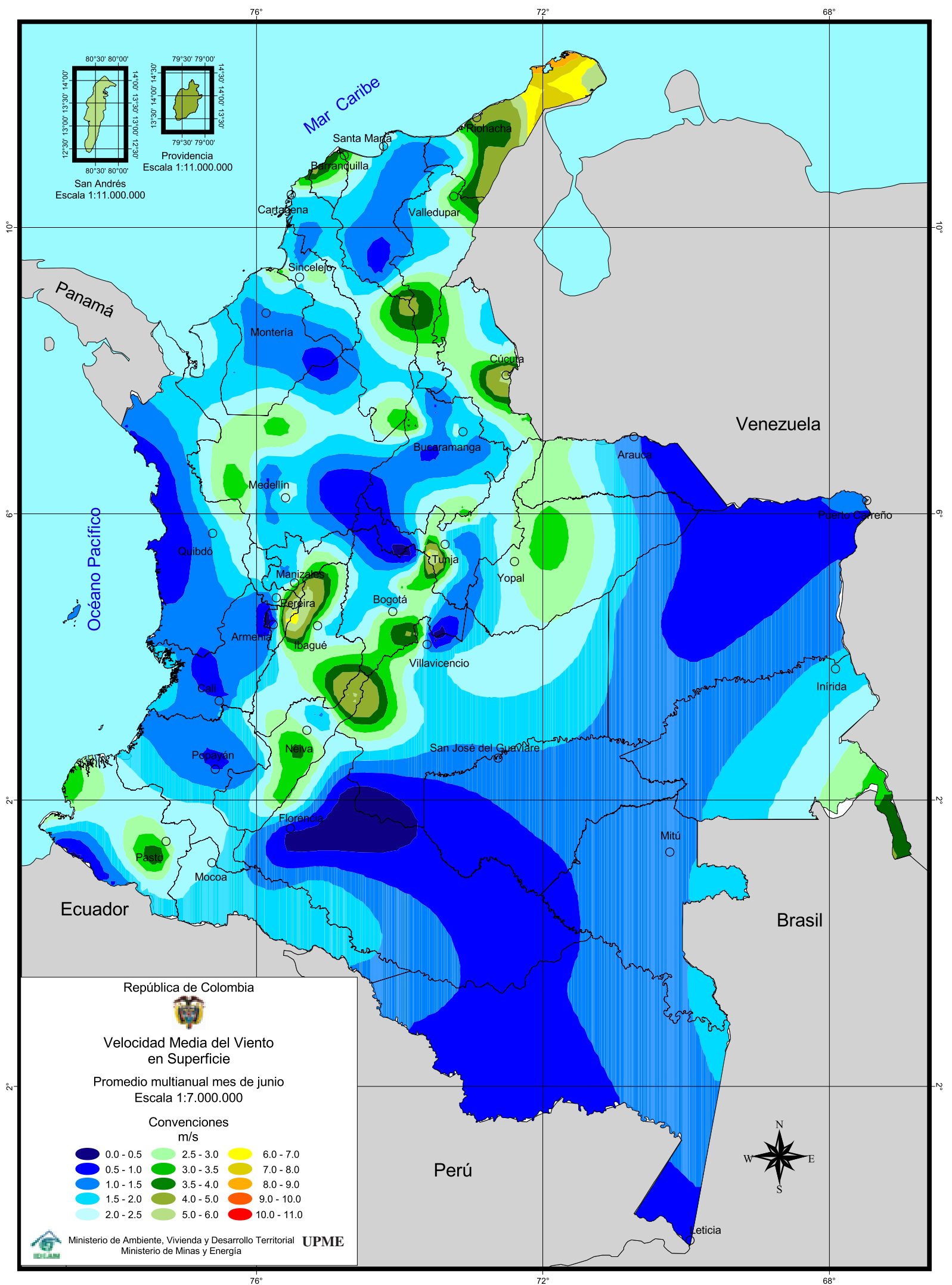


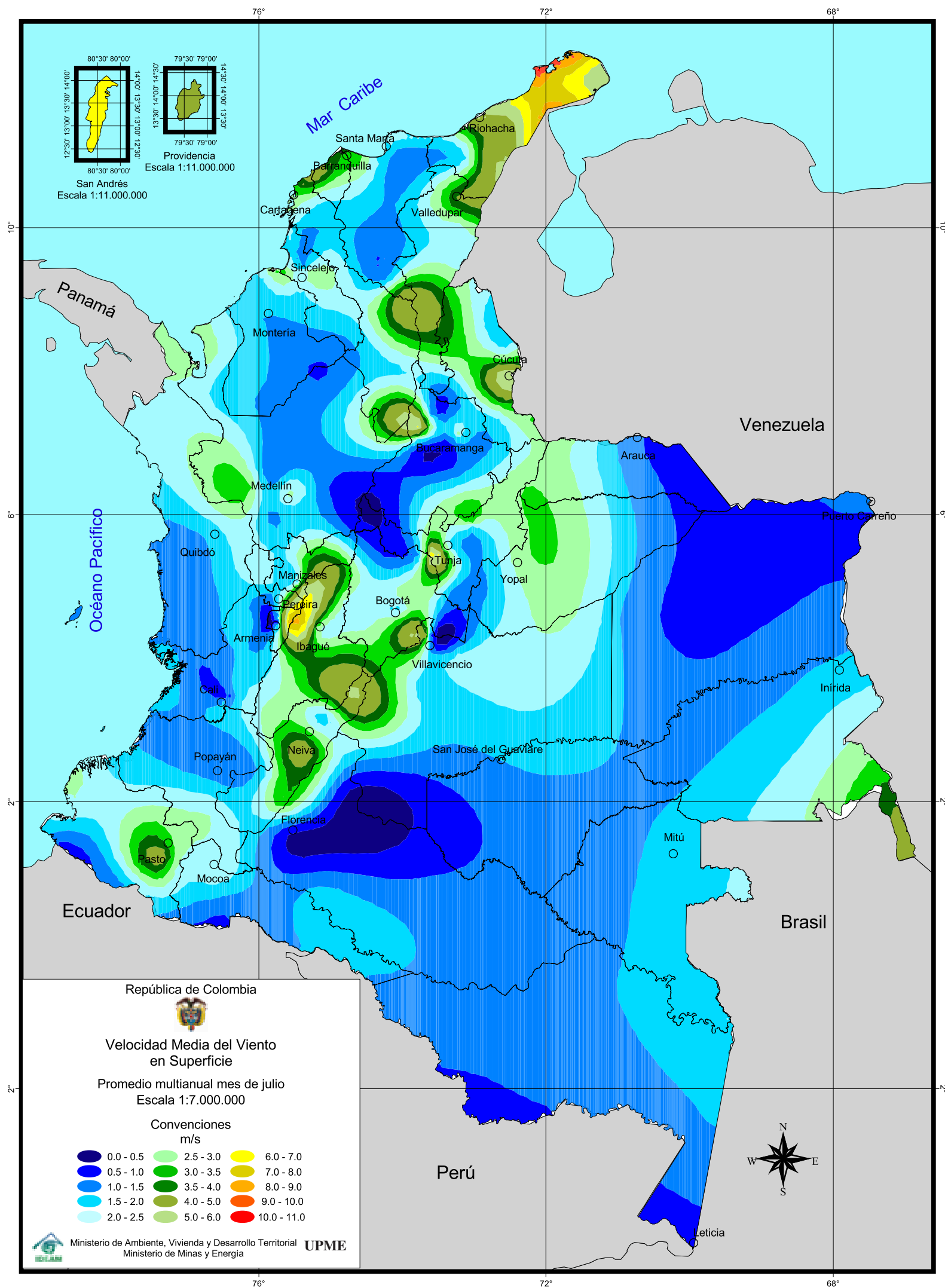


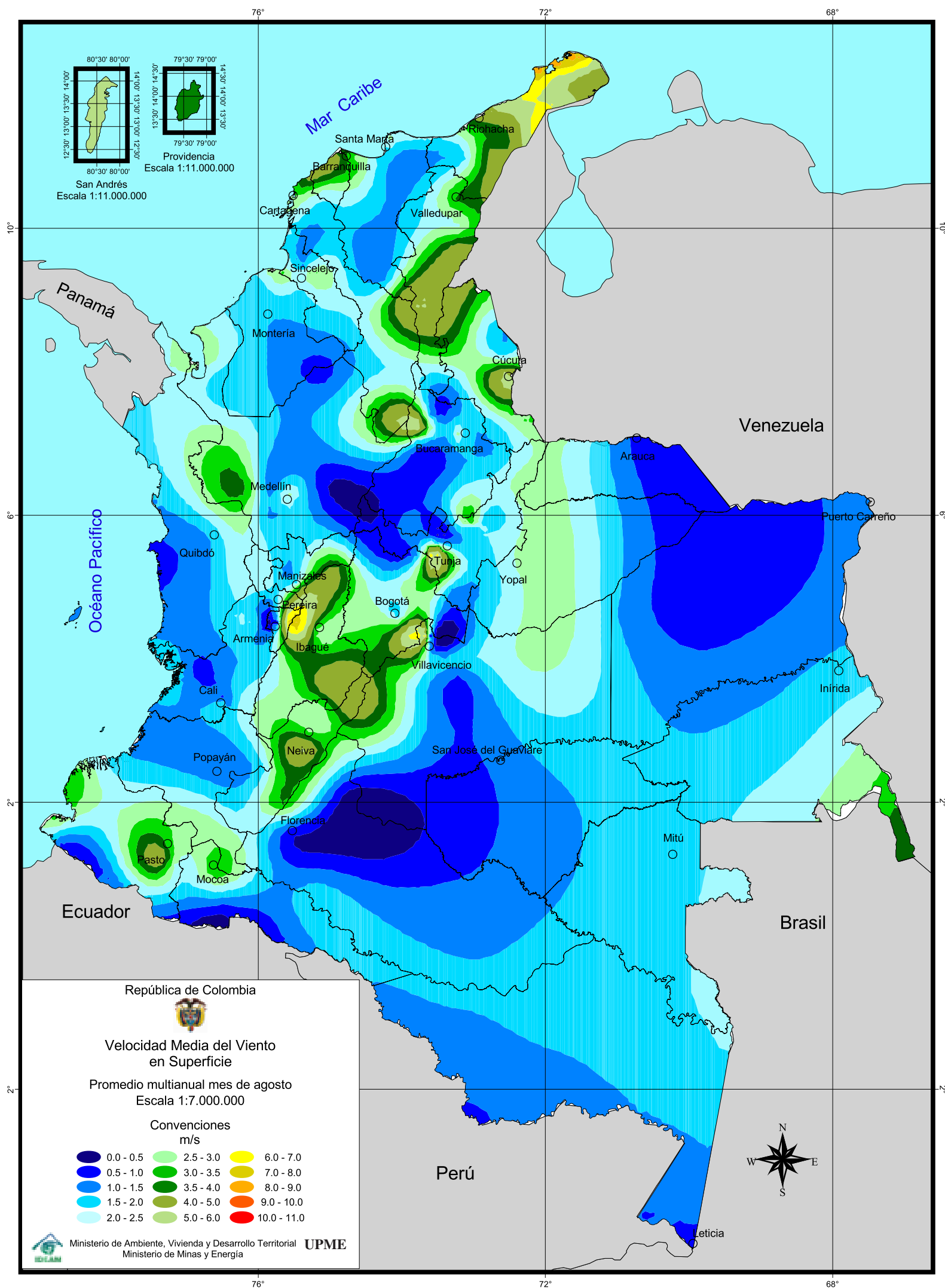


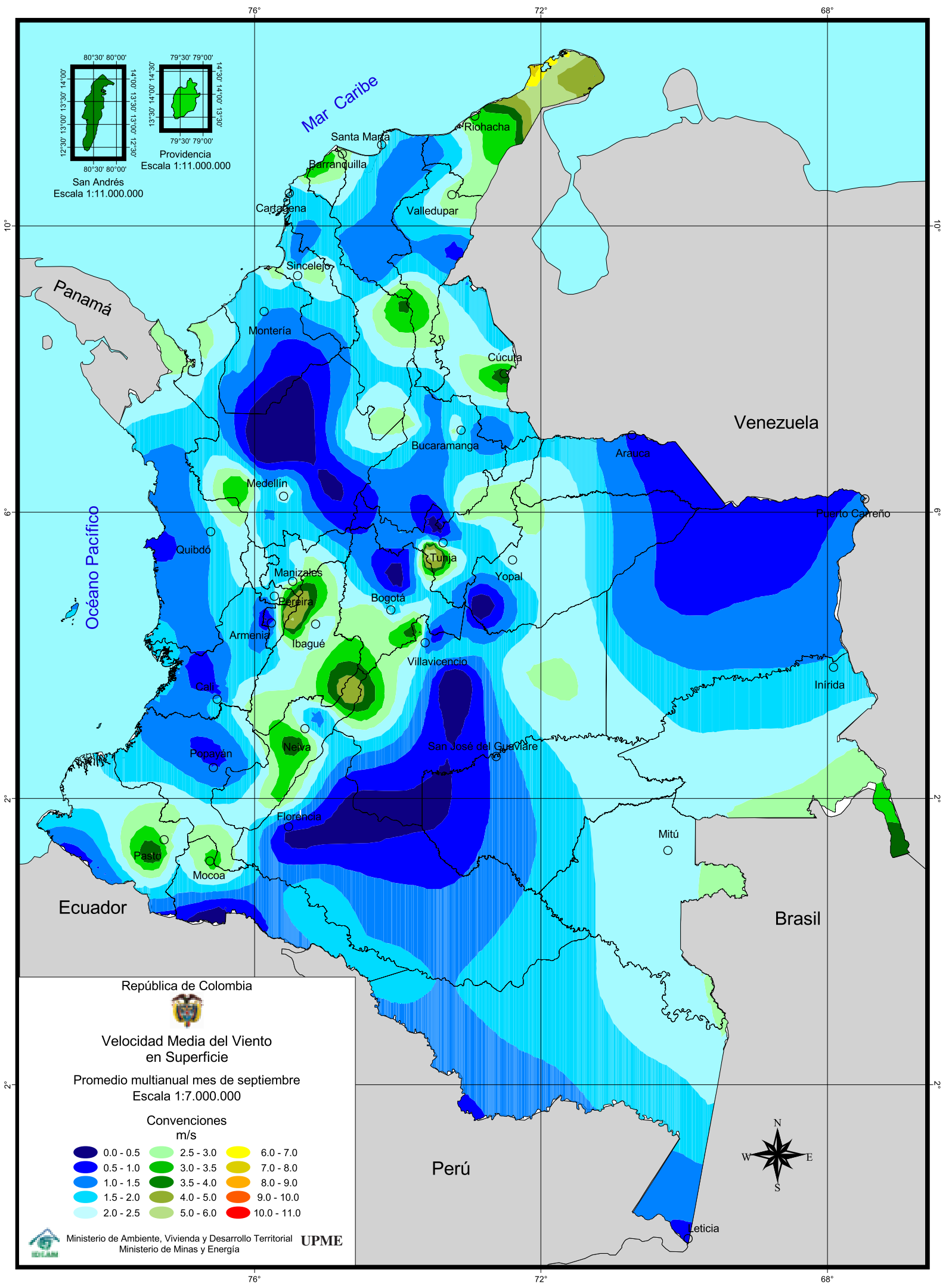


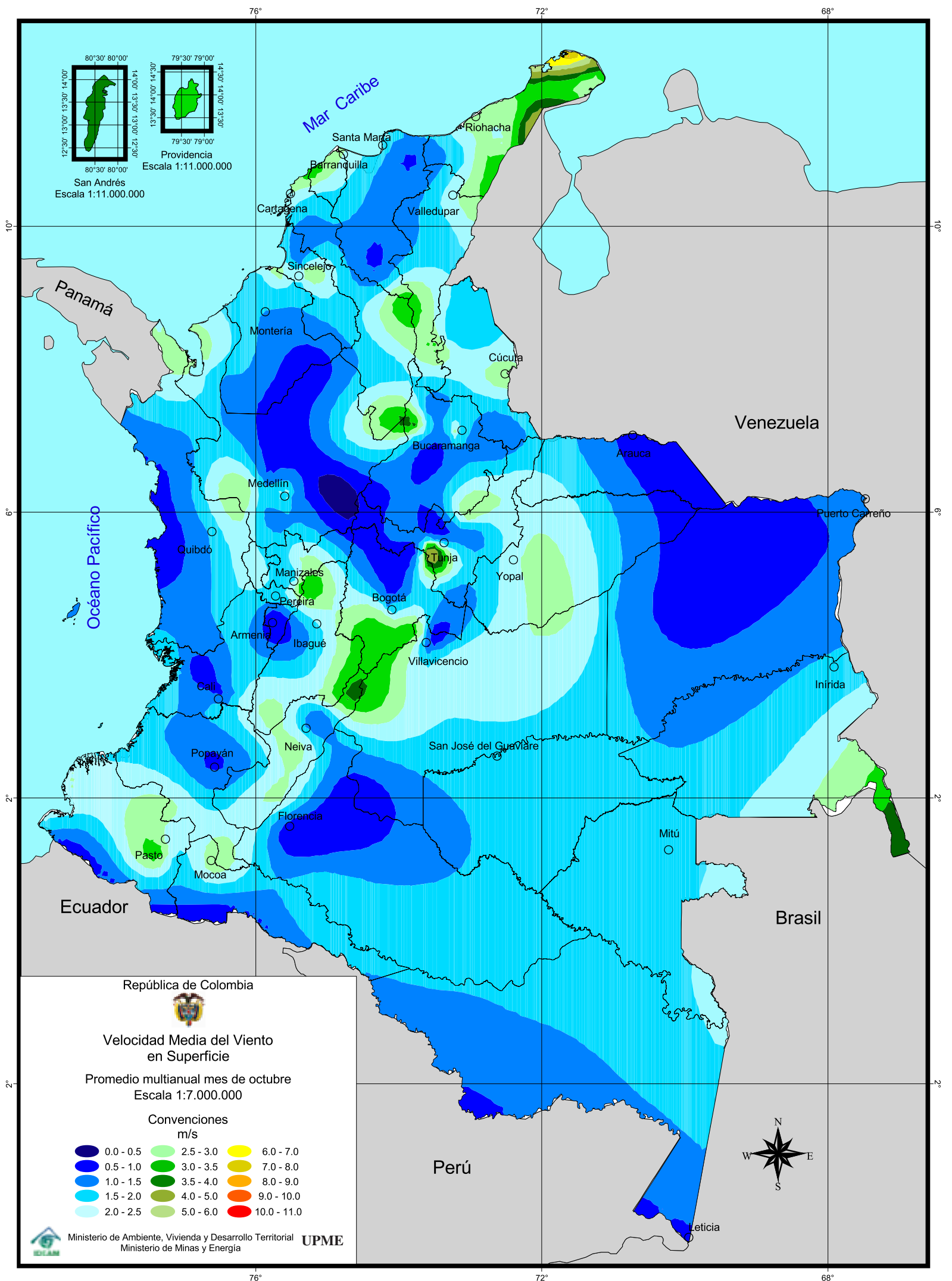


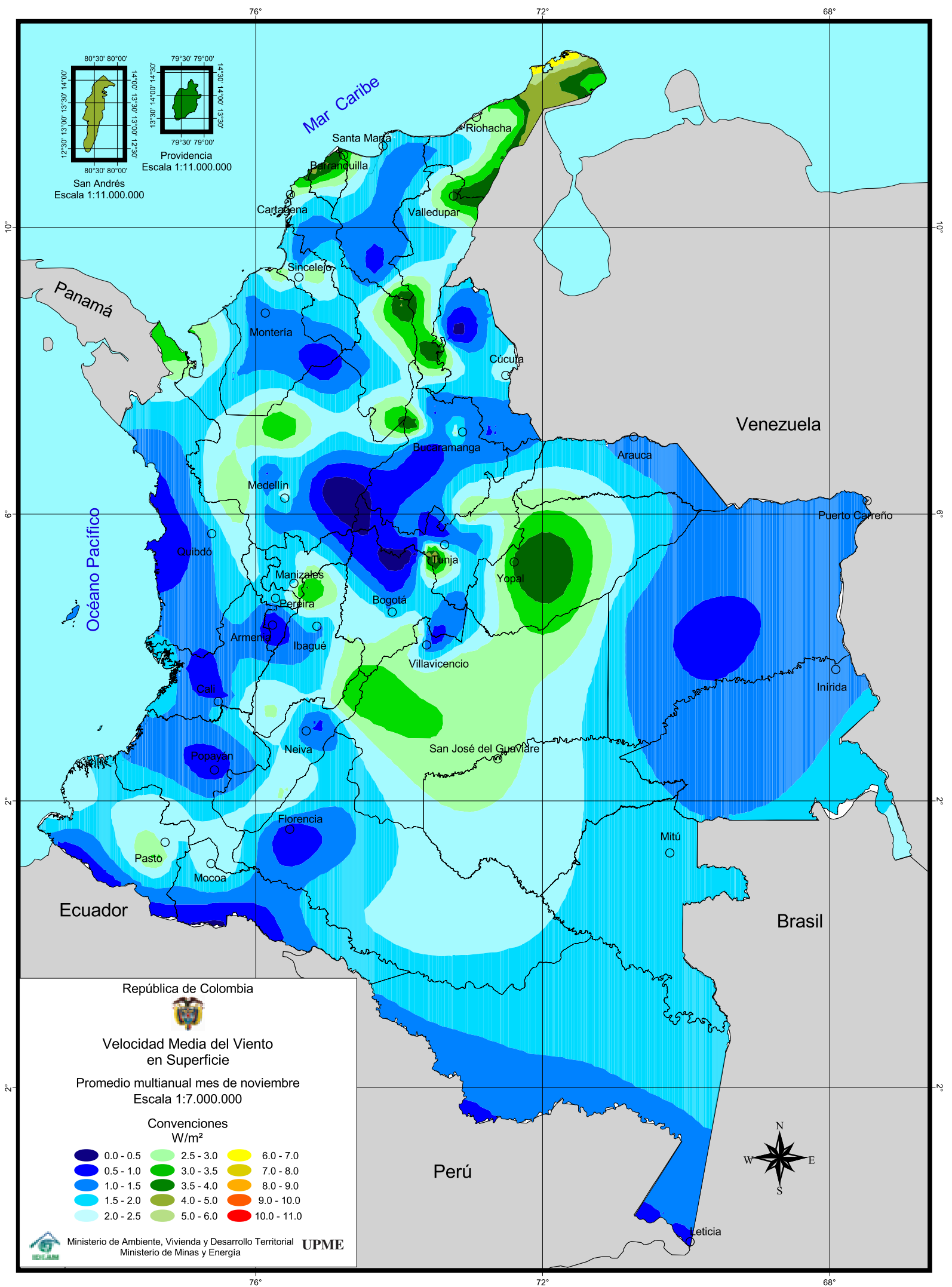


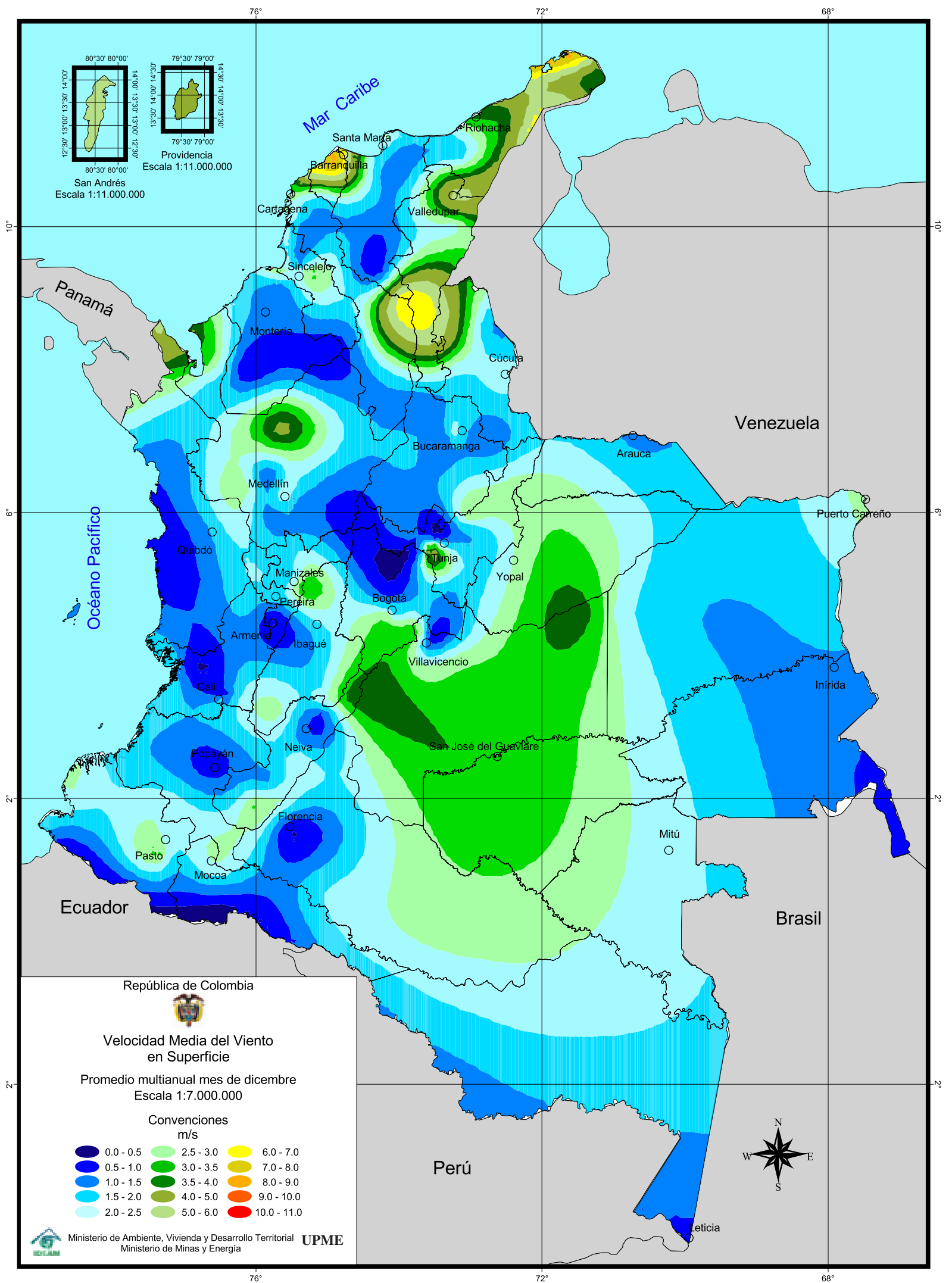


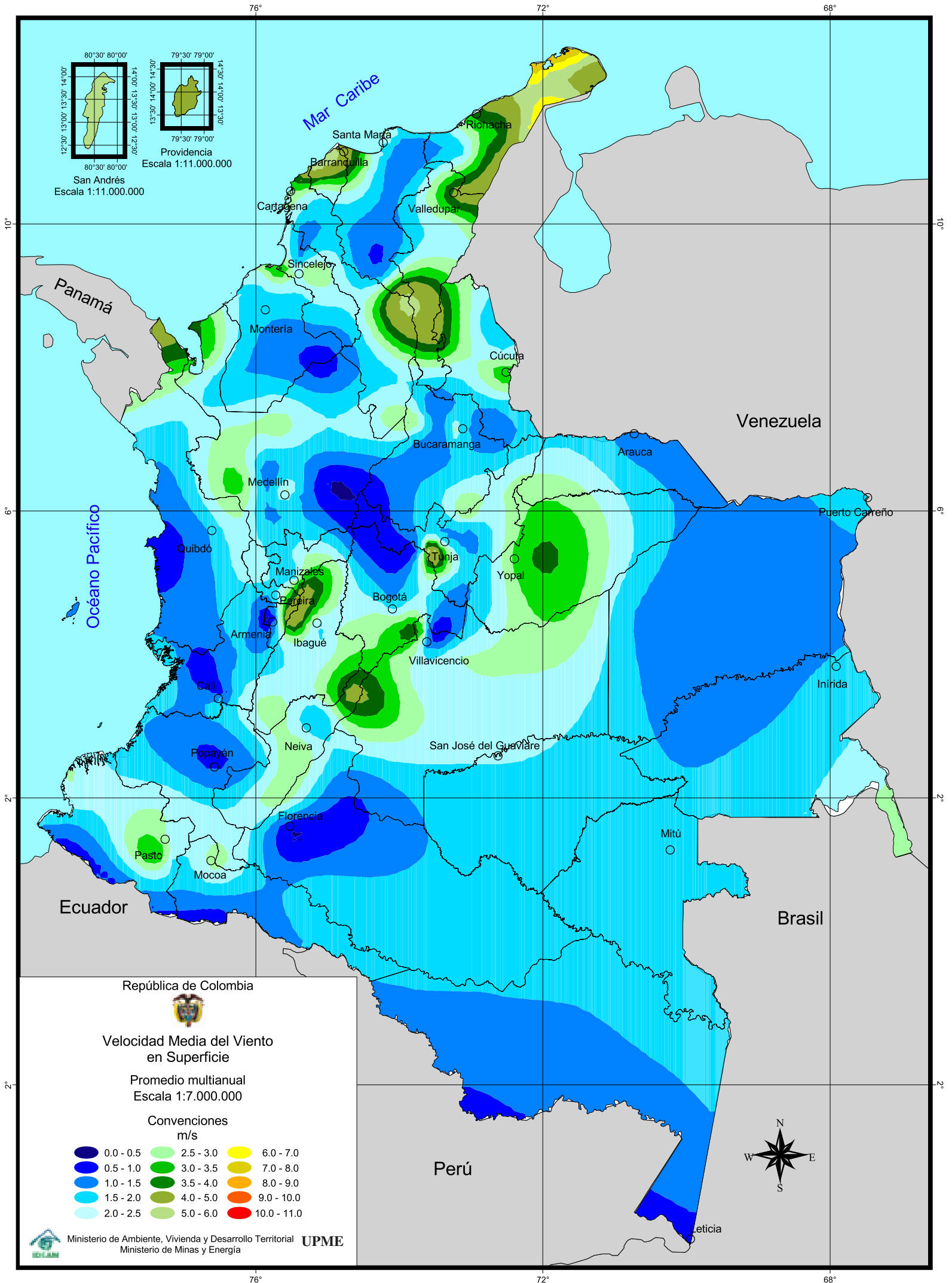














Desviación estándar de la velocidad del viento en superficie

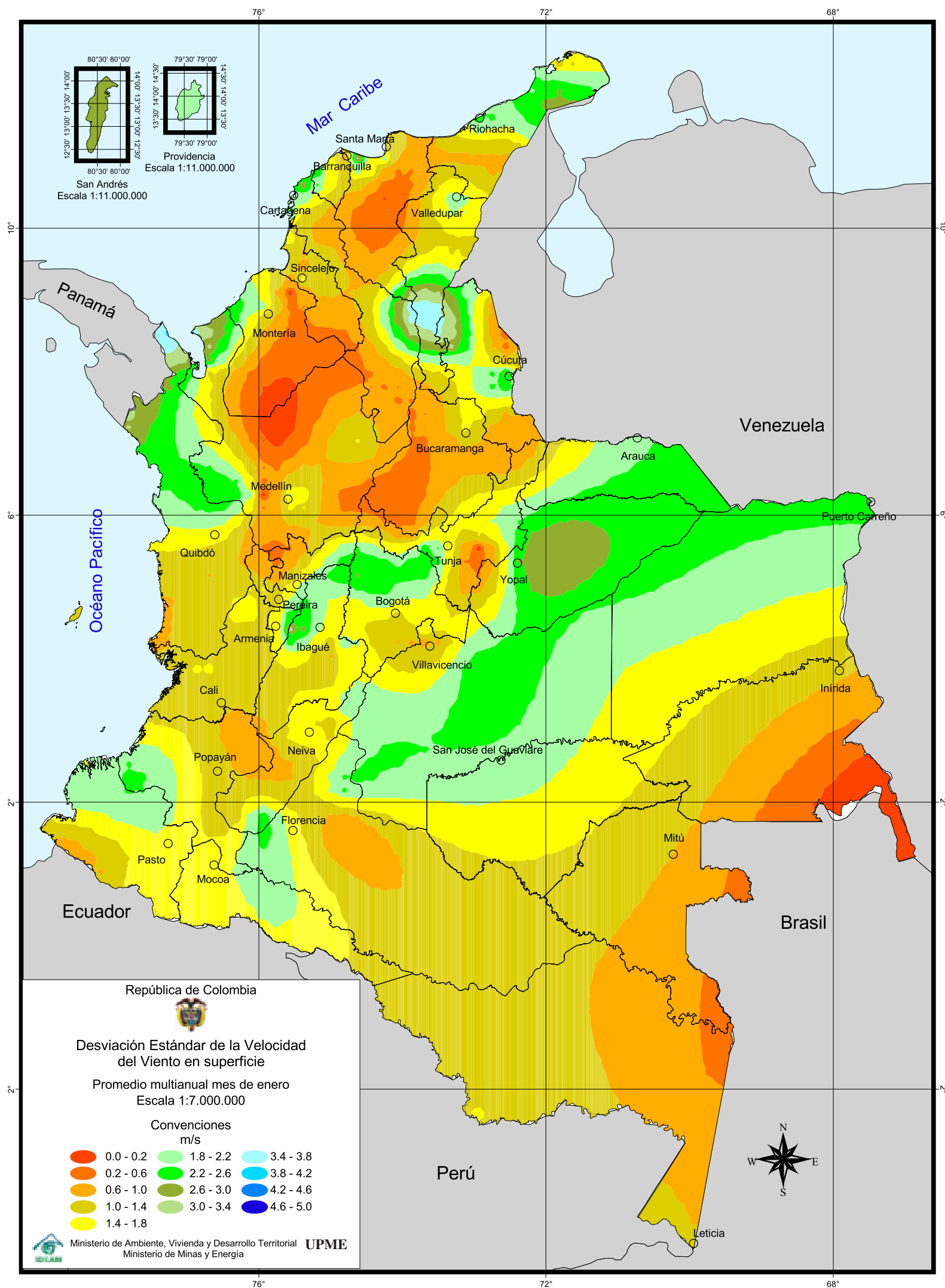
Esta medida de dispersión con respecto a la media proporciona una medida de variabilidad de los datos de velocidad del viento en superficie con respecto a su promedio colectada en 12 mapas mensuales dentro de un rango que oscila entre 0 y 5 m/s.

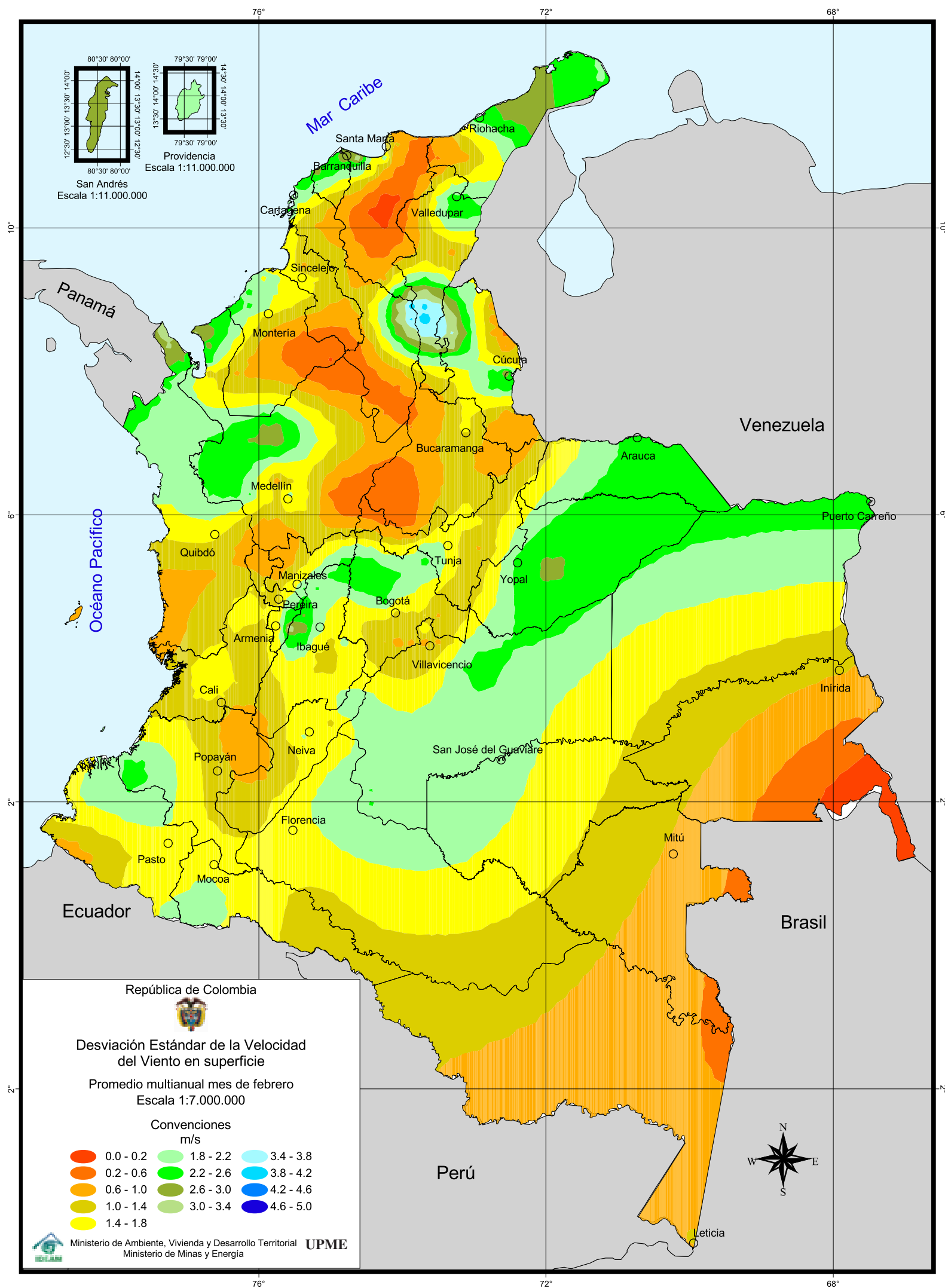
Si se tienen velocidades de viento significativas en el campo medio con poca variabilidad se asegura un aprovechamiento energético más continuo de dicho recurso natural.

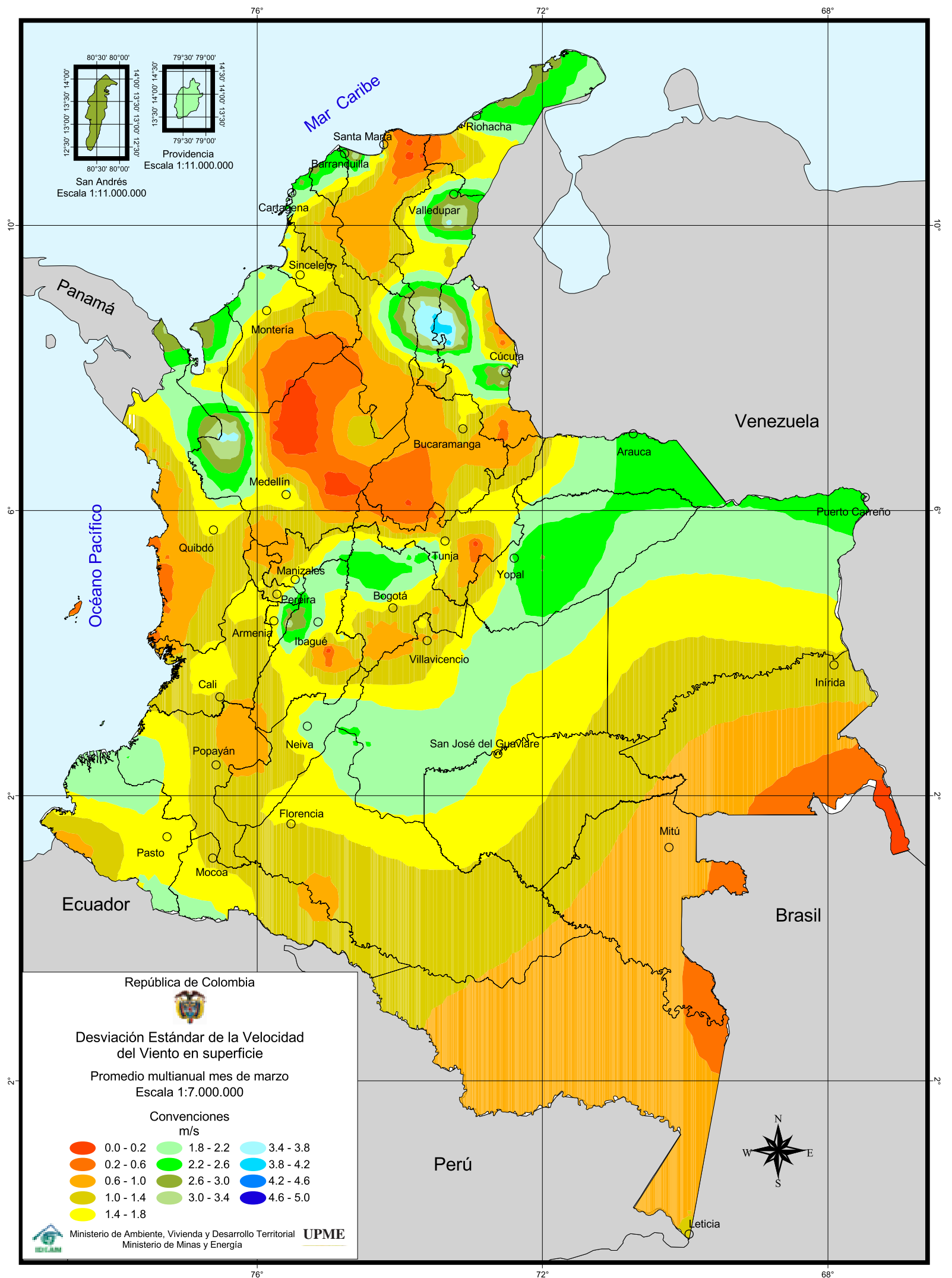
En micrometeorología, este dato es el primer camino para describir la turbulencia mecánica de la atmósfera, es decir, por influencia del viento, ya que cualquier dato de velocidad del viento, en primera aproximación, puede ser representado por su valor medio más una fluctuación que puede ser indicada por esta variación.

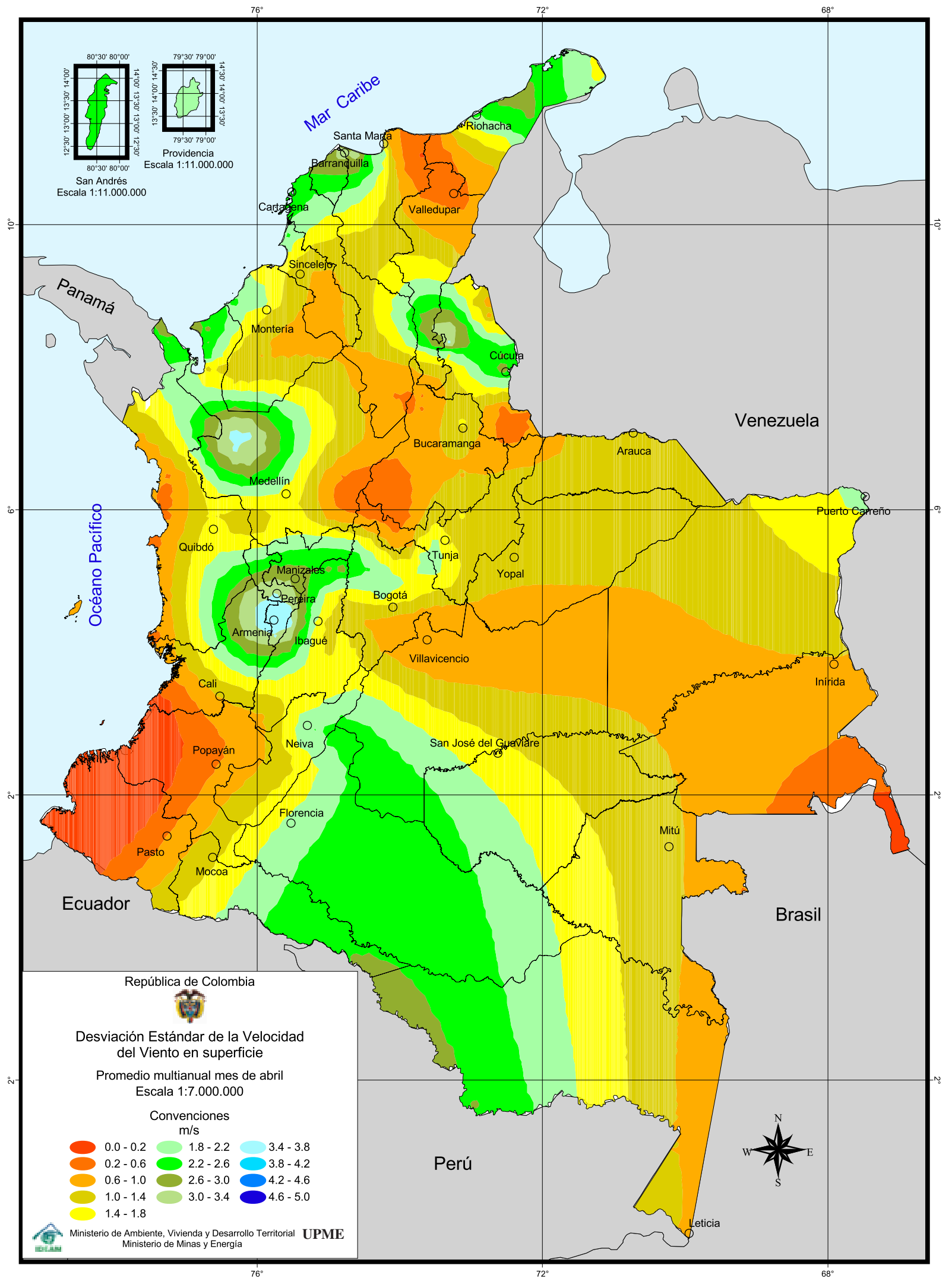
Una aproximación de lo que presentan los mapas a continuación es la siguiente:

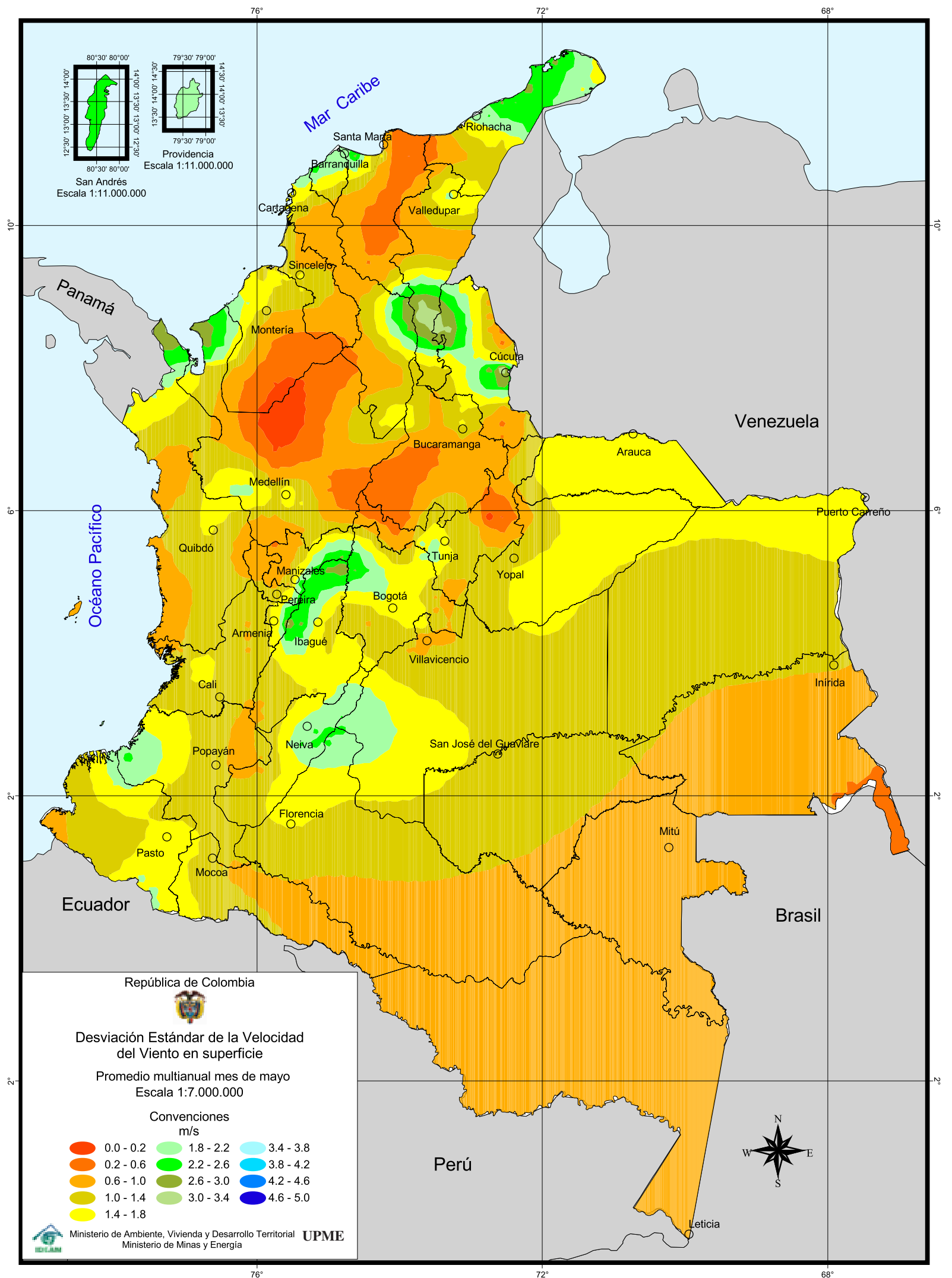
Valores de desviación estándar significativos entre 2.0 y 3.0 m/s prevalecen a lo largo del año sobre la península de La Guajira, Norte de Santander, centro de Cesar (donde incluso alcanzan valores superiores de 3.5 m/s en algunas épocas del año) y golfo de Urabá. Estacionalmente se observan dichos valores de desviación estándar entre enero y marzo para los Llanos Orientales y Occidente de Antioquia; entre mayo y agosto en sectores del Eje Cafetero, norte del Tolima, noroccidente de Cundinamarca, norte del Huila y Piedemonte Llanero de Meta; entre septiembre y noviembre al norte de Tolima, norte de Cundinamarca, Nariño y Piedemonte Llanero. En diciembre dichas variaciones se mantienen en el Tolima y centro del Huila.

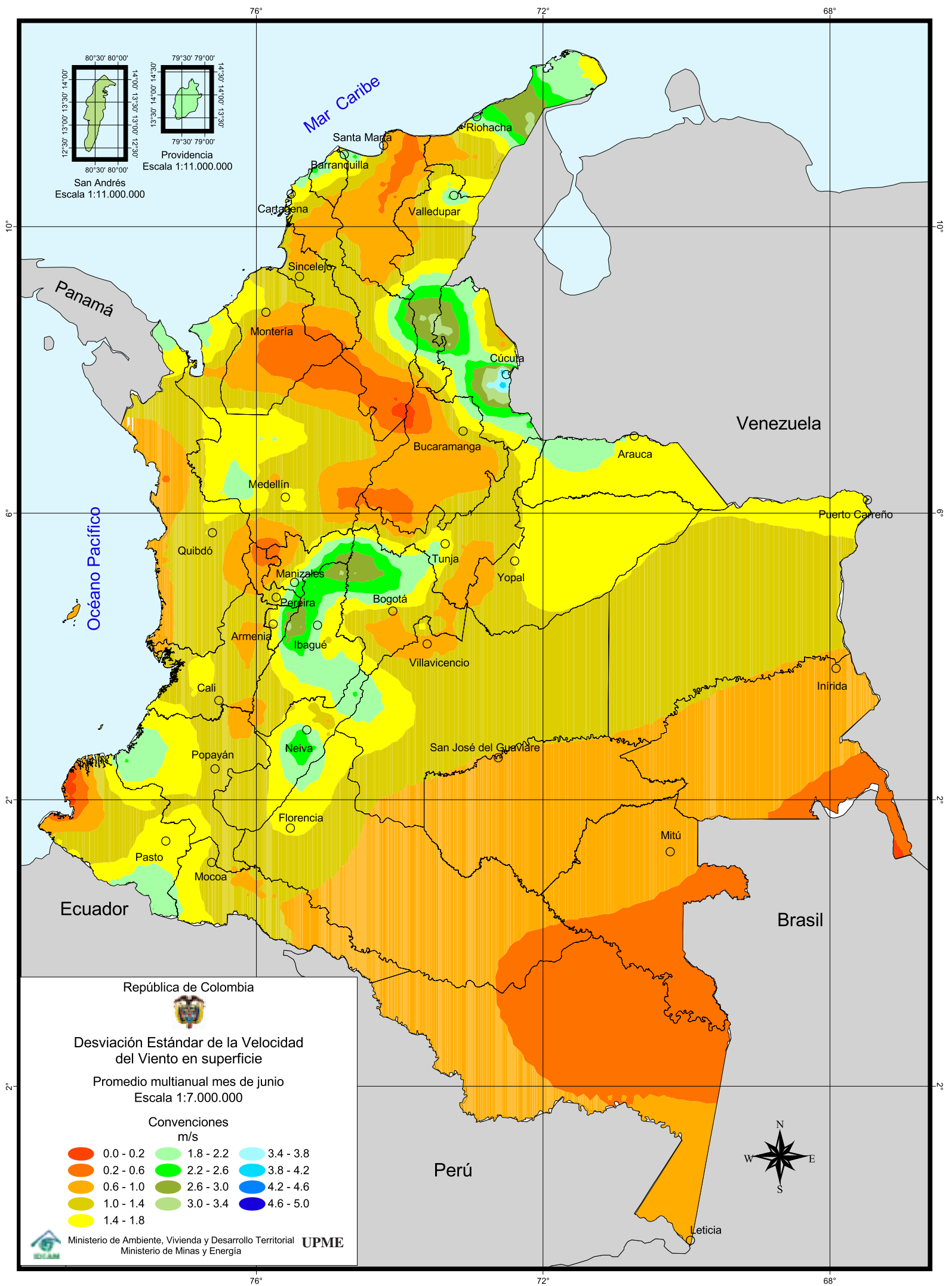


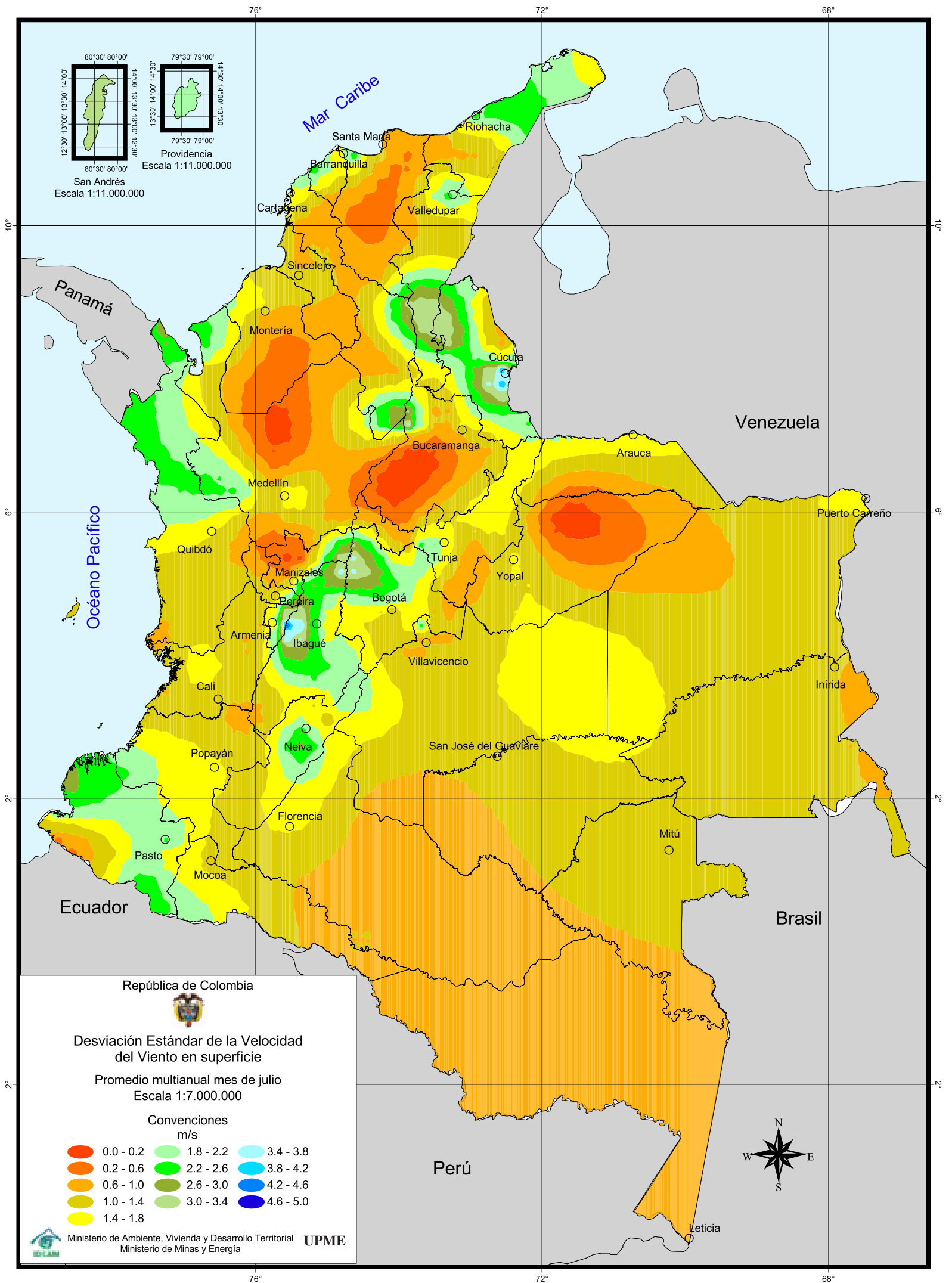


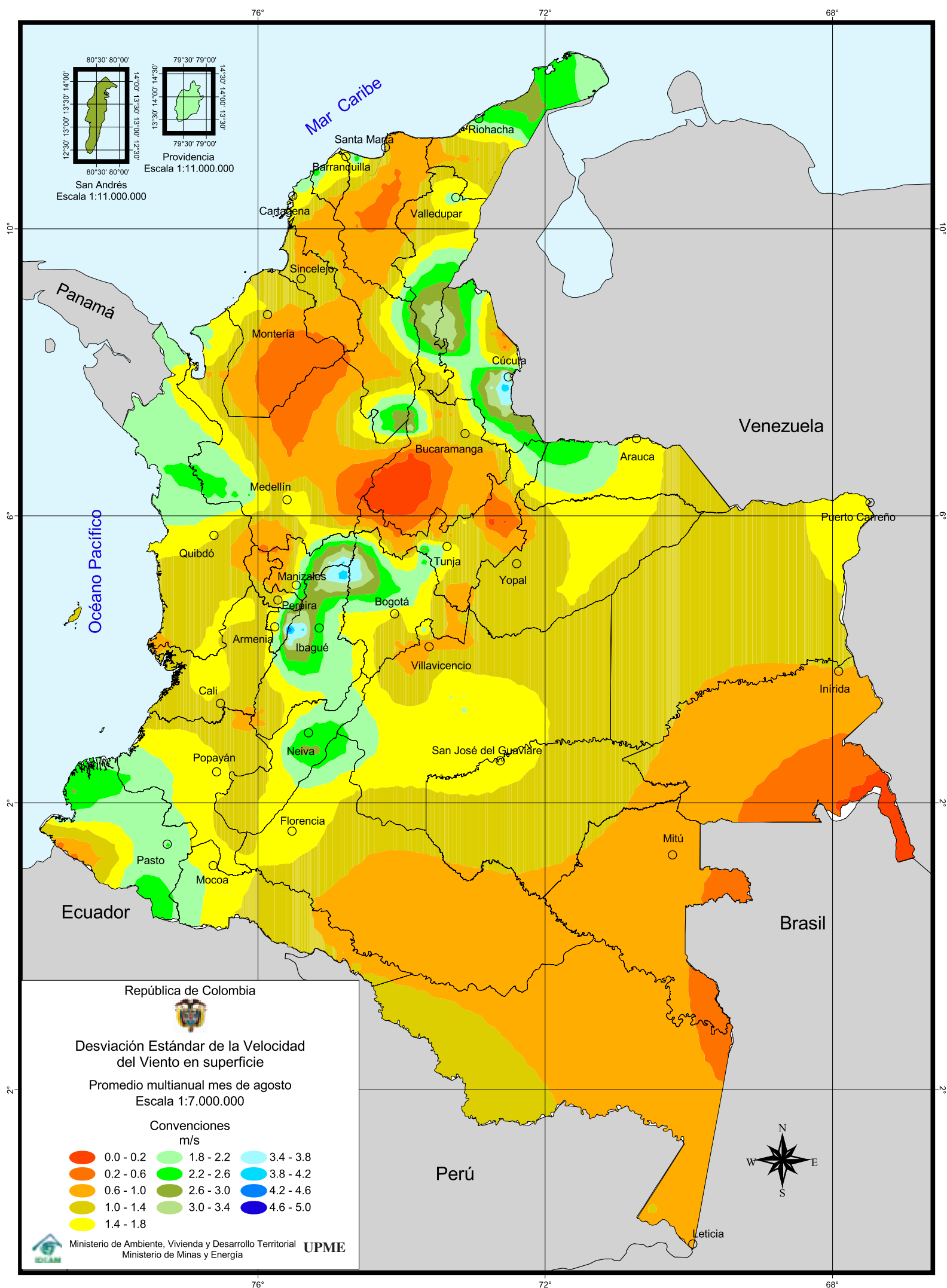


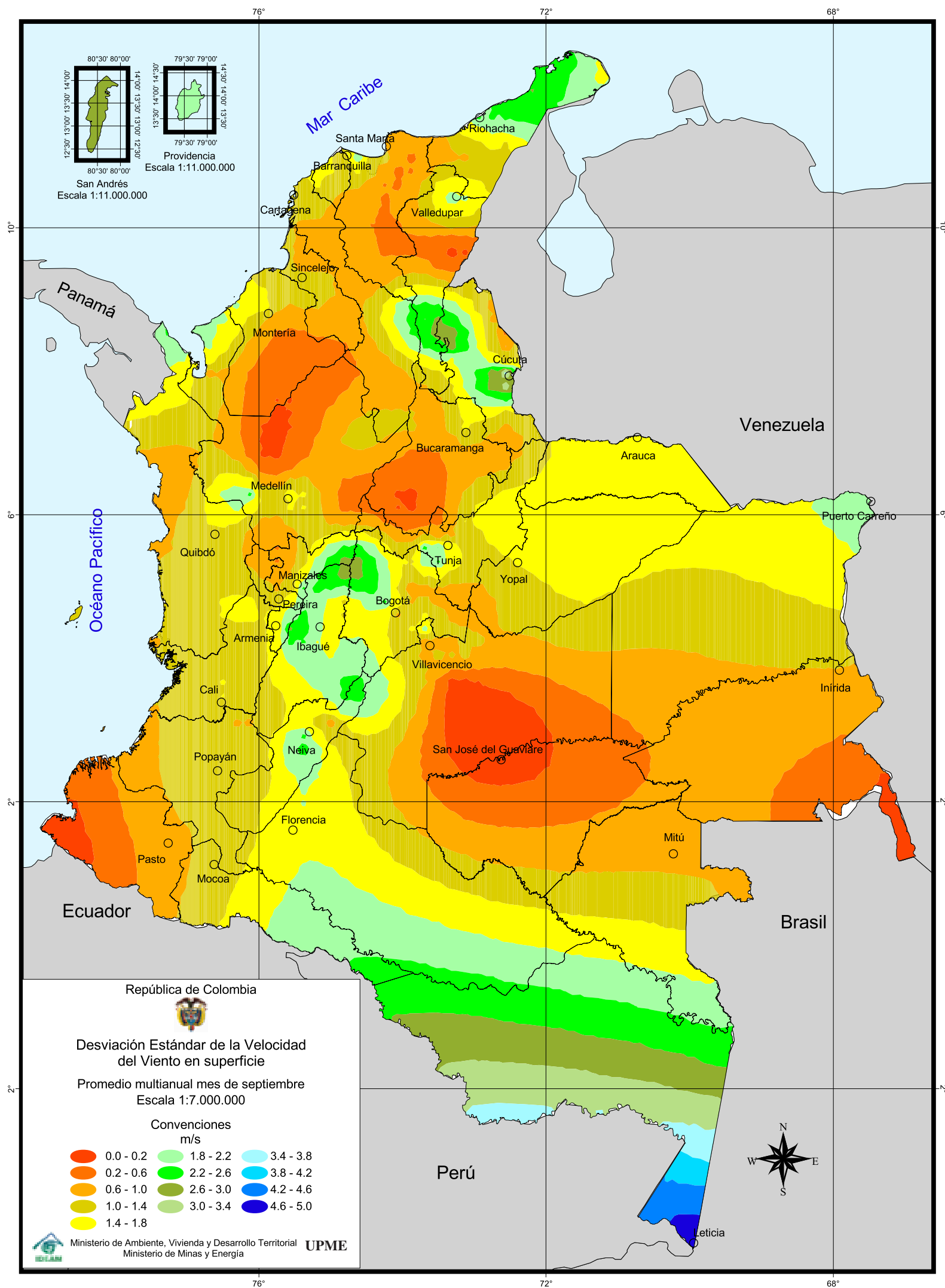


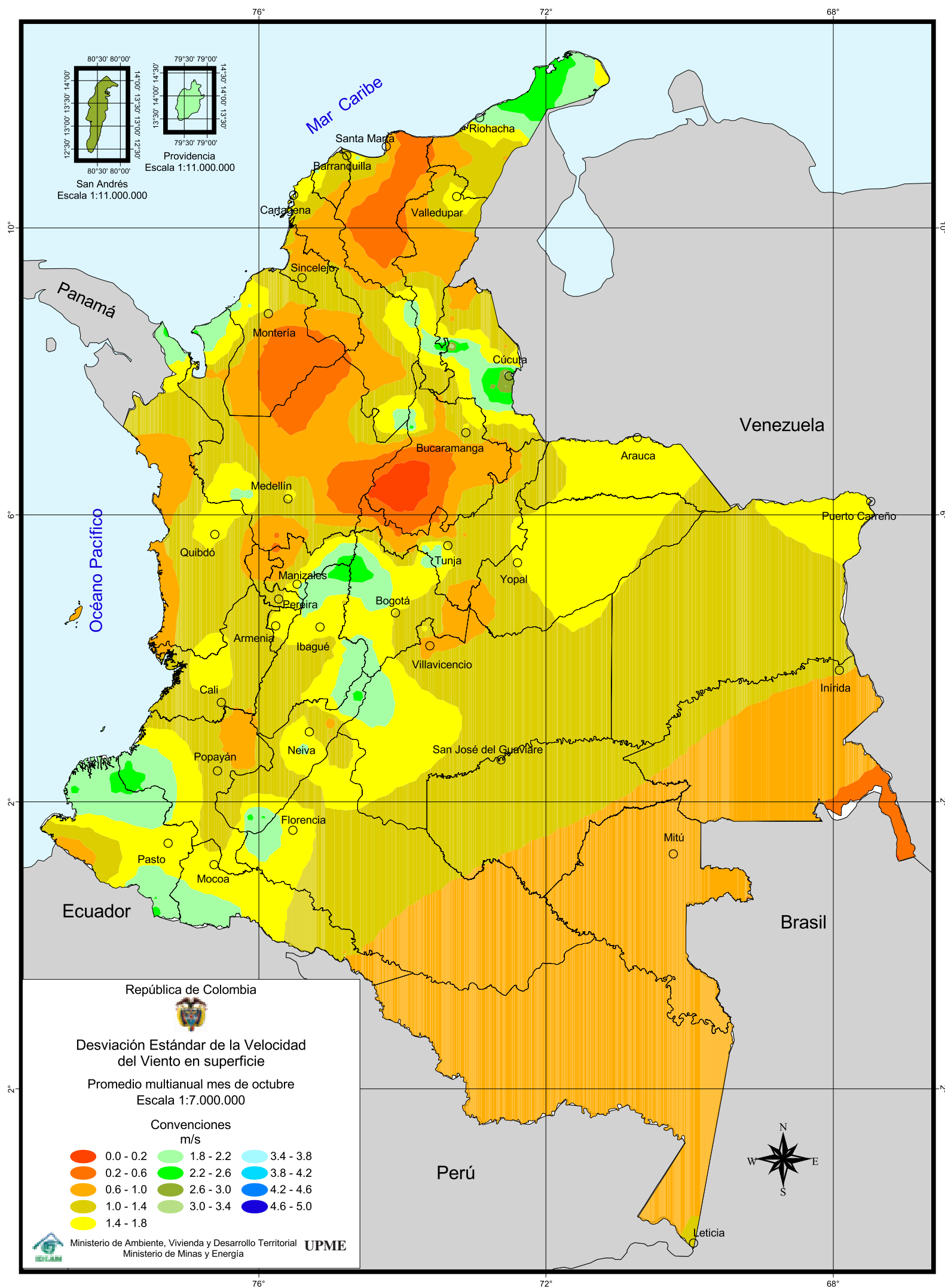


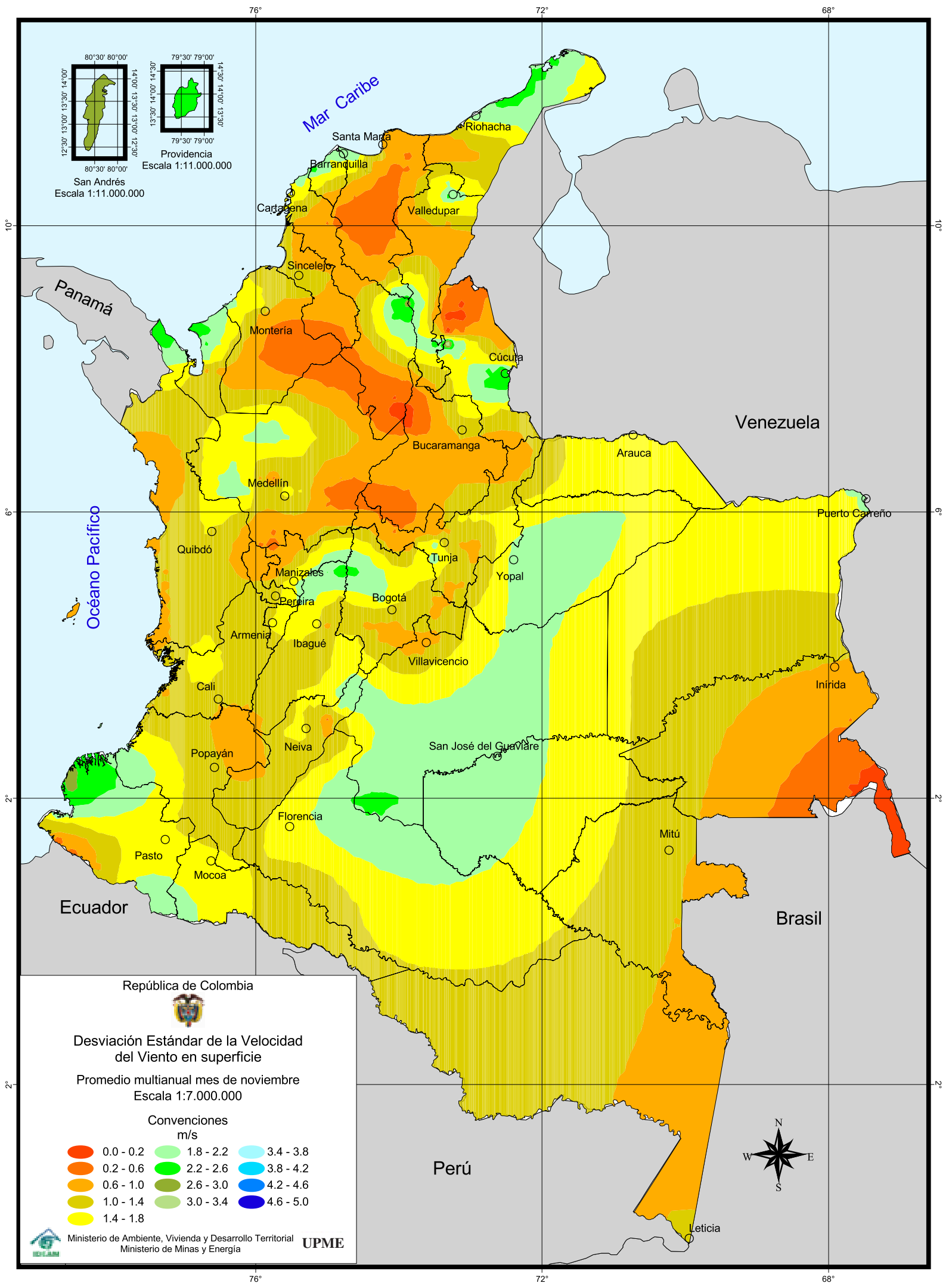


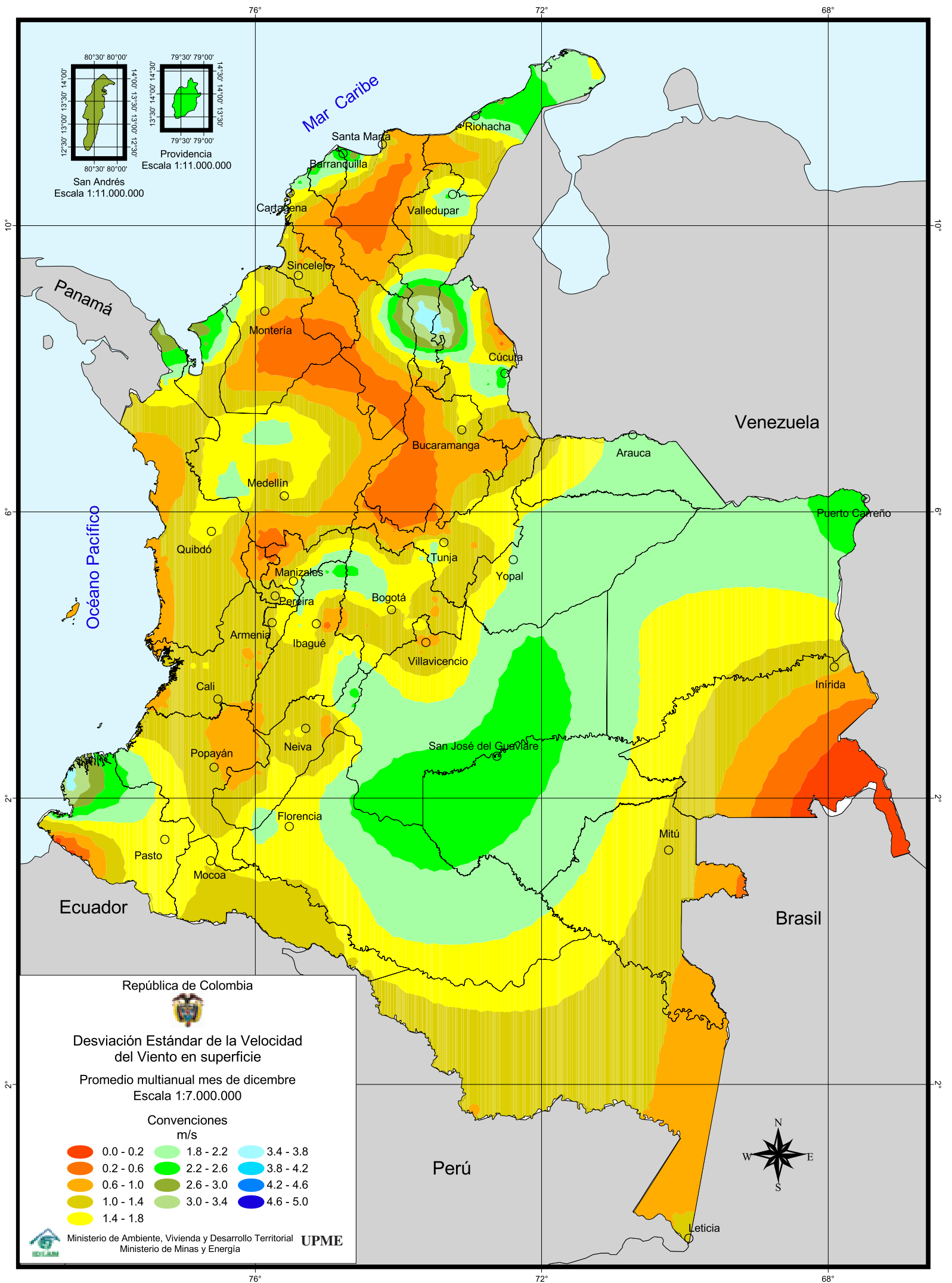


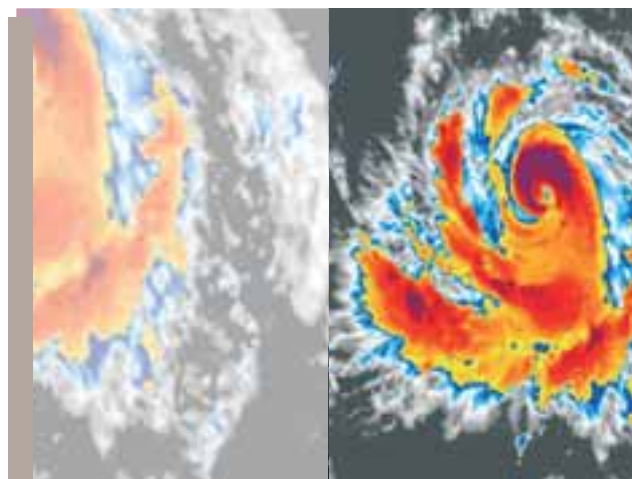








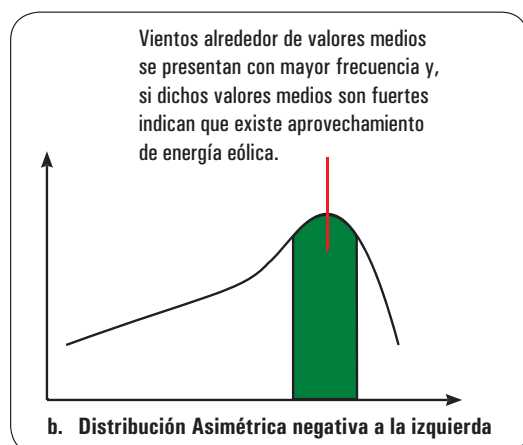
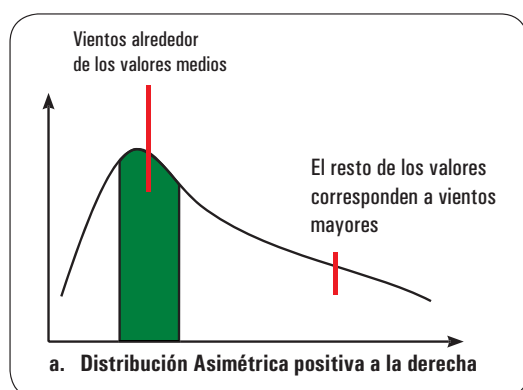




Sesgo de la velocidad del viento en superficie

Para fines de potencial eólico, el sesgo puede dar una mejor idea a personas o entidades que necesiten este tipo de energía en el sentido de que, si se conocen el valor medio y la desviación estándar, un valor positivo del sesgo indicaría que en un determinado lugar se pueden alcanzar eventualmente vientos superiores a los promedios y, al menos, llegar a tener vientos que sumen el promedio más la desviación estándar calculada. No obstante, valores negativos indican que, si existe una frecuencia importante de velocidades altas, entonces existirá un mejor aprovechamiento del recurso eólico.

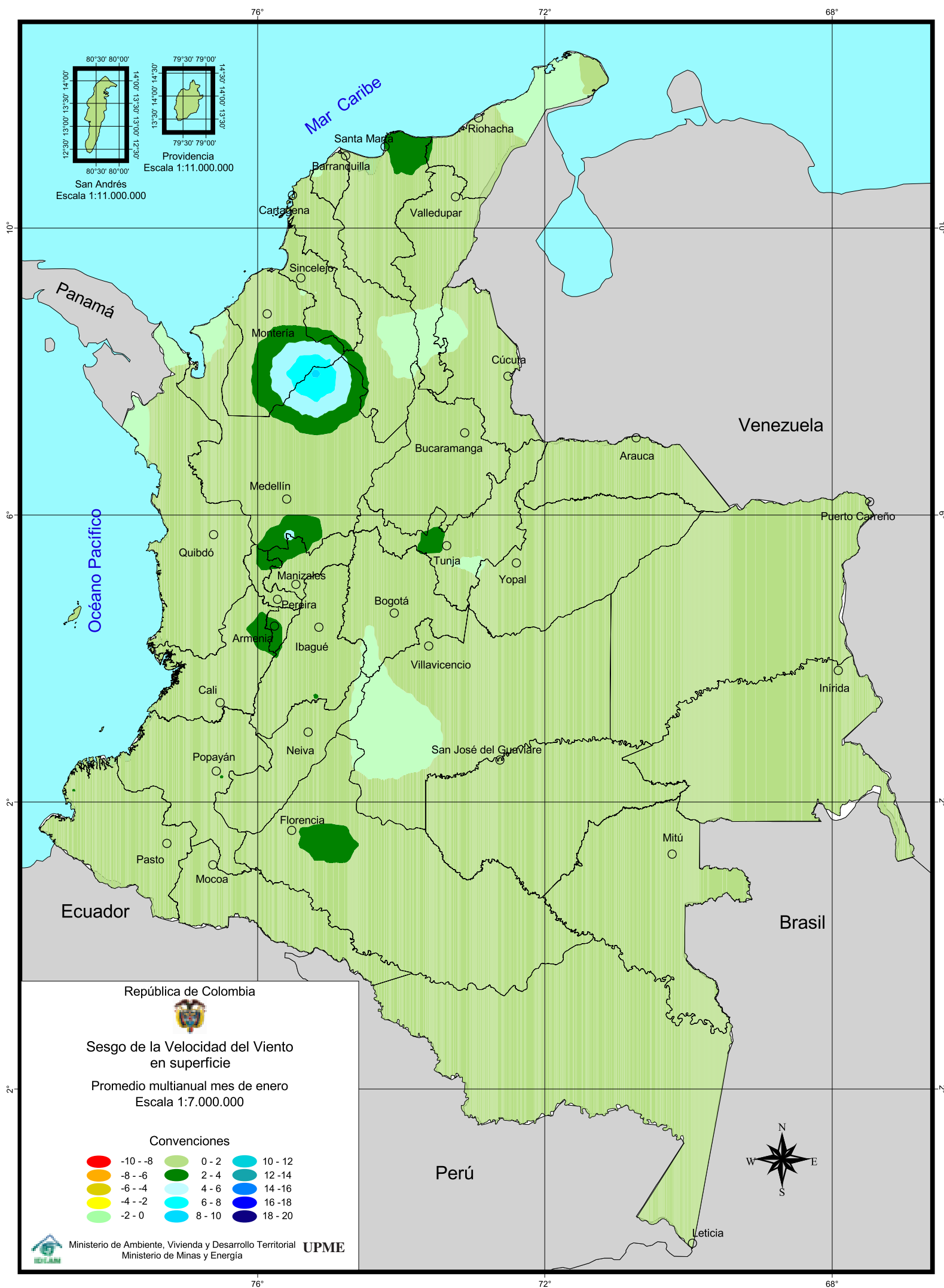
Sobre este dato adimensional se presentan 12 mapas mensuales con rangos comprendidos entre -10 y 20 y, como tal, representa una medida de la asimetría en el histograma de frecuencias.

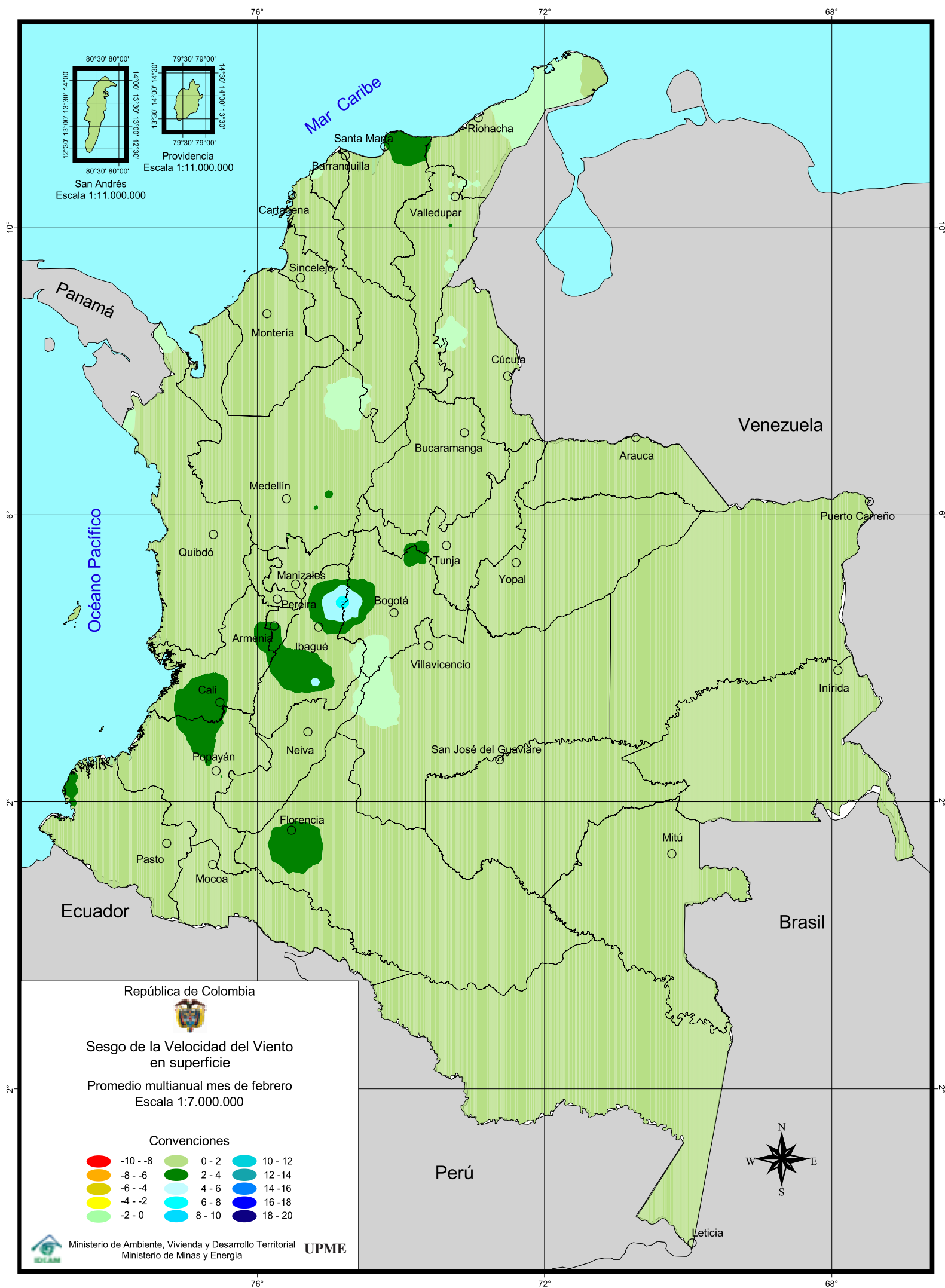


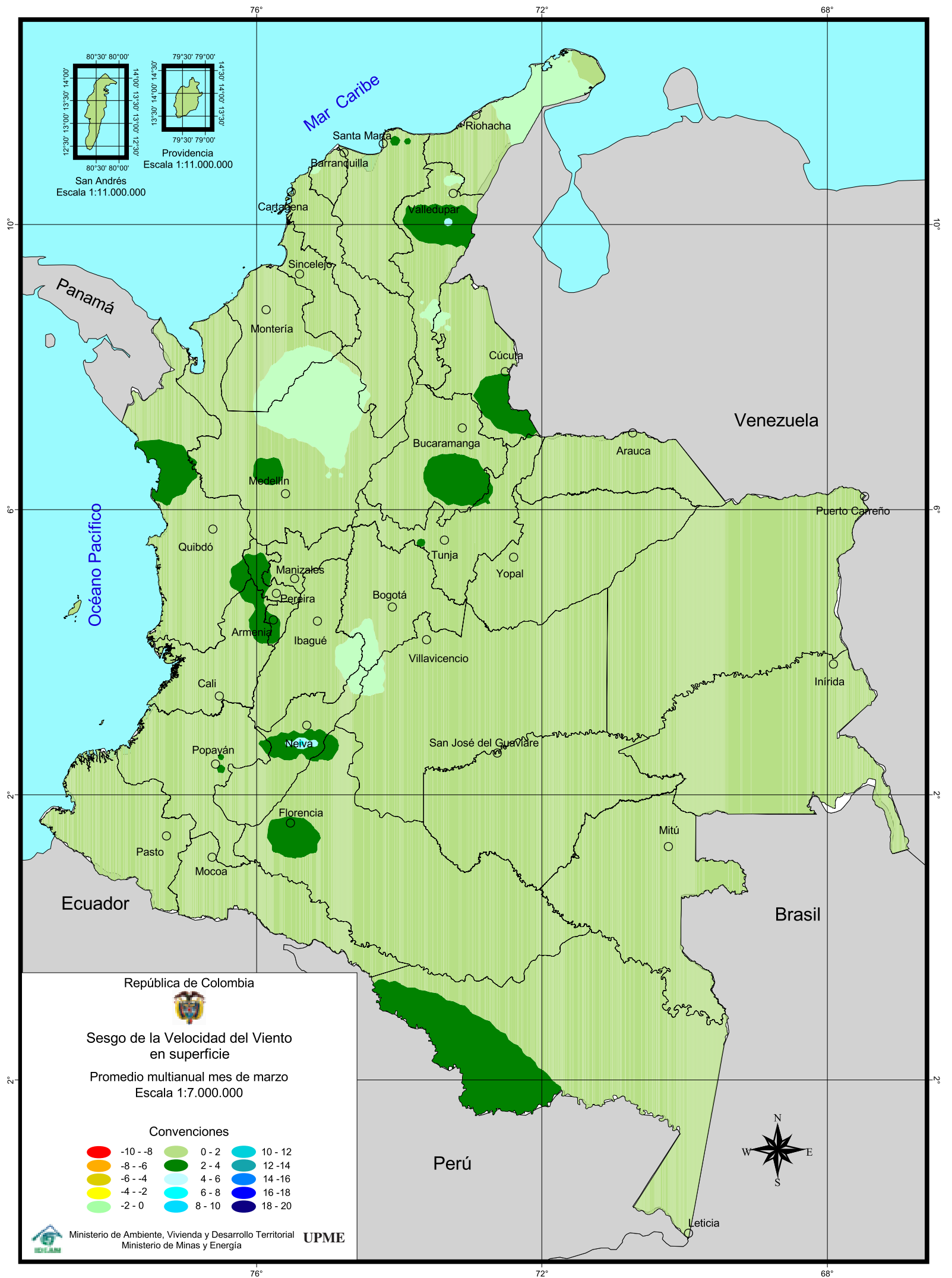
Los datos de viento se distribuyen presentando una cola o rama de curva más larga hacia la derecha en la mayor parte de los casos, denominada *asimetría positiva* y explicando que, aunque la mayoría de los valores estuviere cerca a sus valores medios, existen algunos vientos superiores a esta media que vientos más débiles.

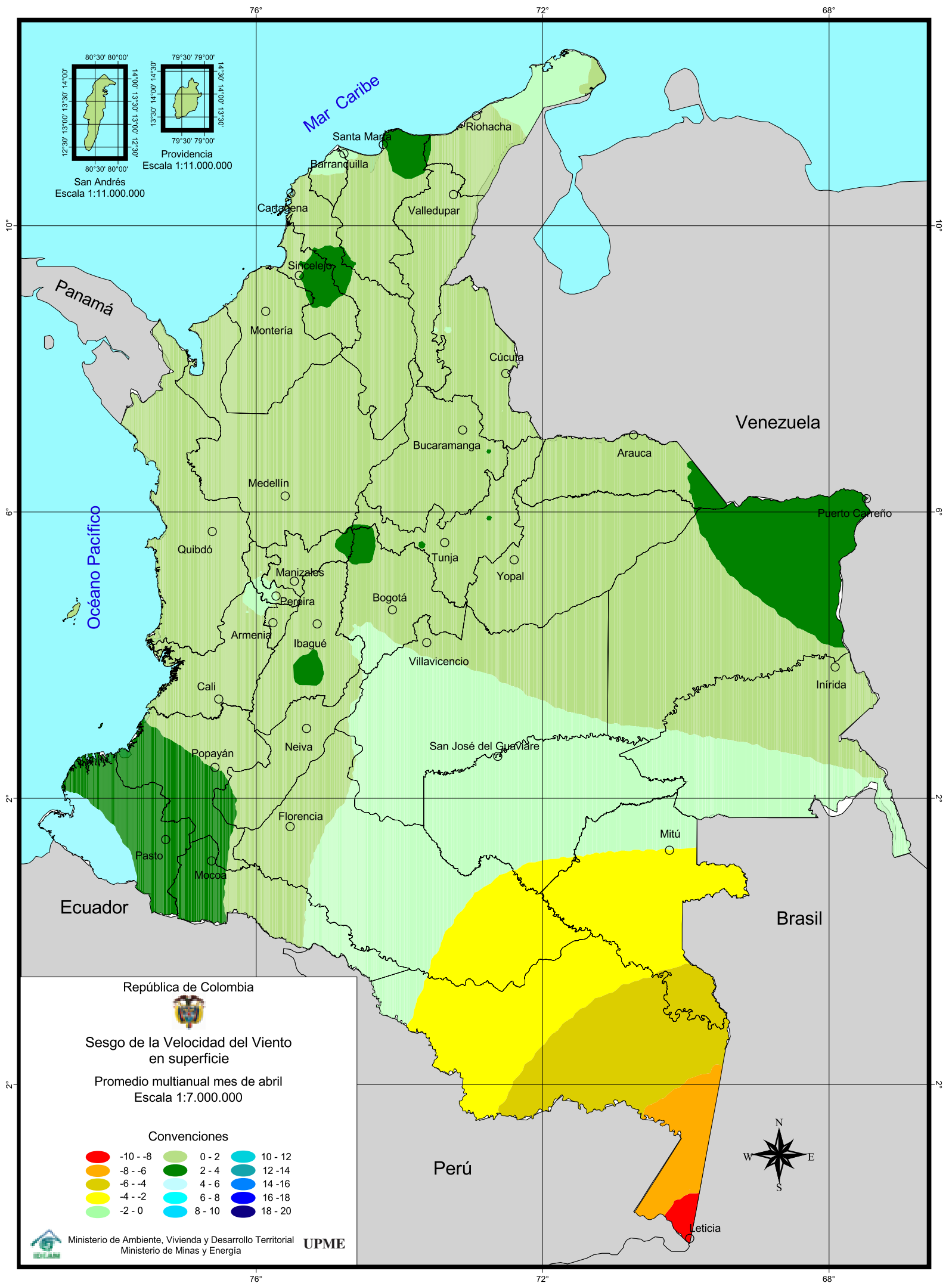
Una aproximación de lo que presentan los mapas a continuación es la siguiente:

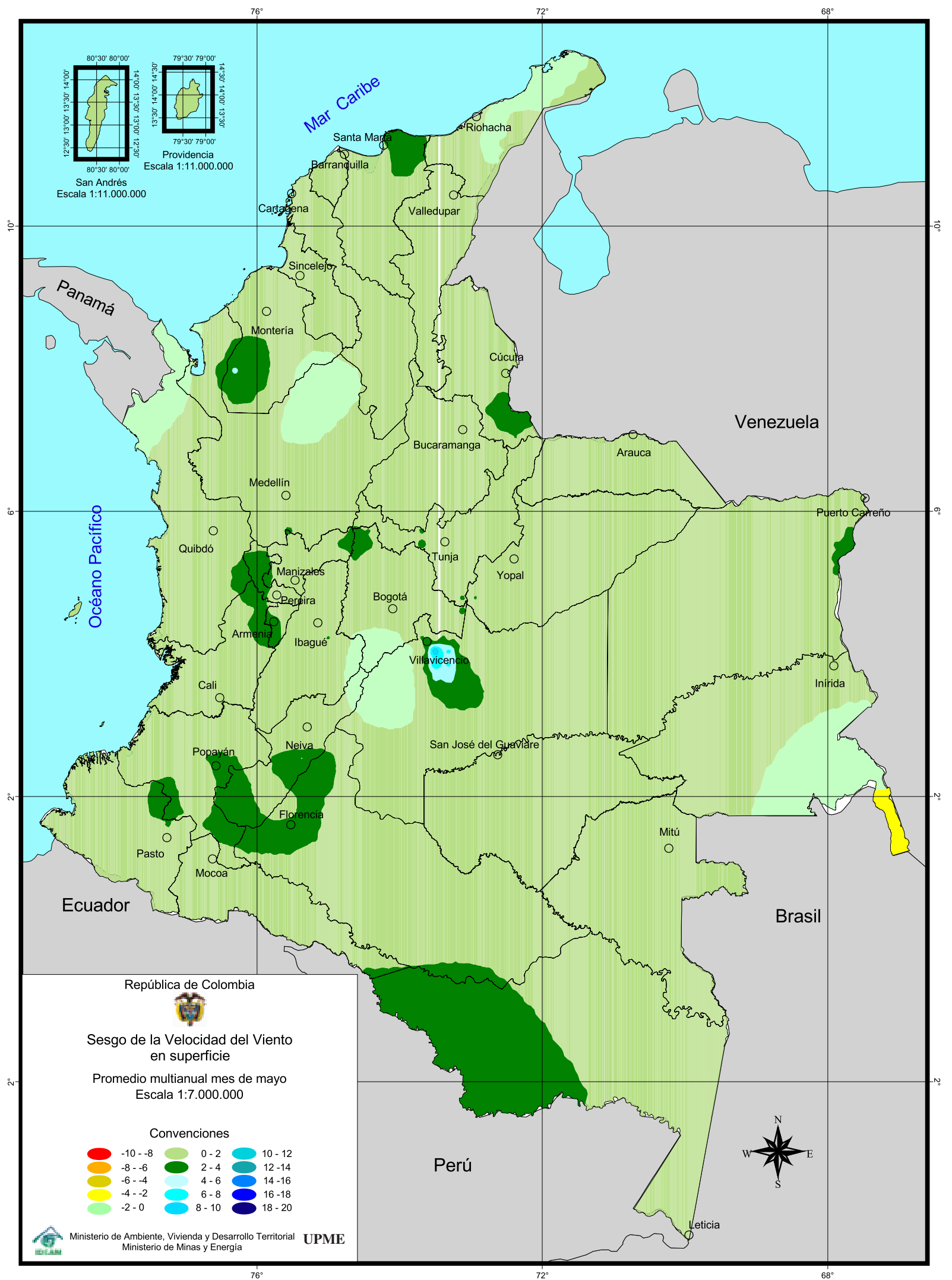
- En la mayoría de los meses la Península de La Guajira presenta valores de sesgo con tendencia a valores negativos, asegurando con sus vientos superiores a 5 m/s persistencia en la intensidad de los vientos y, por lo tanto, un buen lugar para el aprovechamiento del recurso eólico.
- Valores de sesgo entre 0 y 4 se observan en la mayor parte del territorio colombiano y a lo largo del año, indicando que eventualmente se pueden superar los promedios para las regiones que se expresaron en el Capítulo I. No obstante, se observan algunos núcleos con valores de sesgo superiores a 4, mostrando una mejor tendencia hacia vientos máximos así: en enero entre Córdoba y Antioquia, febrero en límites entre Cundinamarca y Tolima, marzo en el centro de Huila, en abril al occidente de Nariño, mayo entre Meta y Cundinamarca, junio en el Magdalena, julio en el Eje Cafetero y entre Meta y Cundinamarca, agosto al sur de Bolívar, en septiembre no se observan valores por encima del umbral mencionado, octubre entre Antioquia y Córdoba y cerca de Villavicencio en el Meta, noviembre persiste entre Antioquia y Córdoba, en diciembre sobre Sucre.
- Los valores con asimetrías negativas que se observan en la Amazonía para Abril y Septiembre, ratifican que los vientos con intensidades débiles son muy frecuentes; por lo tanto, no aprovechables para la generación de energía por recurso natural viento.

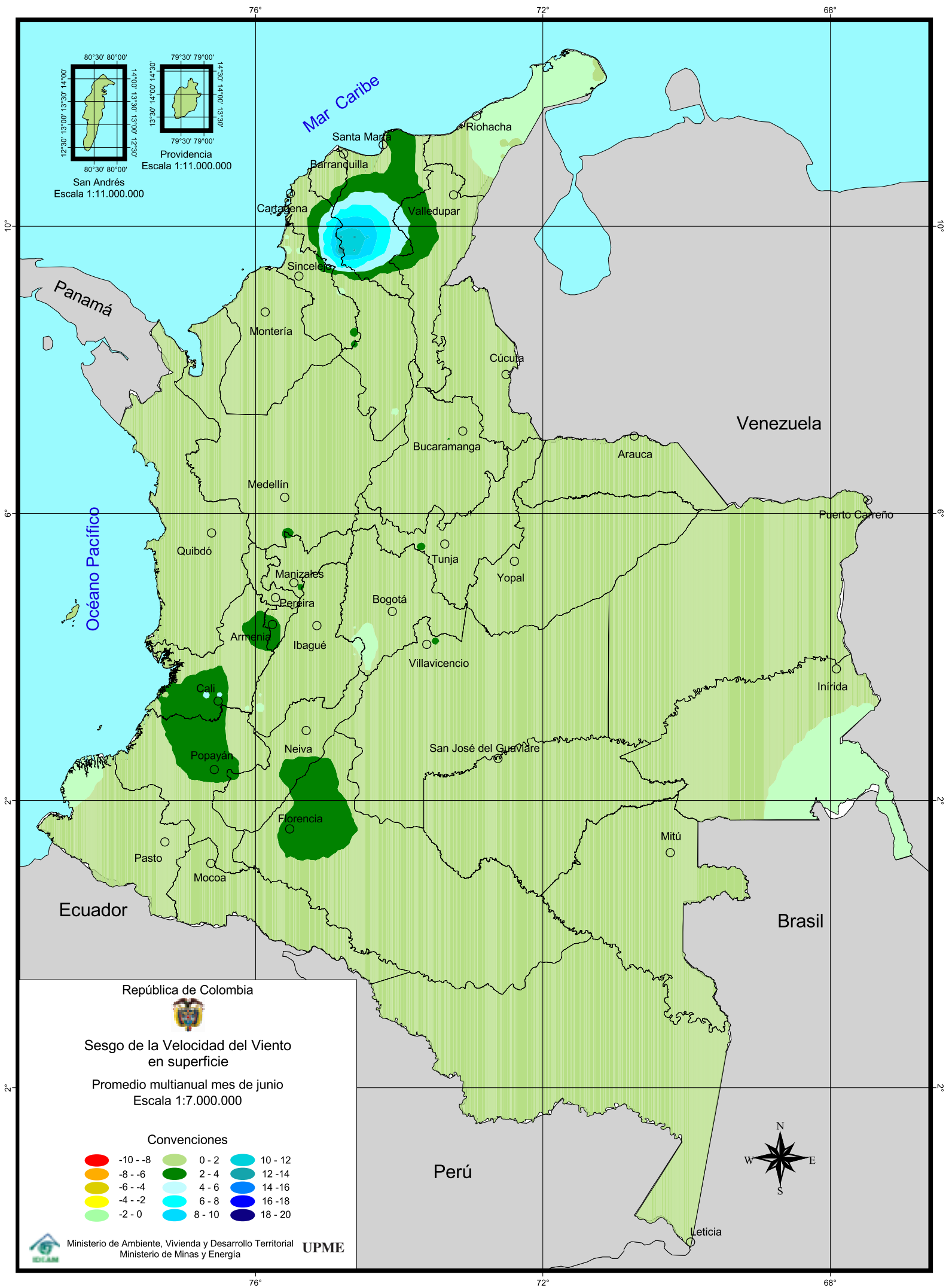


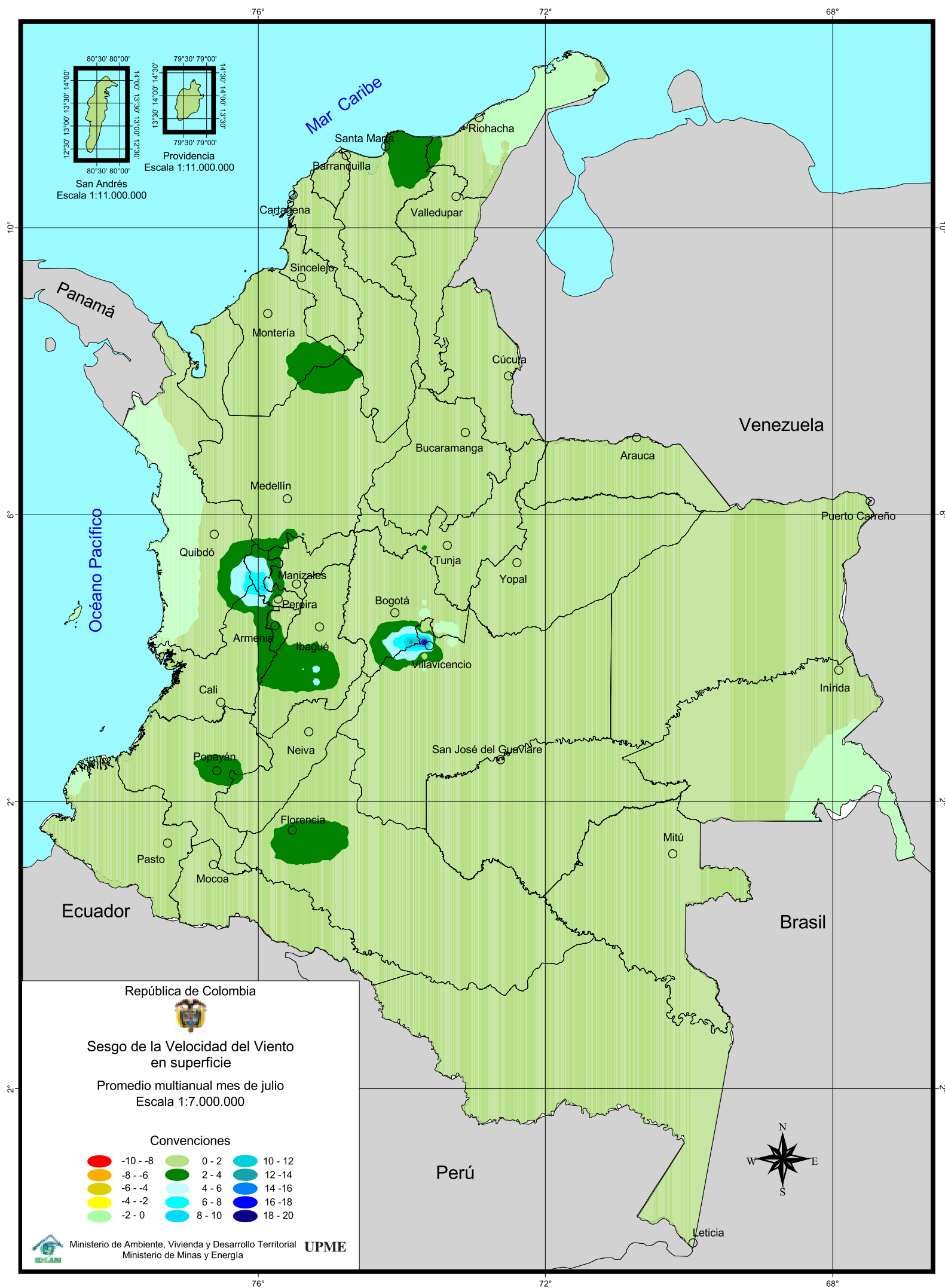


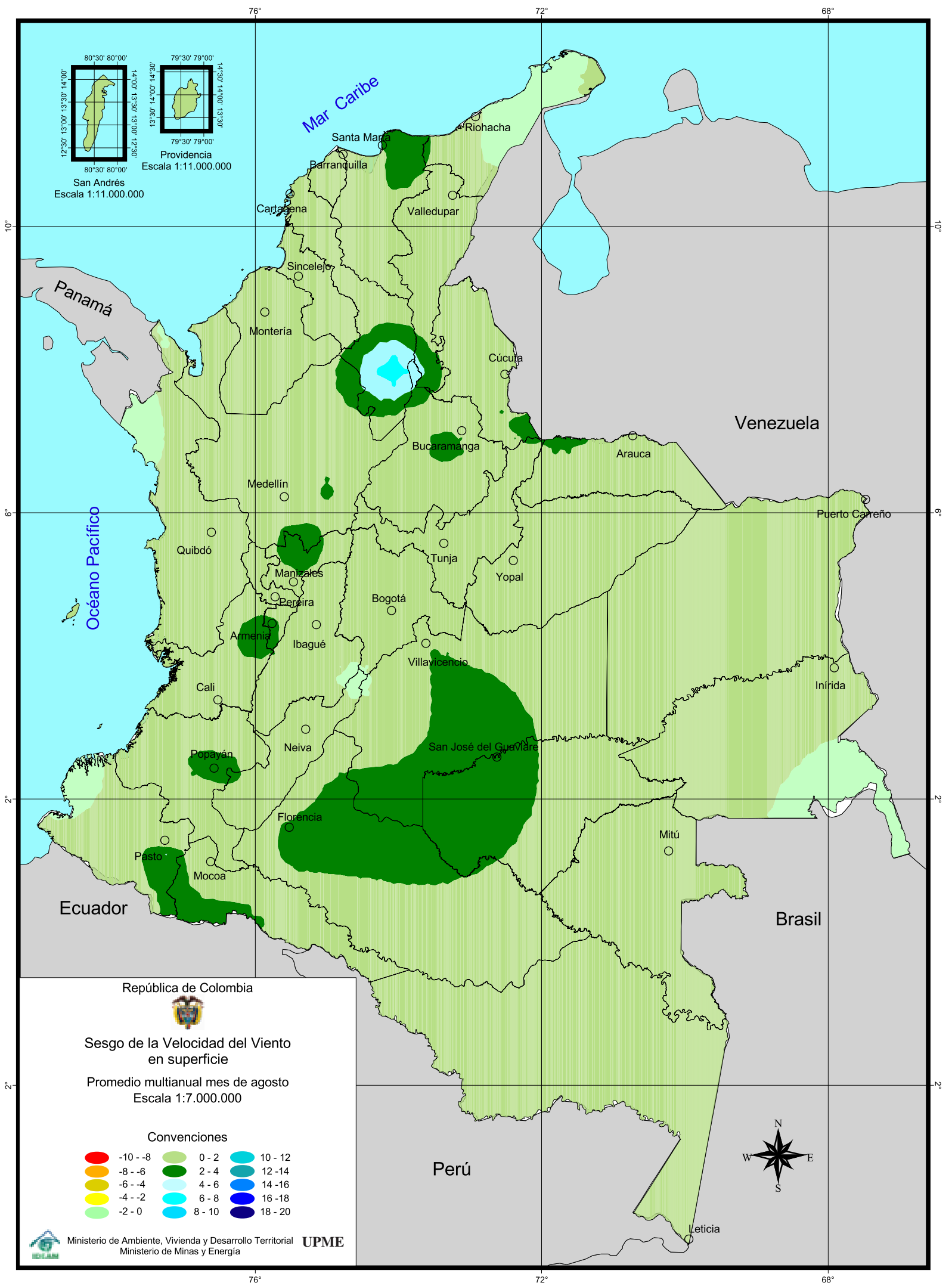


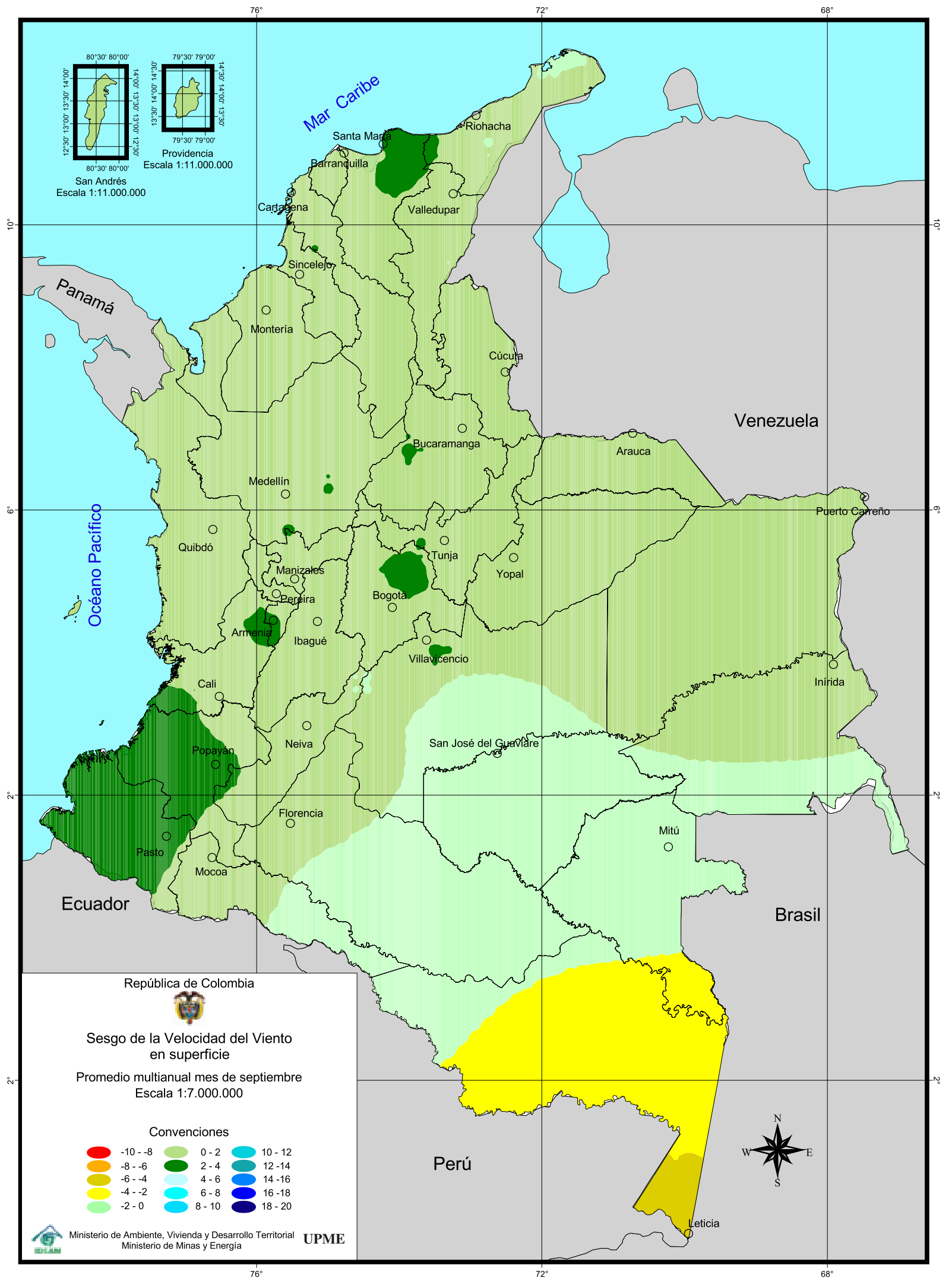


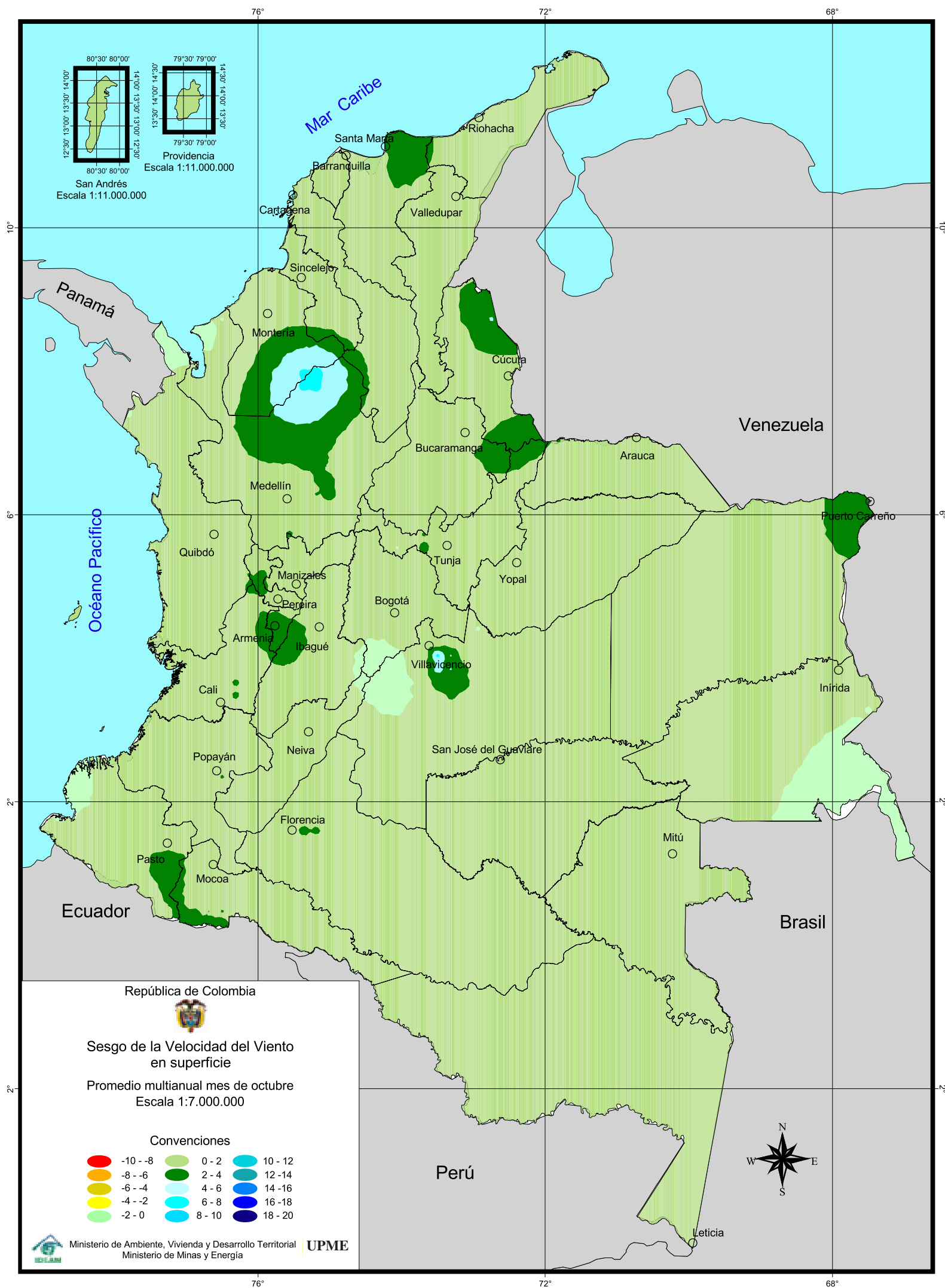


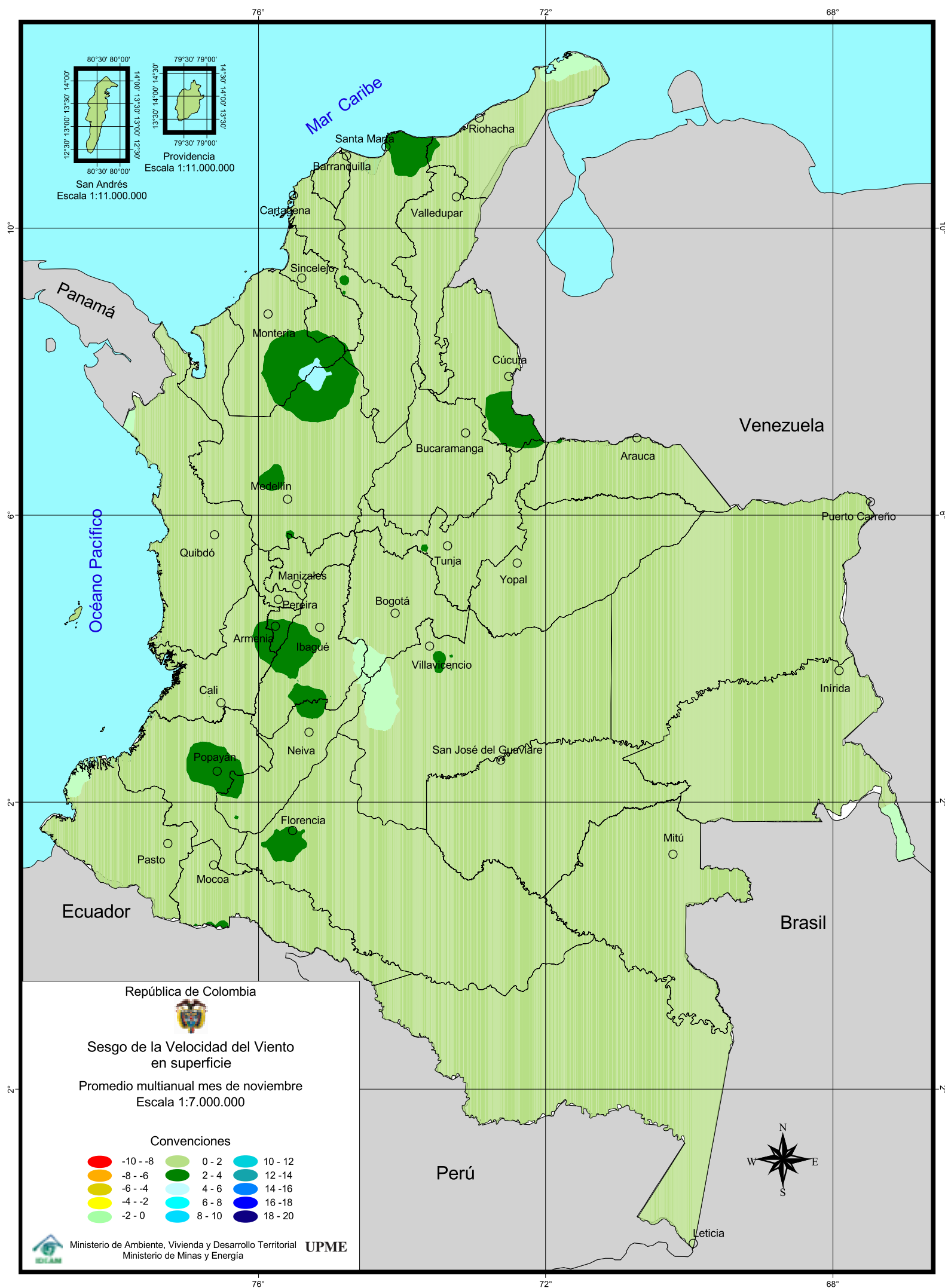


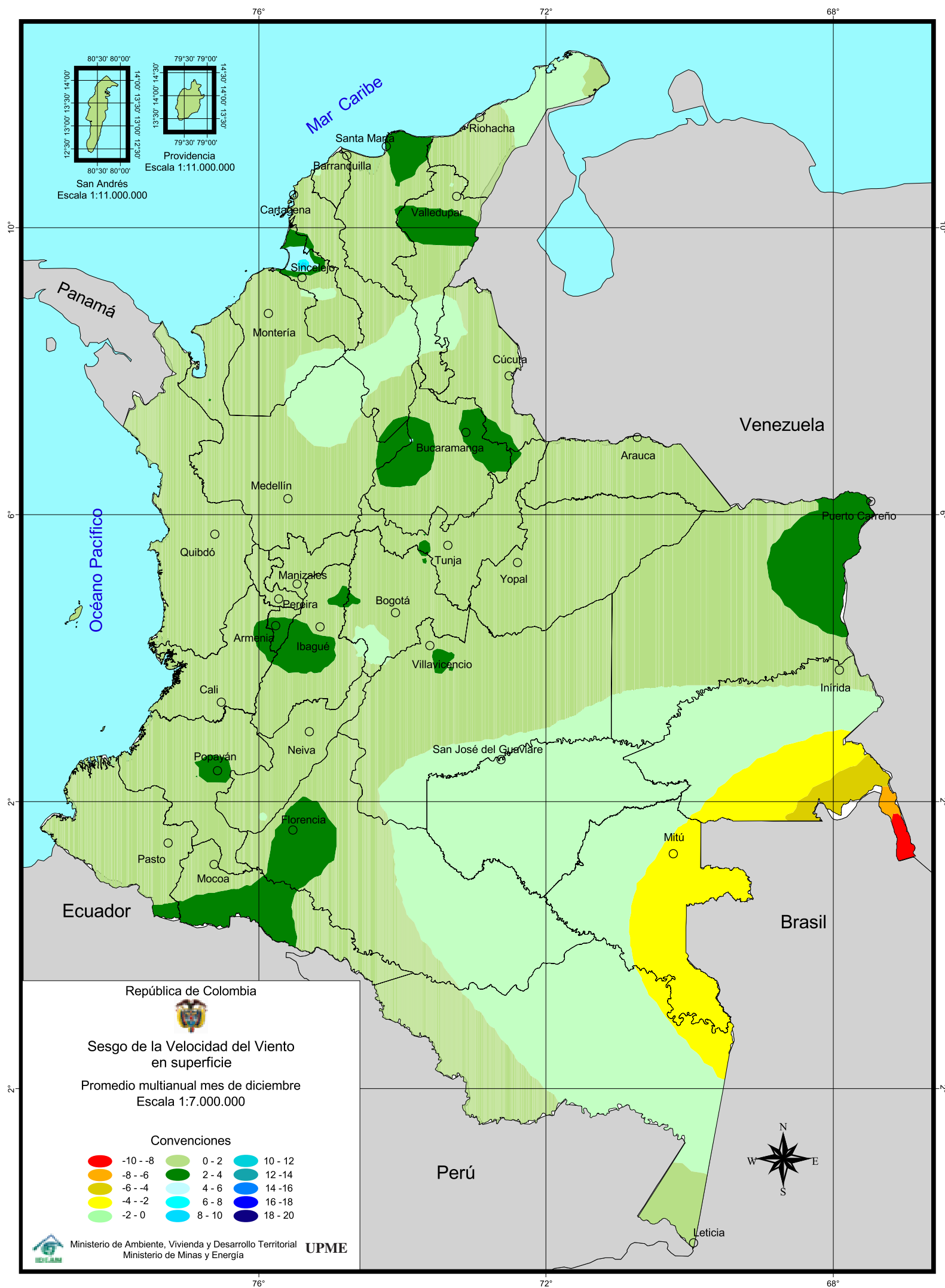












Capítulo 4 Capítulo 4



Distribución horaria de la velocidad del viento en zonas con mayor aprovechamiento de potencial eólico

Este capítulo presenta la variabilidad diaria del viento a través del año para sitios que pueden ofrecer algún interés desde el punto de vista del aprovechamiento energético a partir de la dinámica atmosférica.

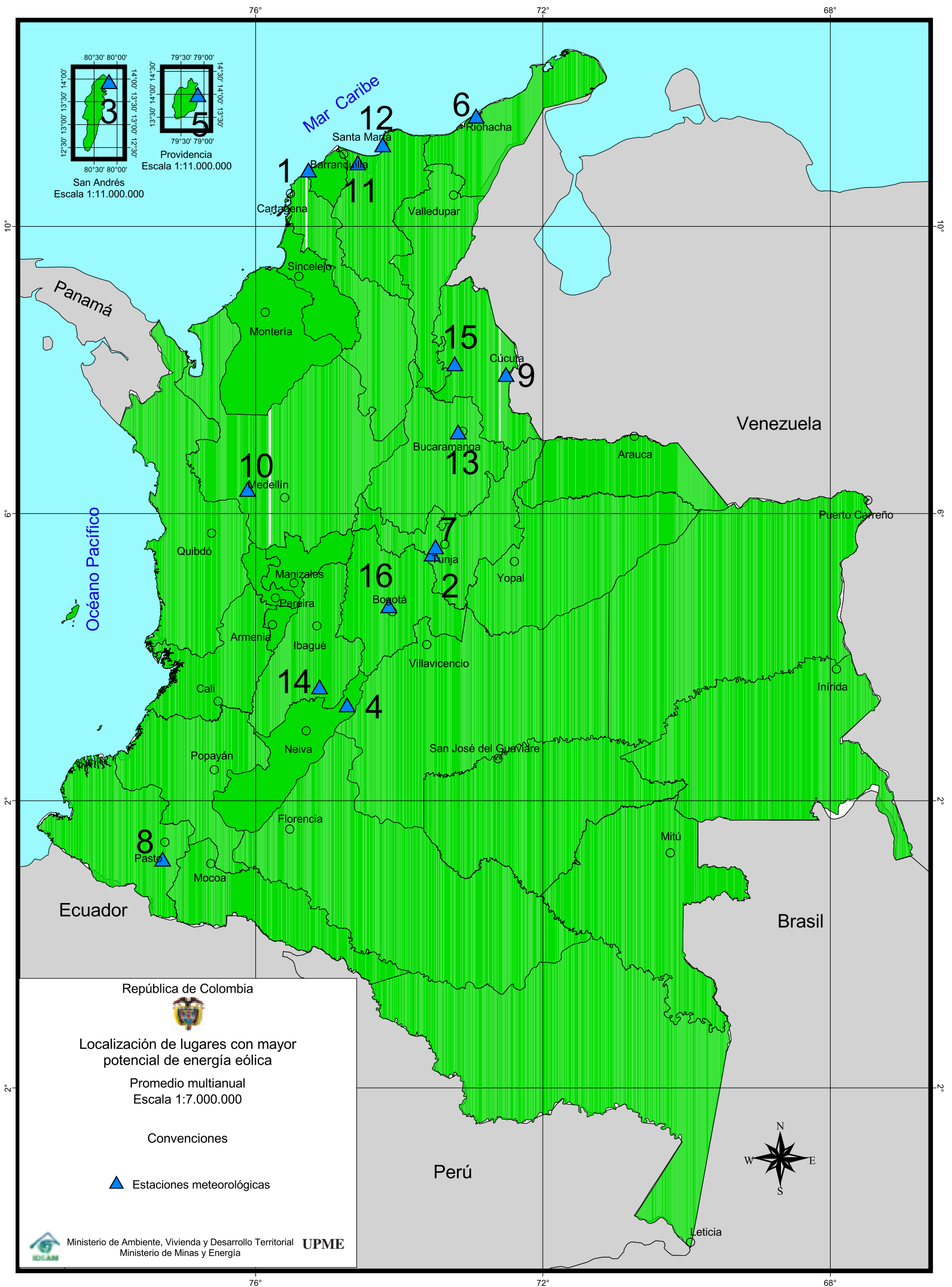
En las gráficas utilizadas para sintetizar la climatología horaria, mes a mes, se registran valores medios horarios multianuales de la intensidad del viento, según las horas del día en el eje vertical y según los meses del año en el eje horizontal.

Con los datos puntuales registrados en la gráfica se realizó un análisis de la variabilidad temporal del viento mediante el trazado de isolíneas de dicha variable meteorológica. Estos trazados permiten visualizar los intervalos de tiempo diario y anual durante los cuales se podría disponer de condiciones eólicas propicias para el aprovechamiento del recurso viento, en la generación energética para evaluaciones locales de potencial energético, así como también para preseleccionar proyectos de prefactibilidad relacionados con el desarrollo de parques eólicos o para la planificación y el manejo de un sistema integrado de generación y distribución de energía, según la participación que podría ofrecer la dinámica atmosférica.

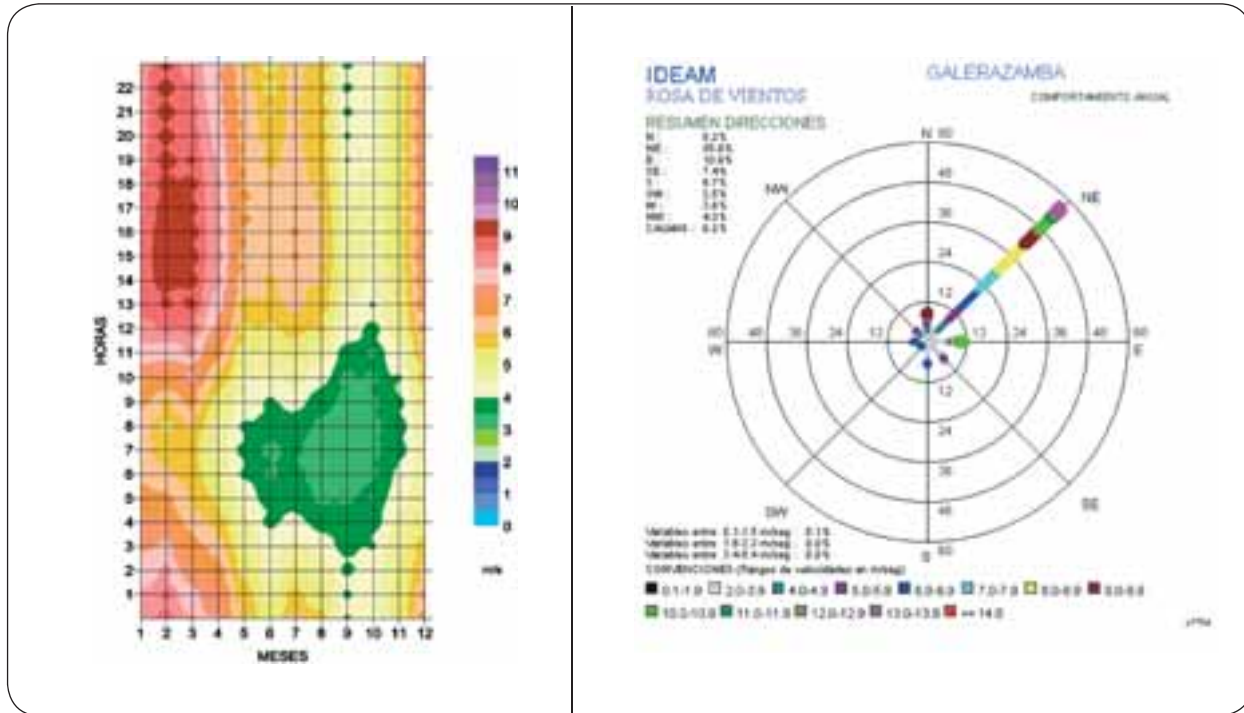
Esta fase del Atlas muestra las gráficas correspondientes a 16 sitios puntuales que según los resultados obtenidos, representados en los mapas de viento y energía, exhiben niveles de velocidad del viento con cierto grado de importancia en el interés energético. En ella se puede apreciar, sin embargo, que si bien para algunas localidades los valores de viento medio mensual o anual no alcanzan umbrales o niveles significativos, sí los superan en intervalos del día durante algunos meses del año.

En la tabla y mapa siguientes se relacionan los sitios para los cuales se incluyen las gráficas de variabilidad diaria a través del año. Como complemento a la información gráfica, a su lado se presentan las rosas de vientos multianuales de tal forma que se puedan apreciar fácilmente las direcciones, con sus frecuencias desde las cuales sopla el viento en el sitio, y en particular conocer los sectores desde los cuales fluyen de manera predominante. En estas rosas de vientos, para cada dirección se indica también la distribución porcentual de los rangos de velocidad del viento como información de apoyo en los análisis pertinentes al aprovechamiento del recurso eólico.

ID	LONGITUD	LATITUD	ESTACIÓN	DEPARTAMENTO	VELOCIDAD PROMEDIO DEL VIENTO
1	75°16'W	10°47'N	GALERAZAMBA	BOLÍVAR	5.9
2	73°33'W	05°26'N	GACHANECA	BOYACÁ	5.5
3	81°43'W	12°35'N	AEROPUERTO SESQUICENTENARIO	ISLA DE SAN ANDRÉS	5.1
4	74°44'W	03°20'N	LA LEGIOSA	HUILA	4.1
5	81°21'W	13°22'N	AEROPUERTO EL EMBRUJO	ISLA DE PROVIDENCIA	4.0
6	72°56'W	11°32'N	AEROPUERTO ALMIRANTE PADILLA	LA GUAJIRA	4.0
7	73°30'W	05°32'N	VILLA CARMEN	BOYACÁ	3.9
8	77°18'W	01°11'N	OBONUCO	NARIÑO	3.5
9	72°31'W	07°56'N	AEROPUERTO CAMILO DAZA	NORTE DE SANTANDER	3.3
10	76°07'W	06°20'N	URRAO	ANTIOQUIA	3.0
11	74°36'W	10°53'N	AEROPUERTO ERNERTO CORTISSOZ	ATLÁNTICO	2.9
12	74°14'W	11°08'N	AEROPUERTO SIMÓN BOLÍVAR	MAGDALENA	2.9
13	73°11'W	07°08'N	AEROPUERTO PALONEGRO	SANTANDER	2.8
14	75°08'W	03°35'N	ANCHIQUE	TOLIMA	2.7
15	73°14'W	08°05'N	ÁBREGO CENTRO ADMINISTRATIVO	NORTE DE SANTANDER	2.5
16	74°09'W	04°43'N	AEROPUERTO EL DORADO PISTAS 1-2	CUNDINAMARCA	2.2

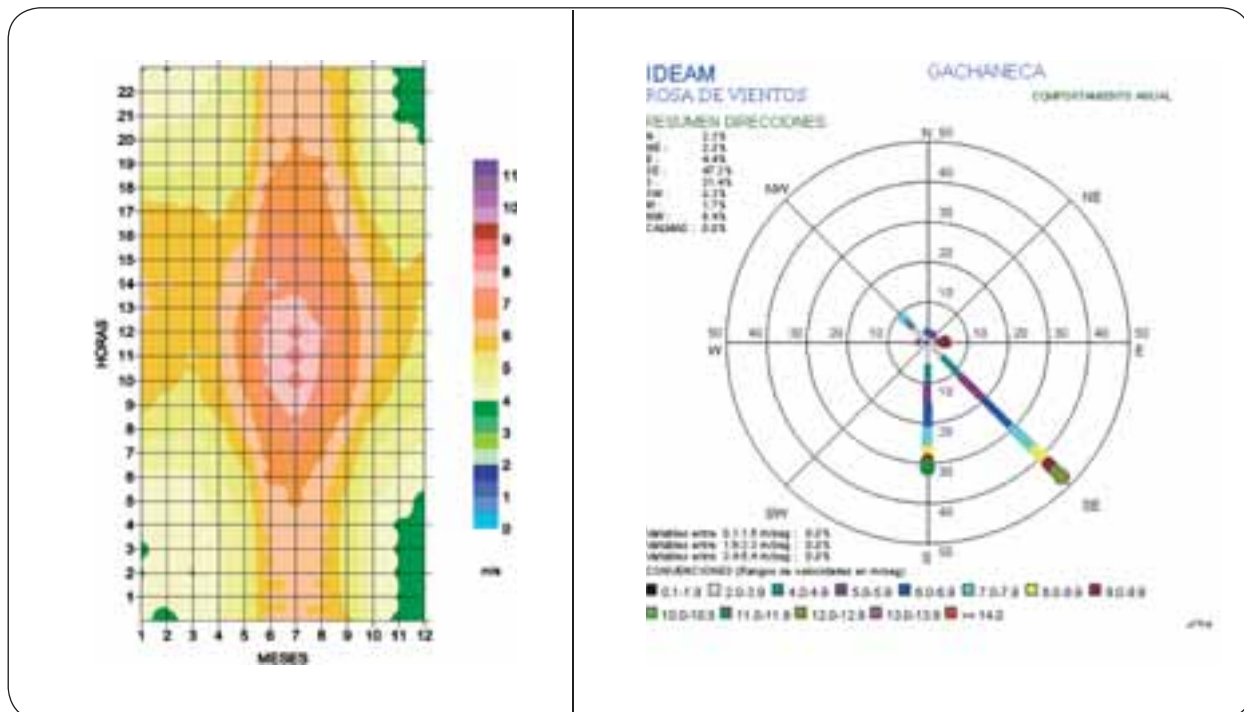


GALERAZAMBA – DEPARTAMENTO DE BOLIVAR (ID 1)



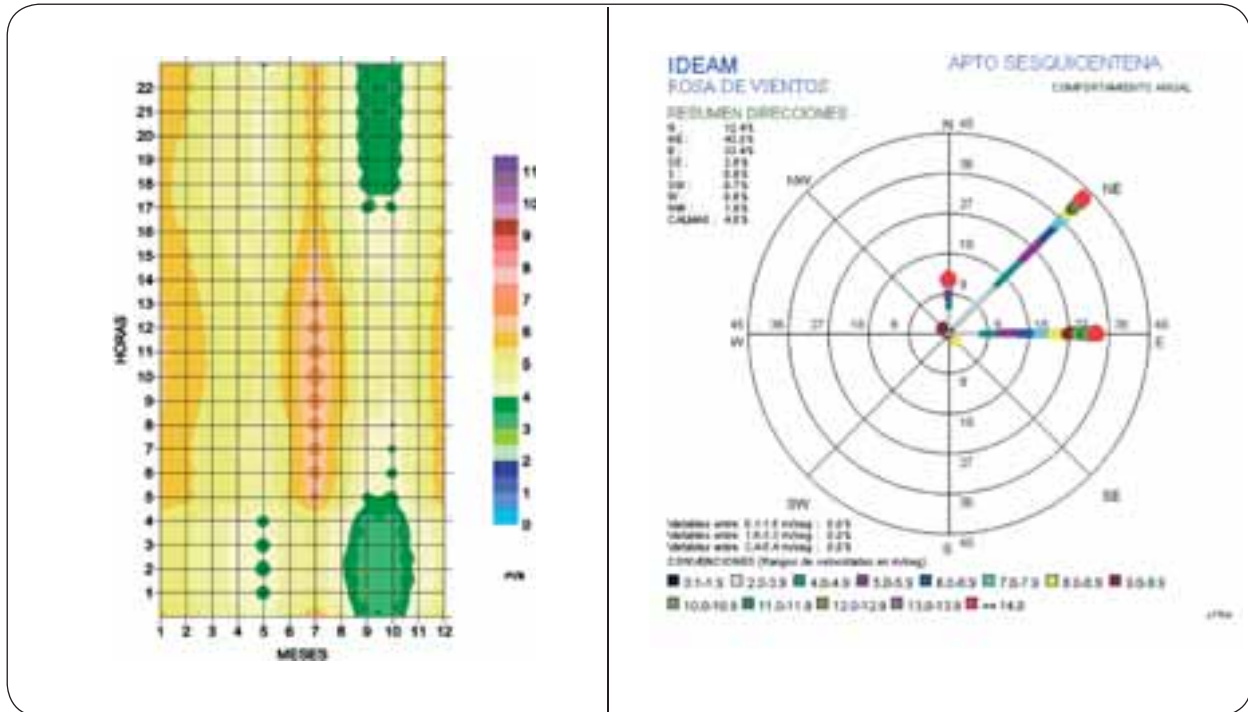
Intensidades que superan los 5 m/s se observan hacia la tarde en todo el año, especialmente los tres primeros meses cuando pueden alcanzar intensidades promedio superiores a 8 m/s entre las 2 y 6 de la tarde. La dirección predominante de donde sopla el viento es del noreste.

GACHANECA – DEPARTAMENTO DE BOYACÁ (ID 2)



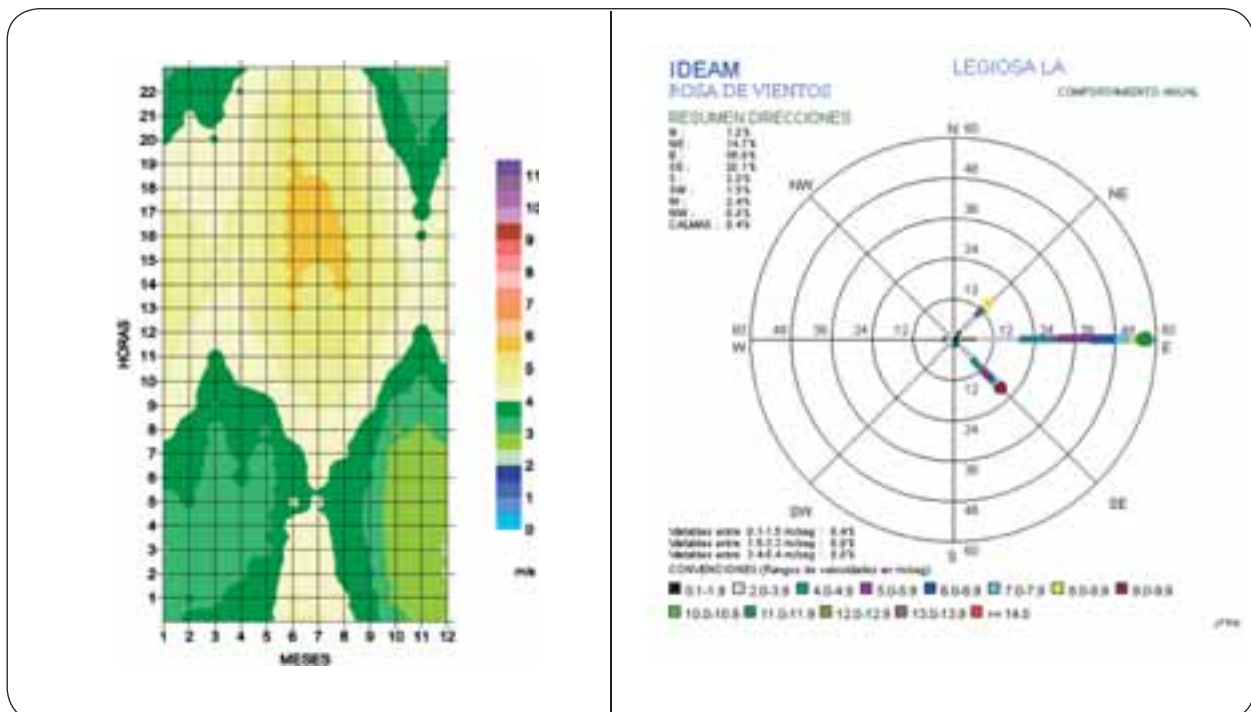
Intensidades superiores a 5 m/s en el campo promedio de velocidad del viento se ubican a lo largo del año entre las 8 a.m. y 5 p.m. Sin embargo, hacia la mitad de año pueden alcanzar intensidades promedio cercanas a los 7 m/s extendiéndose desde las 5 a.m. hasta las 5 p.m. La dirección predominante de donde sopla el viento es del sur sureste.

AEROPUERTO SESQUICENTENARIO – ISLA DE SAN ANDRÉS (ID 3)



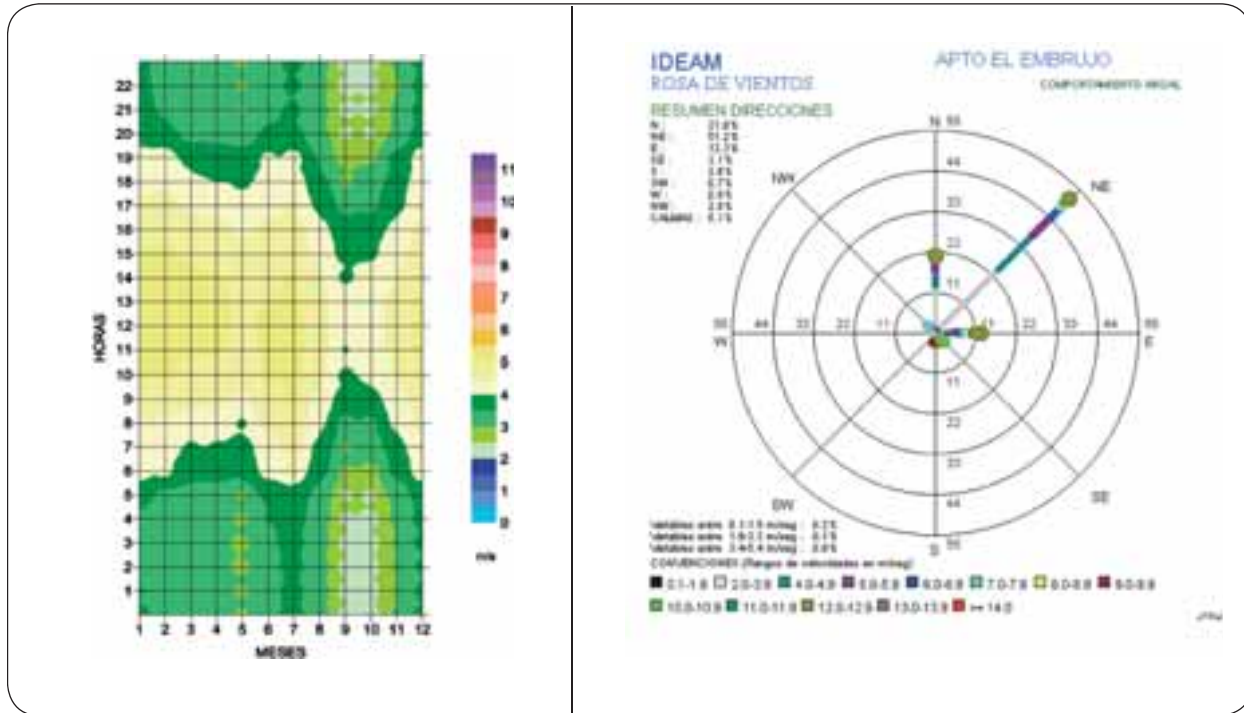
Su ubicación sobre el Mar Caribe hace que los vientos alisios del noreste y el flujo del este sean persistentes a lo largo del año, en general manteniendo un promedio estable de 5 m/s. No obstante, hacia julio sus valores medios pueden llegar a los 7 m/s. La dirección predominante de donde sopla el viento es del este noreste.

LA LEGIOSA – DEPARTAMENTO DEL HUILA (ID 4)



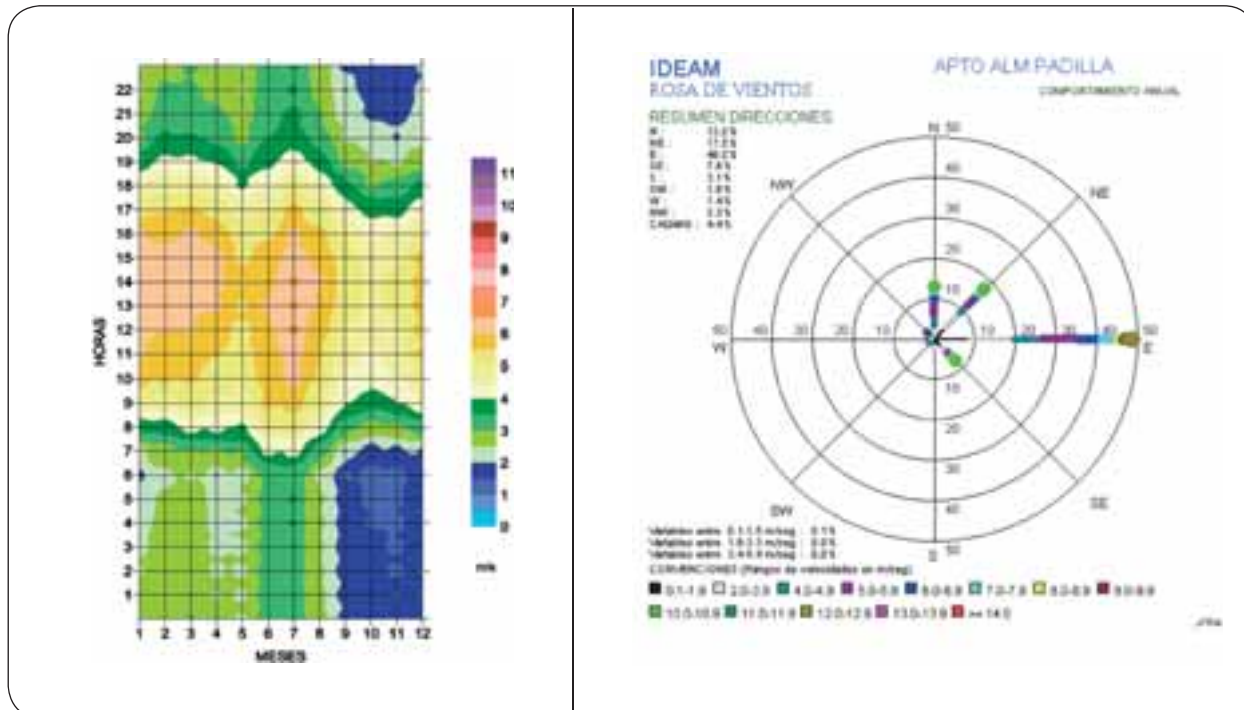
El ciclo horario de la velocidad del viento promedio para este lugar del Huila muestra intensidades cercanas a los 5 m/s, principalmente en horas de la tarde a lo largo del año y manifestando intensificaciones entre las 2 y 6 p.m. para los meses de mitad de año. La dirección predominante de donde sopla el viento es del este.

AEROPUERTO EL EMBRUJO – ISLA DE PROVIDENCIA (ID 5)



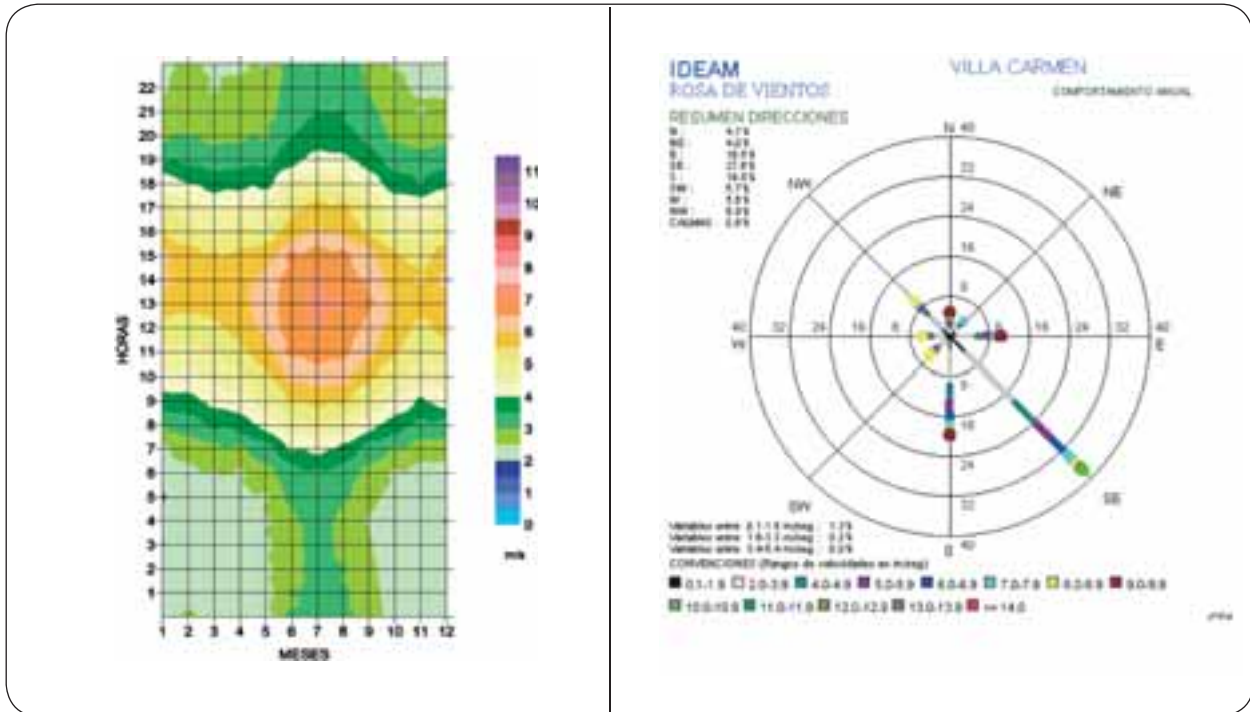
Las intensidades cercanas a los 5 m/s se presentan hacia horas de la tarde a lo largo del año especialmente entre las 11 a.m. y 3 p.m. excepto en los meses de septiembre y octubre cuando el viento pierde intensidad. La dirección predominante de donde sopla el viento es del noreste.

AEROPUERTO ALMIRANTE PADILLA – DEPARTAMENTO DE LA GUAJIRA (ID 6)



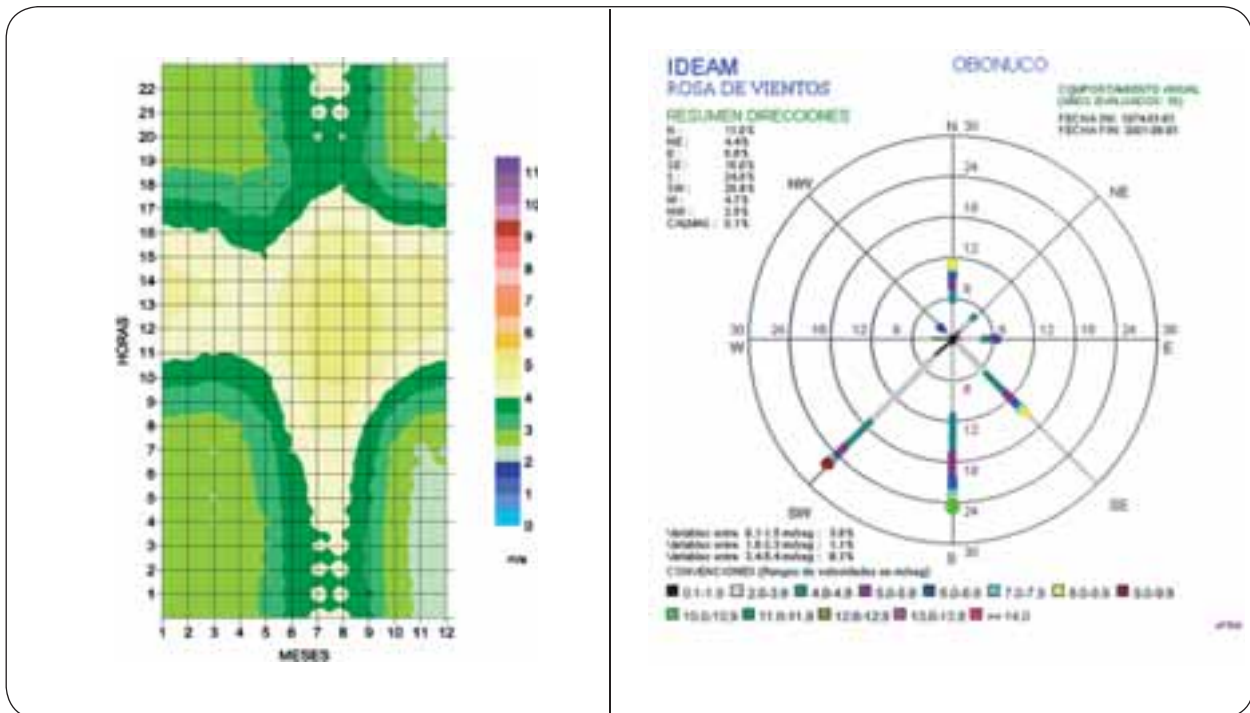
Intensidades superiores o iguales a 5 m/s en el campo medio de la velocidad del viento se observan entre las 9 a.m. y 5 p.m. a lo largo del año, alcanzando intensidades cercanas a los 7 m/s entre enero y agosto. La dirección predominante de donde sopla el viento es del este.

VILLA CARMEN - DEPARTAMENTO DE BOYACÁ (ID 7)



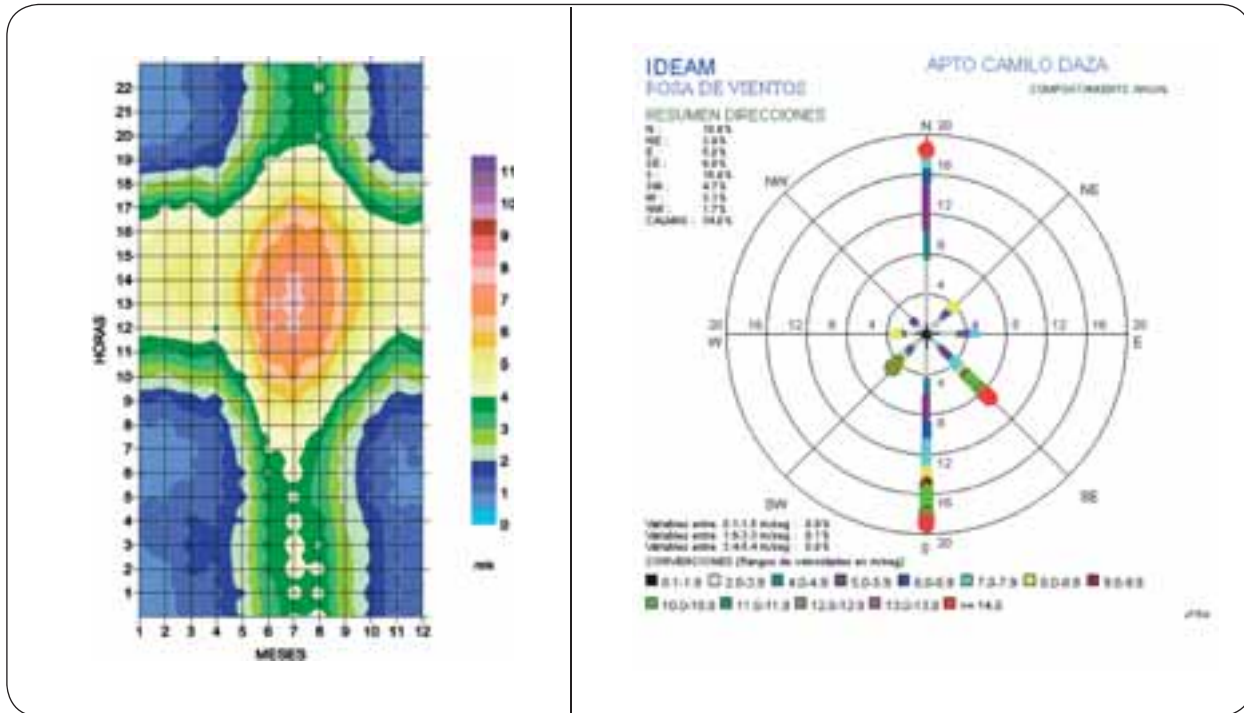
El ciclo diurno para este sector del país muestra vientos con intensidades promedio superiores a 5 m/s, principalmente entre las 10 a.m. y 5 p.m. a lo largo del año. Sin embargo, en los meses de mitad de año las velocidades promedio alcanzan los 7 m/s. La dirección predominante de donde sopla el viento es del sureste.

OBONUCO – DEPARTAMENTO DE NARIÑO (ID 8)



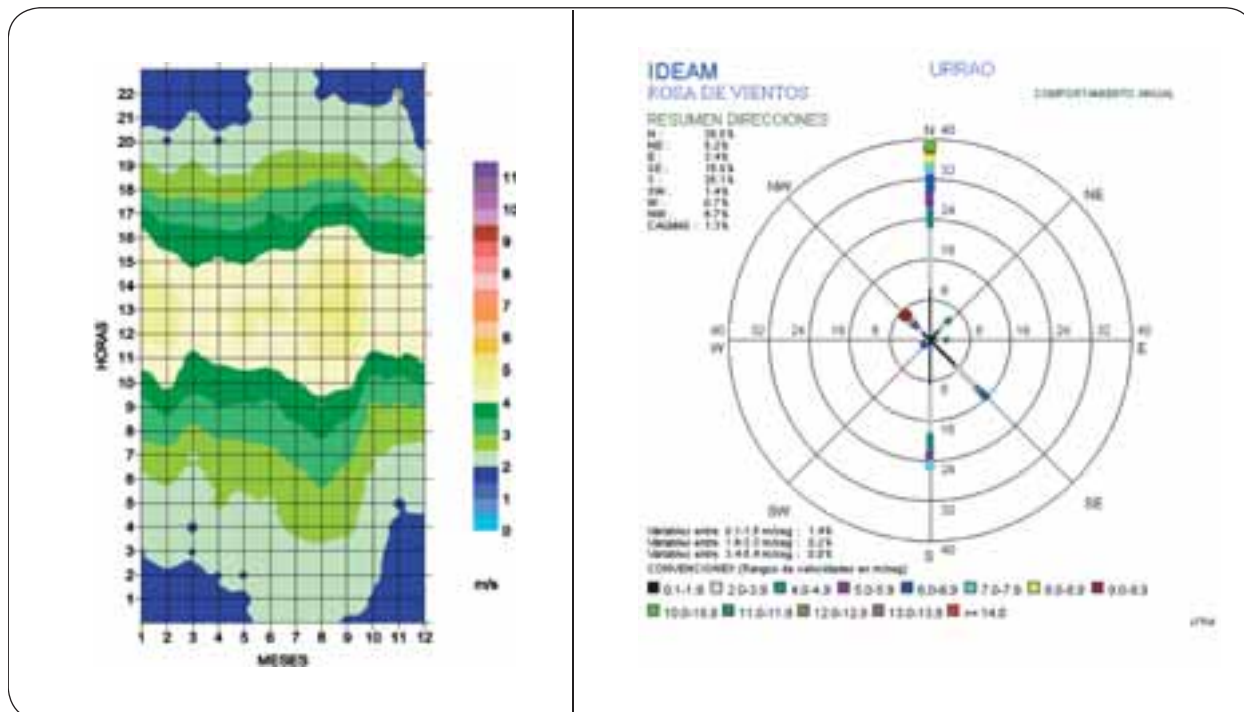
En el ciclo horario del viento prevalecen intensidades cercanas a los 5 m/s entre las 11 a.m. y 3 p.m., especialmente entre los meses de julio y septiembre. La dirección predominante de donde sopla el viento es del sur suroeste.

AEROPUERTO CAMILO DAZA – DEPARTAMENTO DE NORTE DE SANTANDER (ID 9)



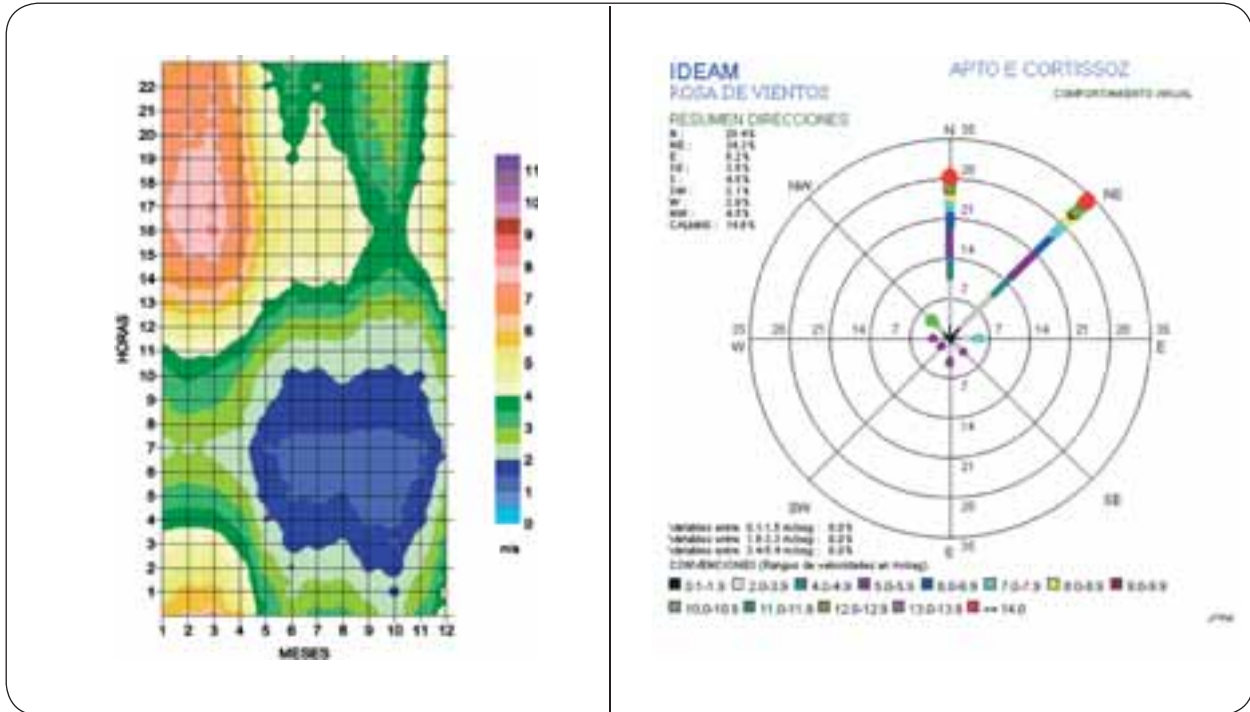
Vientos con intensidades superiores a 5 m/s se presentan entre las 12 m. y las 5 p.m. a lo largo del año. No obstante, en los meses comprendidos entre junio y septiembre este ciclo aumenta desde las 8 a.m. y el viento promedio puede alcanzar intensidades superiores a los 7 m/s. La dirección predominante de donde sopla el viento se reparte casi equitativamente del norte y de componente sur.

URRAO – DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA (ID 10)



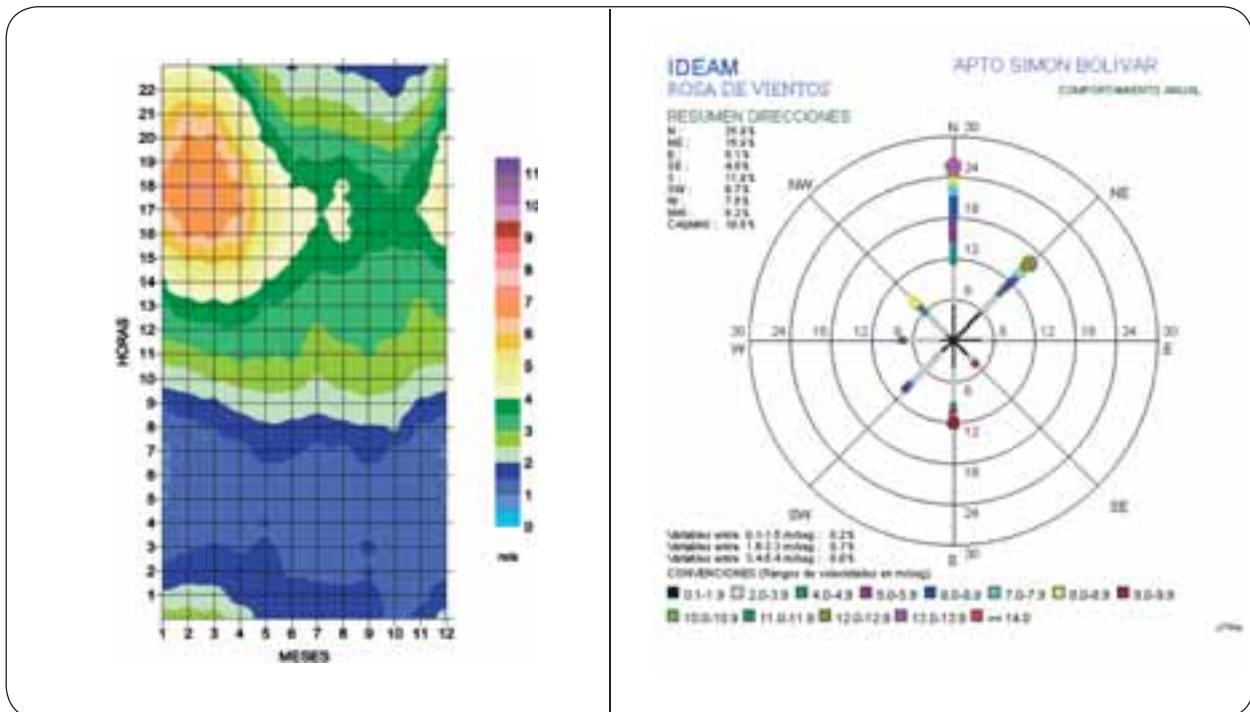
Vientos cercanos a los 5 m/s se presentan en un estrecho rango horario entre las 12 m. y 3 p.m. a lo largo del año especialmente en los meses de enero, febrero, agosto y septiembre. La dirección predominante de donde sopla el viento es del norte.

AEROPUERTO ERNESTO CORTISOZ – DEPARTAMENTO DEL ATLÁNTICO (ID 11)



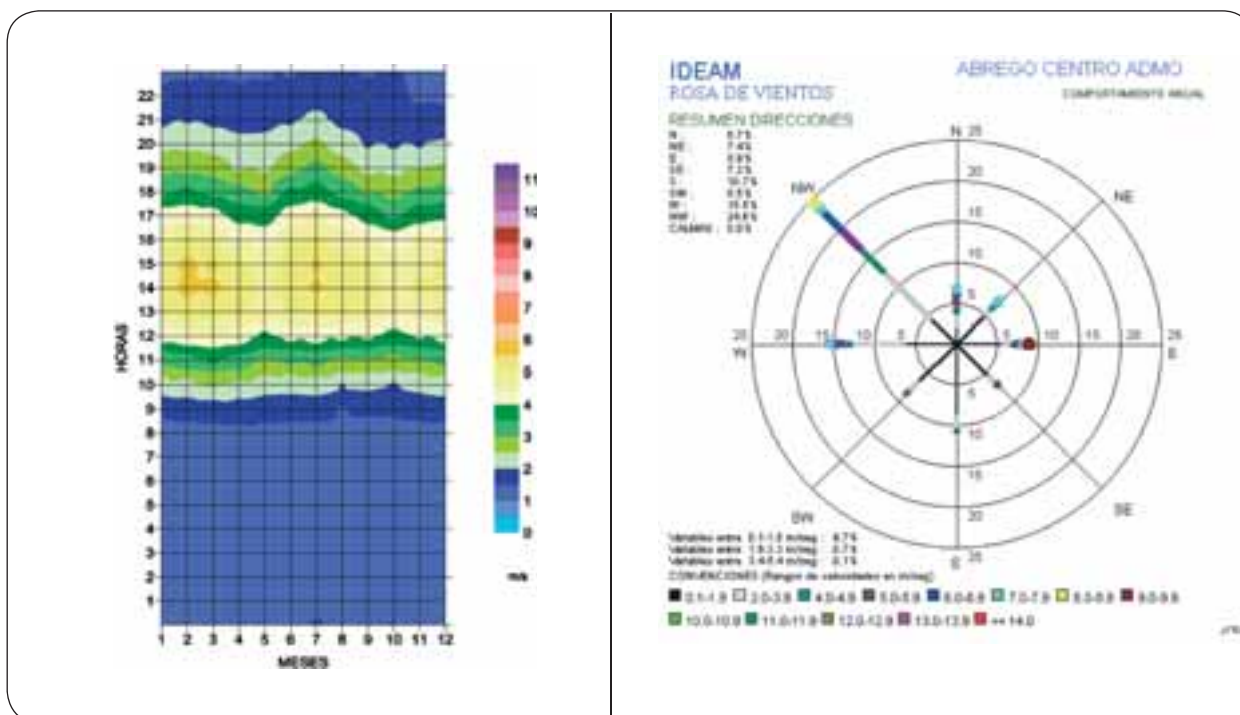
Vientos con intensidades superiores a 5 m/s y alcanzando valores medios cercanos a los 8 m/s se observan desde el mediodía extendiéndose incluso hacia horas de la madrugada del día siguiente, especialmente para los meses comprendidos entre enero y abril. La dirección predominante de donde sopla el viento es del noreste. Sin embargo, la componente norte es bien significativa.

AEROPUERTO SIMÓN BOLÍVAR – DEPARTAMENTO DE MAGDALENA (ID 12)



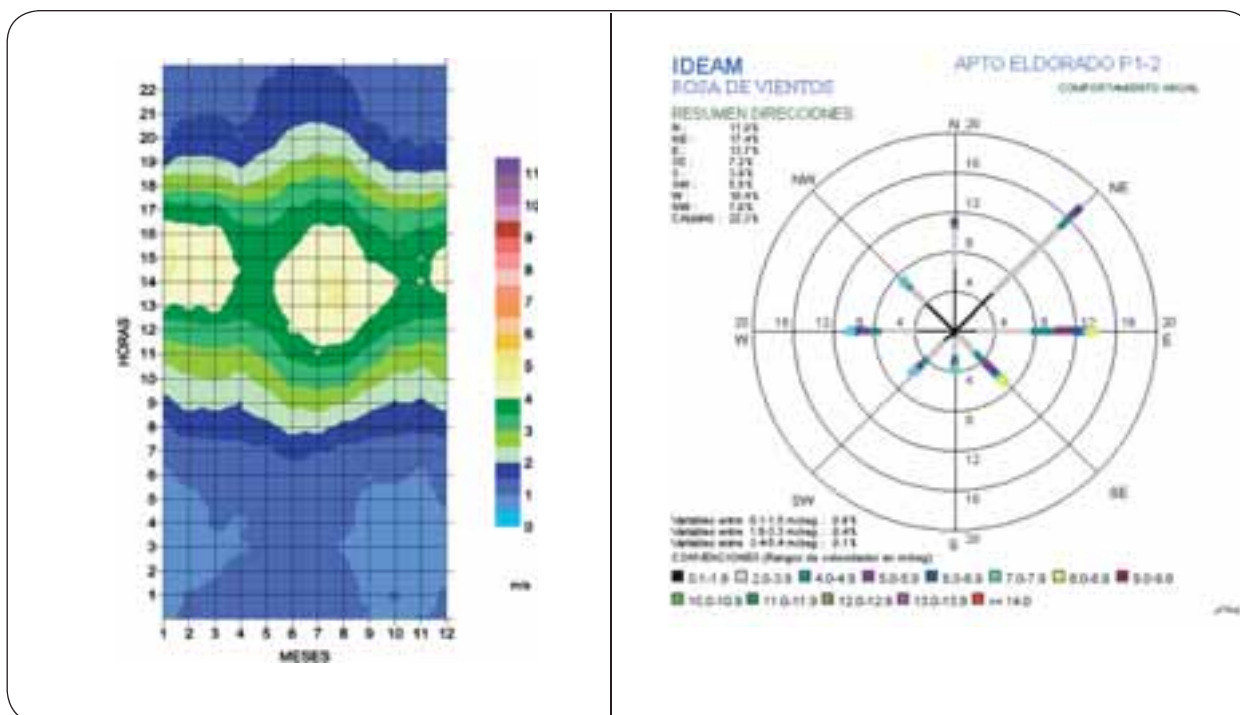
Vientos con intensidades superiores a 5 m/s y alcanzando valores medios cercanos a los 8 m/s se observan desde las 2 p.m. y 8 p.m. para los meses comprendidos entre enero y abril. La dirección predominante de donde sopla el viento es del norte.

ÁBREGO CENTRO ADMINISTRATIVO – DEPARTAMENTO DE NORTE DE SANTANDER (ID 15)



En general, velocidades del viento alrededor de los 5 m/s en promedio dentro del ciclo diario se presentan entre mediodía y 5 p.m. a lo largo del año. La dirección predominante de donde sopla el viento es del noroeste.

AEROPUERTO EL DORADO PISTA 1-2 – DEPARTAMENTO DE CUNDINAMARCA (ID 16)



En general prevalecen vientos débiles en la mayor parte del año. No obstante, vale la pena mencionar algunas épocas para las cuales el viento alcanza valores cercanos a 5 m/s, caso mes de enero y a mitad de año entre julio y agosto entre la 1 y 4 p.m. La dirección predominante de donde sopla el viento es mayormente del noreste. Sin embargo, observando la rosa de vientos, las intensidades más altas se logran cuando el viento sopla mayormente del oeste.

Capítulo 5

Capítulo 5



Densidad de energía eólica a 20 y 50 metros de altura

El patrón de densidad de energía eólica está influenciado por el resultado del viento en superficie, el cual está modulado por los principales sistemas atmosféricos que regulan las condiciones del tiempo en el país; es decir, en lugares donde la intensidad del viento es débil, se ubican valores menores de densidad de energía, mientras que donde los valores promedio del viento son mayores, la densidad de energía crece de forma potencialmente al cubo de dicha velocidad. Por ello, la escala diseñada va desde 1 a 3375 respondiendo a este principio físico de la densidad de energía eólica, en unidades de W/m^2 de superficie horizontal sobre territorio colombiano.

Como se mencionó en el Capítulo I, vientos con intensidades iguales o superiores a 5 m/s proporcionan una alternativa para uso de energía, que en términos teóricos de densidad de energía eólica es proporcional a $\frac{1}{2}$ de la densidad del aire, que como valor medio es $1 \text{ kg}/m^3$, por la velocidad del viento al cubo; es decir, que valores promedios mensuales de densidad de energía por encima de $63 \text{ W}/m^2$ ($\sim \frac{1}{2} * 1 * 5^3$) podrían ser importantes para pequeños proyectos que requieran el recurso viento cerca de superficie. Para proyectos de gran envergadura se necesita este cálculo para alturas superiores y, por lo tanto, este Atlas presenta 12 mapas mensuales de densidad de energía eólica a 20 metros de altura y 12 mapas mensuales a 50 metros de altura acompañados de sus respectivos campos anuales. Es natural encontrar valores más altos de densidad de energía eólica en 50 metros ya que la velocidad de viento aumenta con la altura dentro de la capa superficial de la atmósfera aproximadamente en los primeros 150 metros de altura.

Los análisis corresponden a los resultados obtenidos en una escala del orden de los 100 km^2 . No obstante, áreas de menor dimensión podrán eventualmente presentar condiciones favorables para el aprovechamiento del recurso eólico. En estos casos se hace necesario realizar estudios de carácter local con mediciones representativas del sitio.

Una aproximación del comportamiento de la densidad de energía a 20 metros de altura en el territorio nacional es el que se presenta a continuación:

- Durante todo el año, densidades de energía eólica entre 1.000 y $1.331 \text{ W}/m^2$ se mantienen en la península de La Guajira. El resto del país presenta variaciones dentro del ciclo estacional.
- Para el período comprendido entre diciembre y abril, se observan densidades de energía eólica entre 343 y $512 \text{ W}/m^2$ en el Bajo Magdalena y la cuenca del Cesar entre los departamentos de Bolívar, Atlántico y Norte de Santander, centro y sur del Cesar, en sectores del golfo de Urabá, Medio Magdalena y sur del Catatumbo a la altura de Norte de Santander y en los Llanos Orientales sobre Casanare. No obstante, hacia abril hay una reducción en los valores de la densidad de energía eólica al centro del país como consecuencia de la disminución en la intensidad de los vientos, situación normal para esta época del año.
- En el ciclo temporal comprendido entre mayo y septiembre, densidades de energía eólica entre 343 y $512 \text{ W}/m^2$ se aprecian en el Bajo Magdalena en el centro de los

departamentos de Cesar y Bolívar, región del Catatumbo en Norte de Santander, límites entre Boyacá y Cundinamarca, y límites entre Meta, Huila y Cundinamarca. No obstante, entre junio y agosto, valores similares de densidad de energía eólica se extienden sobre el noroccidente del Tolima y Eje Cafetero.

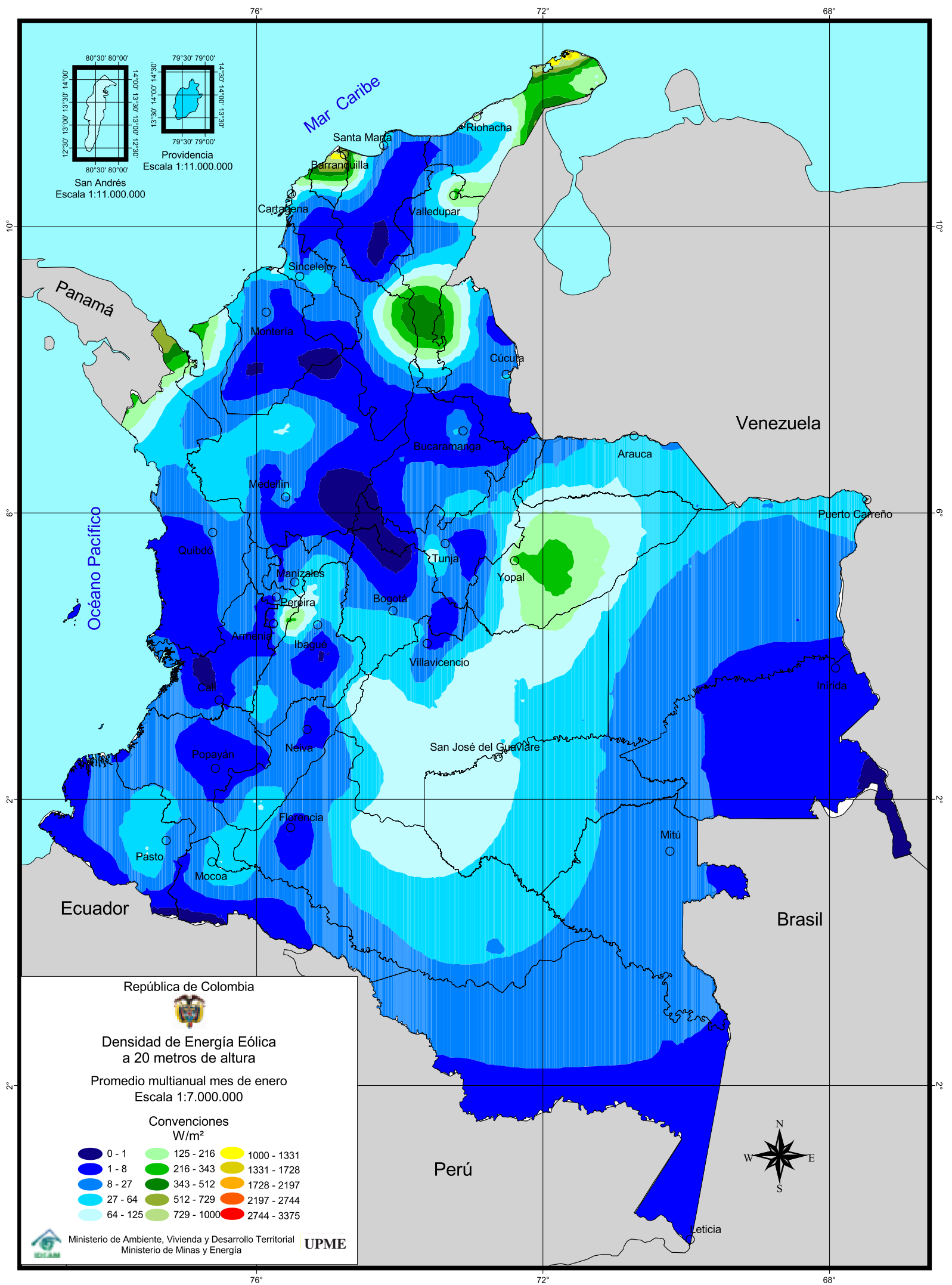
- Similar a lo que pasa en abril, en octubre y noviembre los valores de densidad de energía eólica en el centro del país decrecen. Sin embargo, se mantienen valores entre 313 y 512 W/m² en La Guajira y entre 216 y 343 W/m² en el litoral central de Bolívar y Atlántico, límites entre Boyacá y Cundinamarca, Piedemonte Llanero de Meta y Casanare.

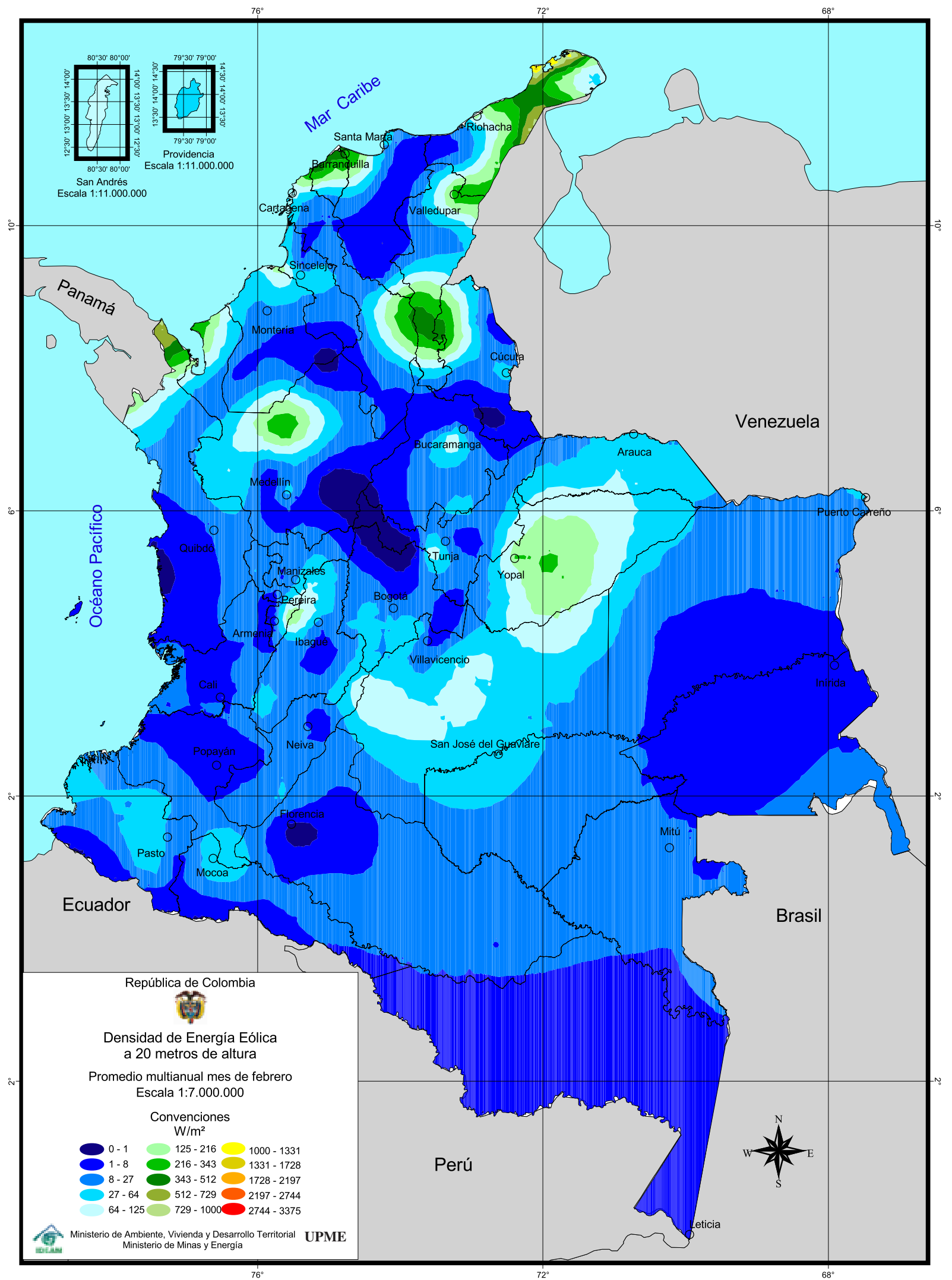
Asimismo, una aproximación del comportamiento de la densidad de energía a 50 metros de altura en el territorio nacional es el que se presenta a continuación:

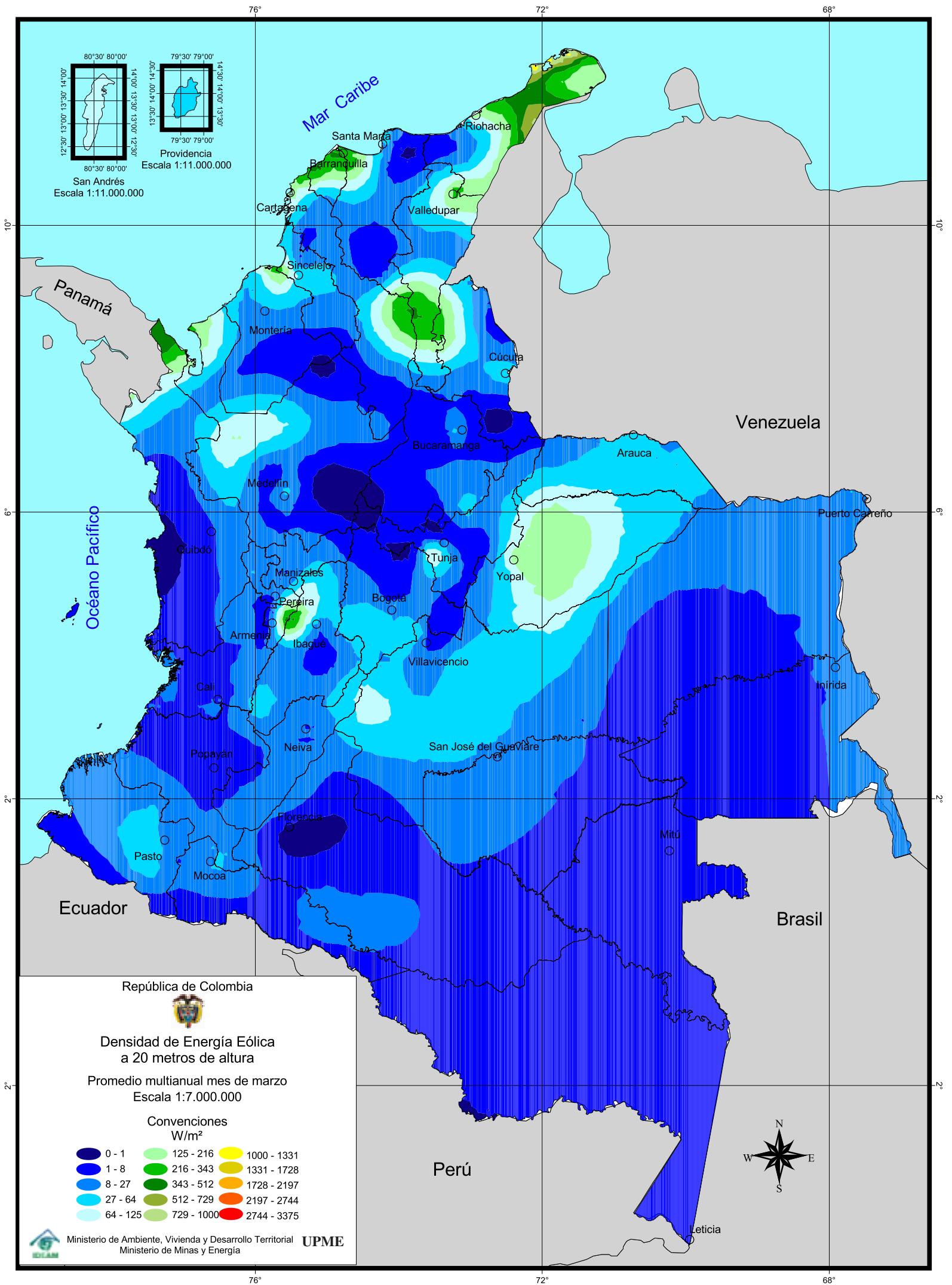
- Durante todo el año, valores de densidad de energía eólica entre 2.197 y 2.744 W/m², alcanzando aun valores entre 2.744 y 3.375 W/m², se mantienen en la Península de La Guajira. Al igual que el campo del viento y de densidad de energía eólica a 20 metros de altura, la densidad de energía eólica a 50 metros en el resto del país presenta variaciones dentro del ciclo estacional.
- Para el período comprendido entre diciembre y abril, se observan valores de densidad de energía eólica entre 343-

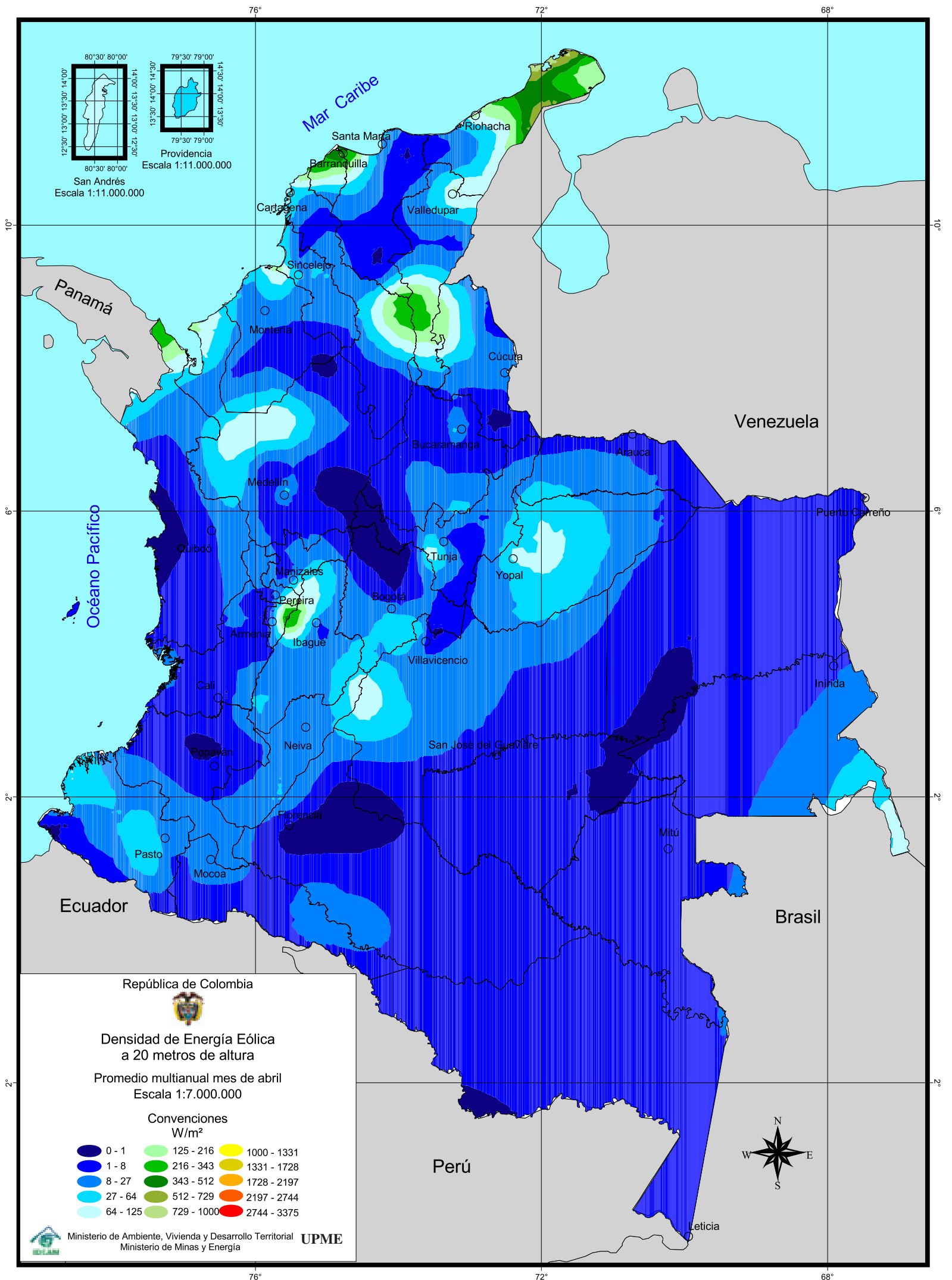
542 W/m² en la cuenca del río Sinú al noroccidente de Antioquia, límites entre Tolima y Risaralda, Catatumbo a la altura de Norte de Santander, en los límites entre los departamentos de Huila y Meta, así como en Casanare sobre los Llanos Orientales. Valores de densidad de energía entre 729 y 1.000 W/m², se observa sobre el Golfo de Urabá, en el Bajo Magdalena y la cuenca del Cesar en los departamentos de Bolívar, Atlántico, Norte de Santander y centro del Cesar. No obstante, hacia abril hay una reducción de estos valores por causas explicadas anteriormente.

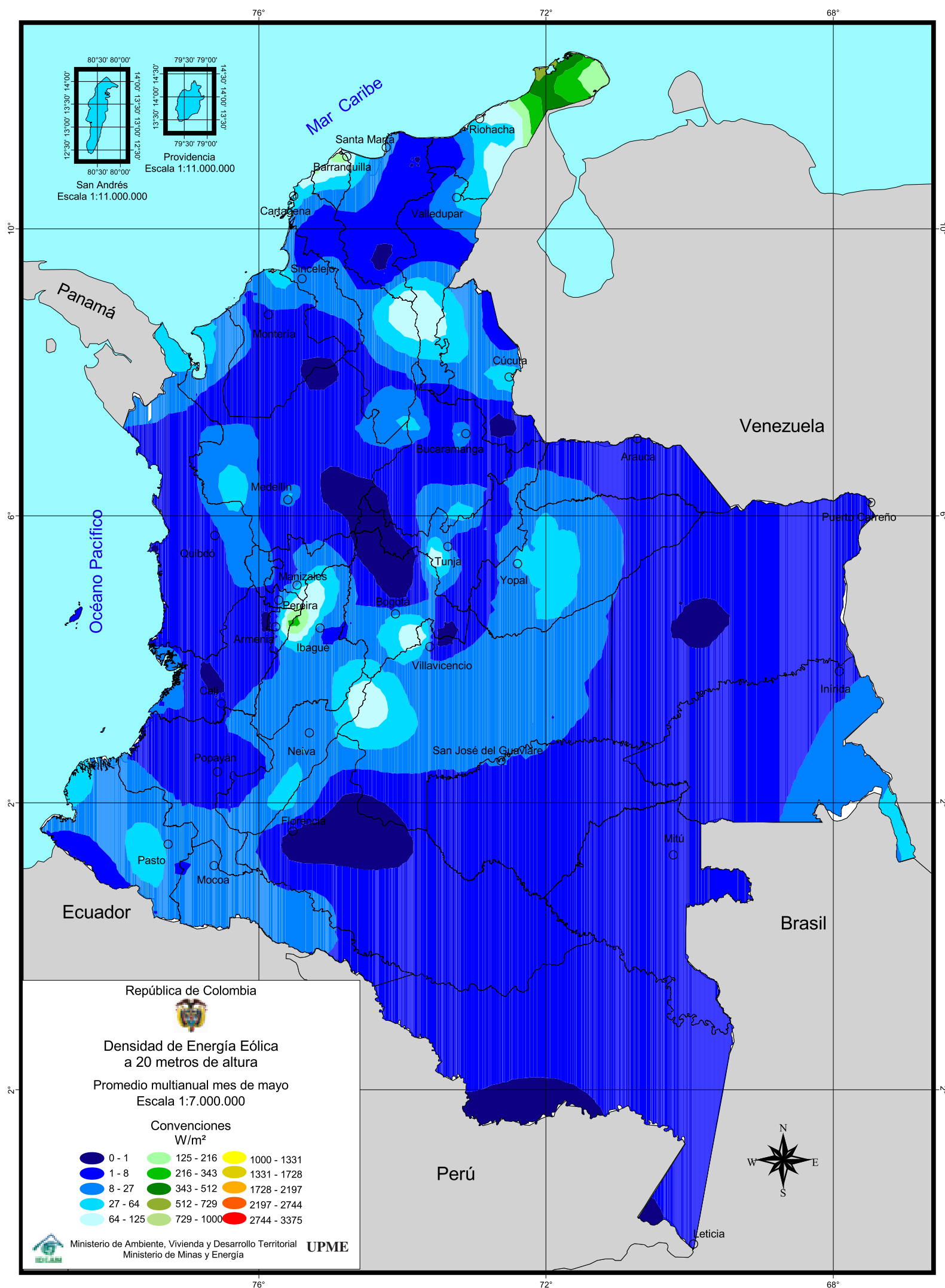
- En el ciclo temporal comprendido entre mayo y septiembre, valores de densidad de energía eólica entre 1.000-1.331 W/m² se aprecian sobre el sector limítrofe del Tolima, Risaralda, Quindío, suroriente del Eje Cafetero. Valores entre 343-512 W/m² en el Bajo Magdalena, en el centro de los departamentos de Cesar y Bolívar, región del Catatumbo en Norte de Santander, límites entre Boyacá y Cundinamarca, límites entre Meta, Huila y Cundinamarca, así como en la montaña nariñense.
- Similar a lo que pasa en abril, en octubre y noviembre los valores de densidad de energía eólica en el centro del país decrecen. Sin embargo, se mantienen valores entre 1.000-1.031 W/m² en La Guajira y entre 125-216 W/m² en el litoral central de Bolívar y Atlántico, límites entre Boyacá y Cundinamarca, Piedemonte Llanero de Meta y Casanare.

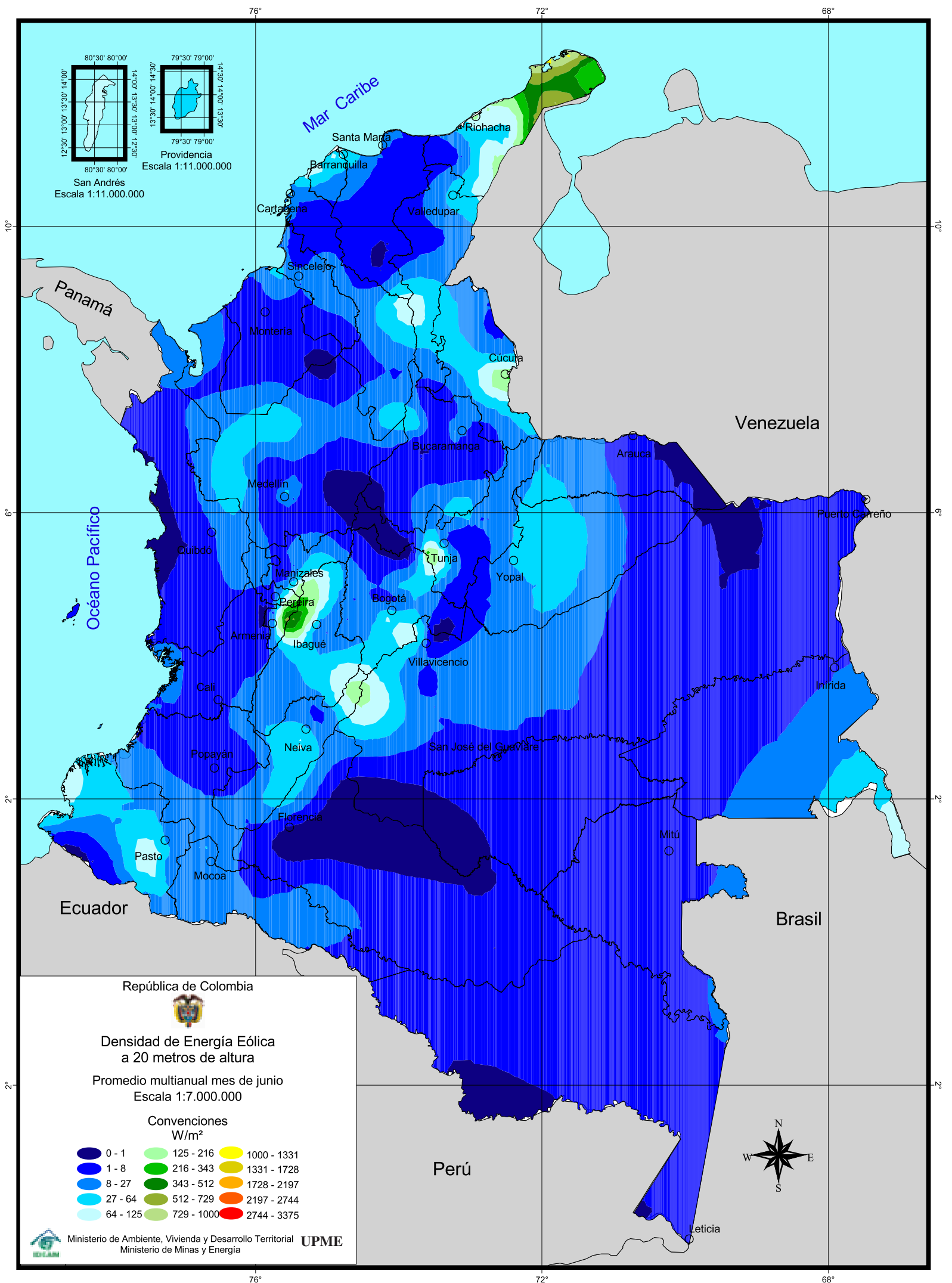


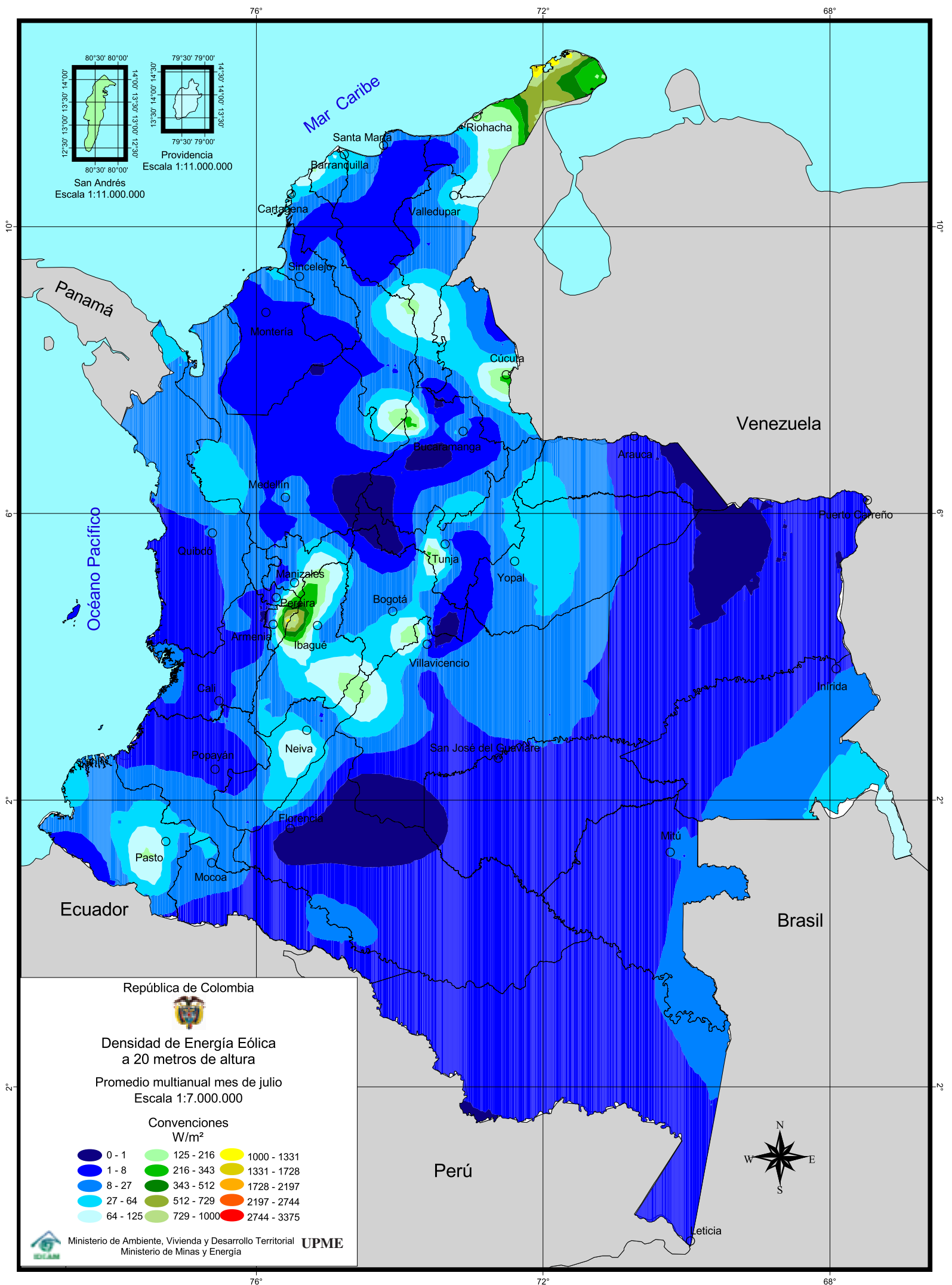


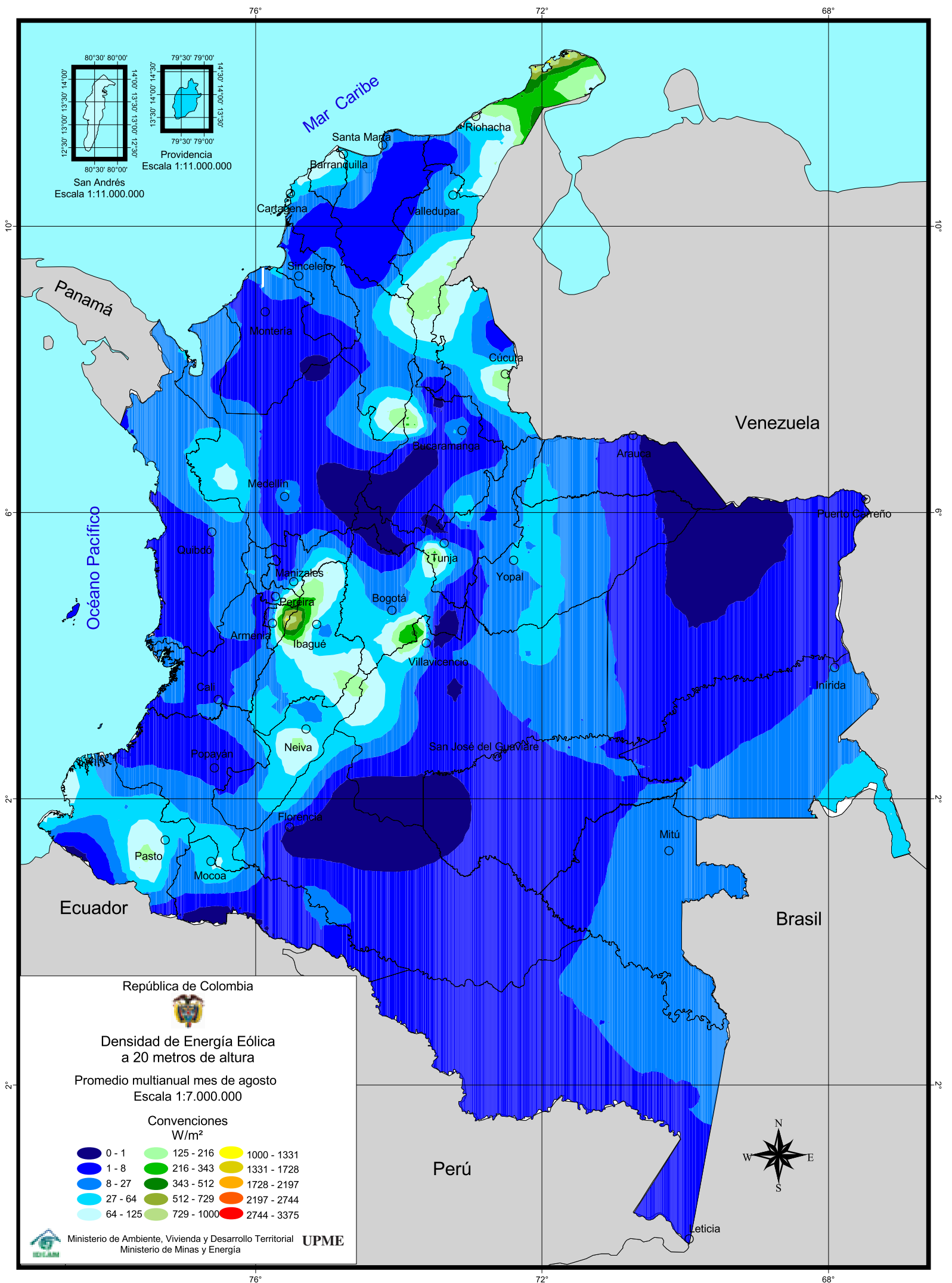


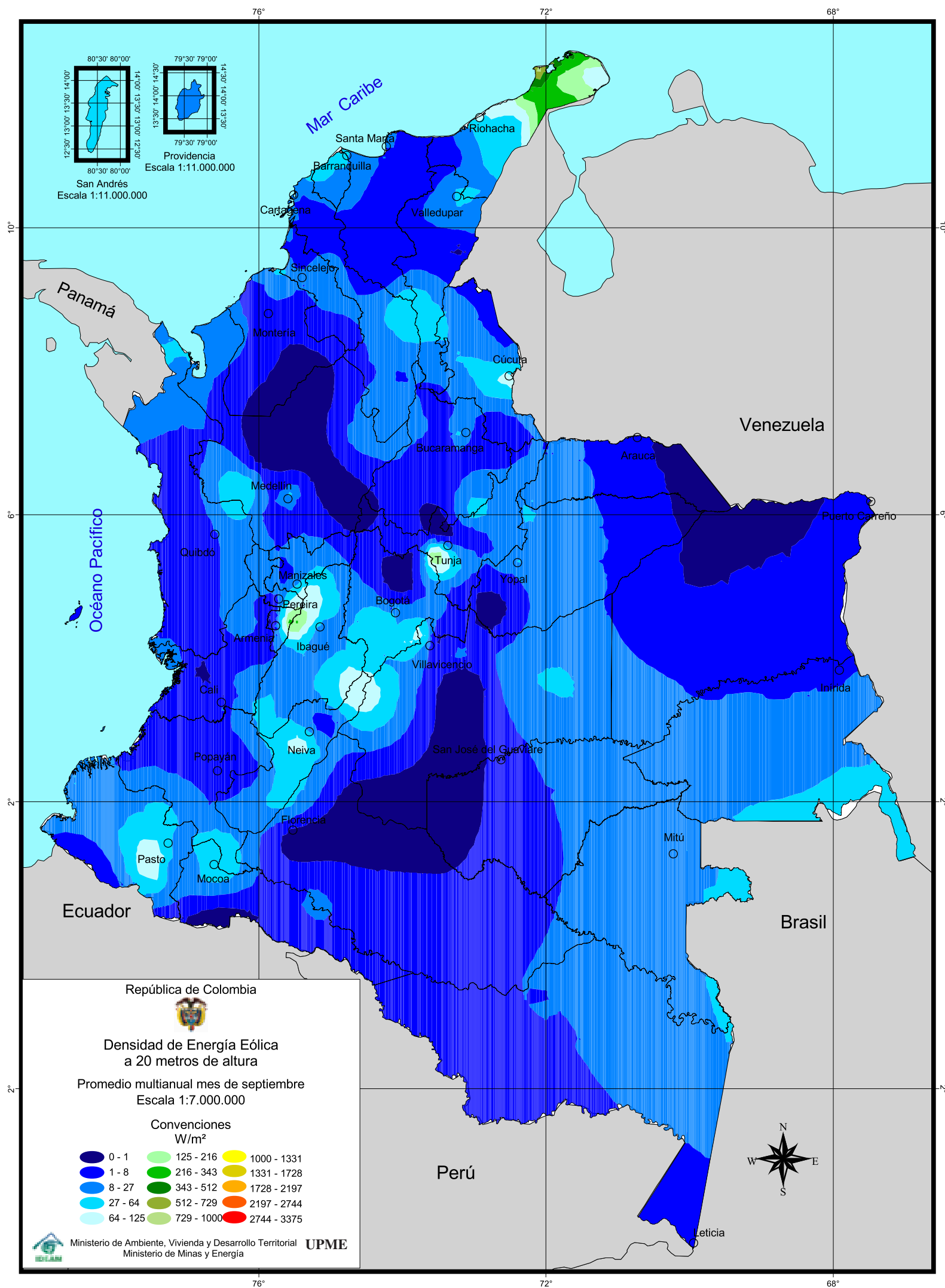


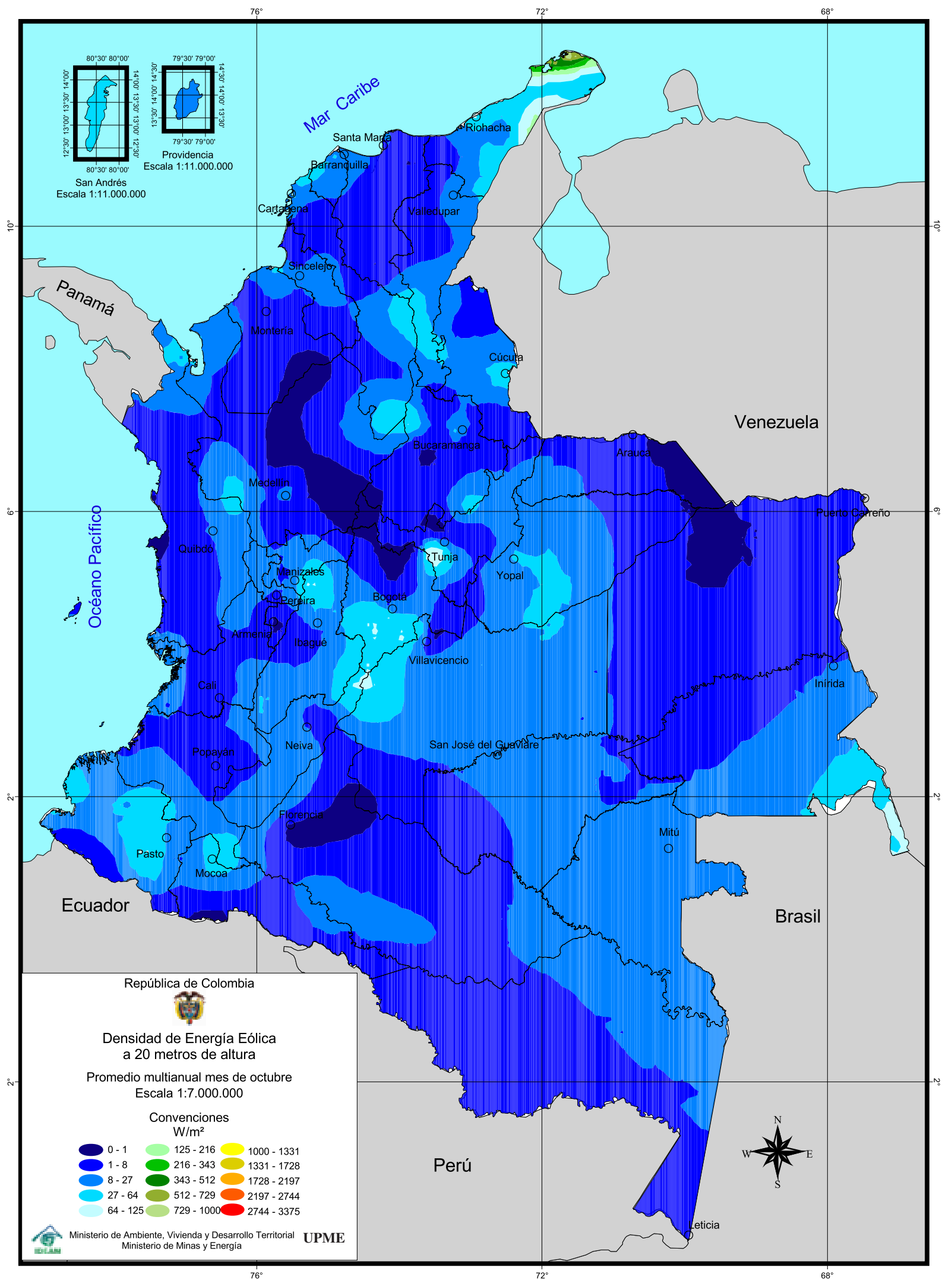


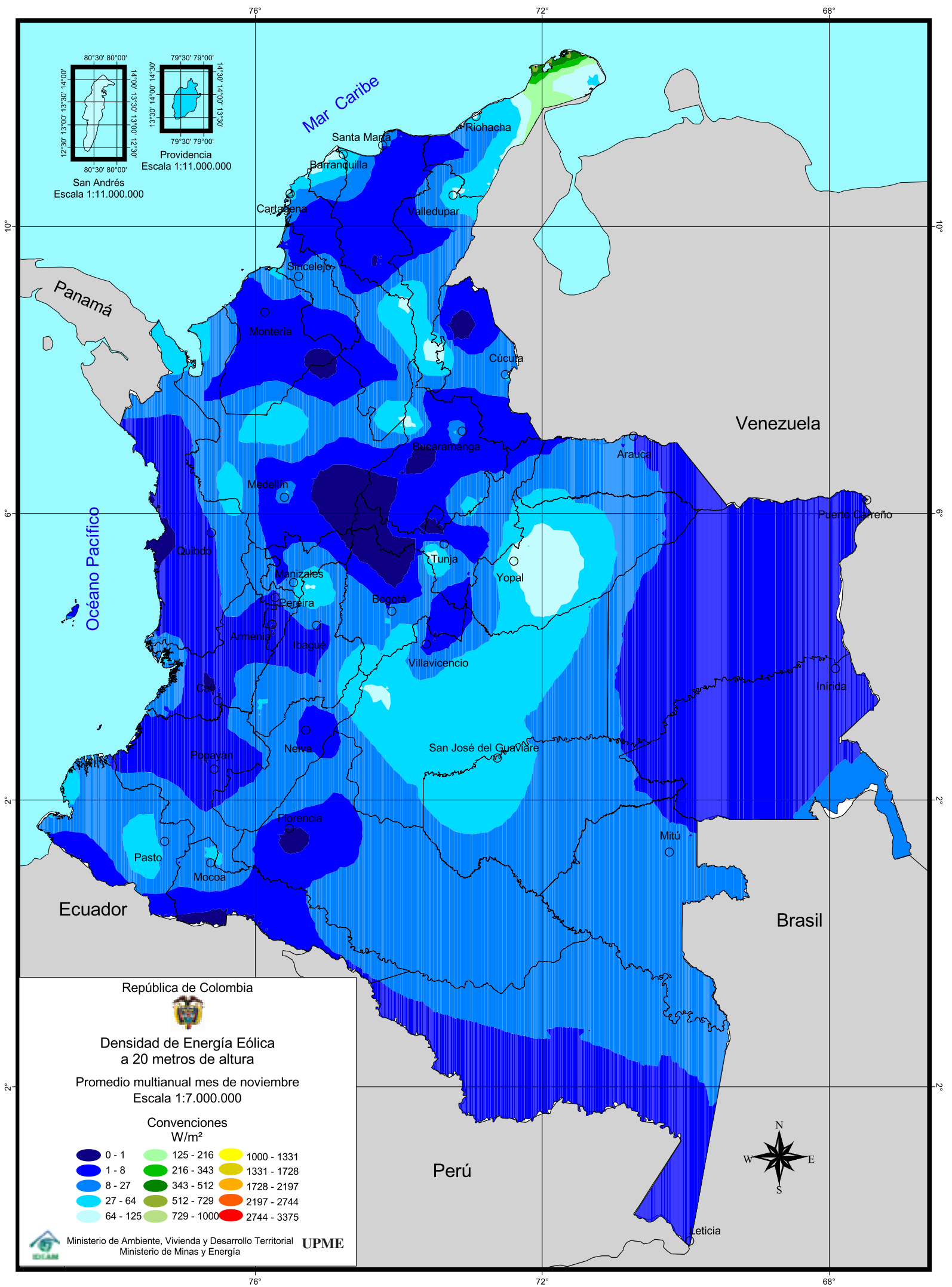


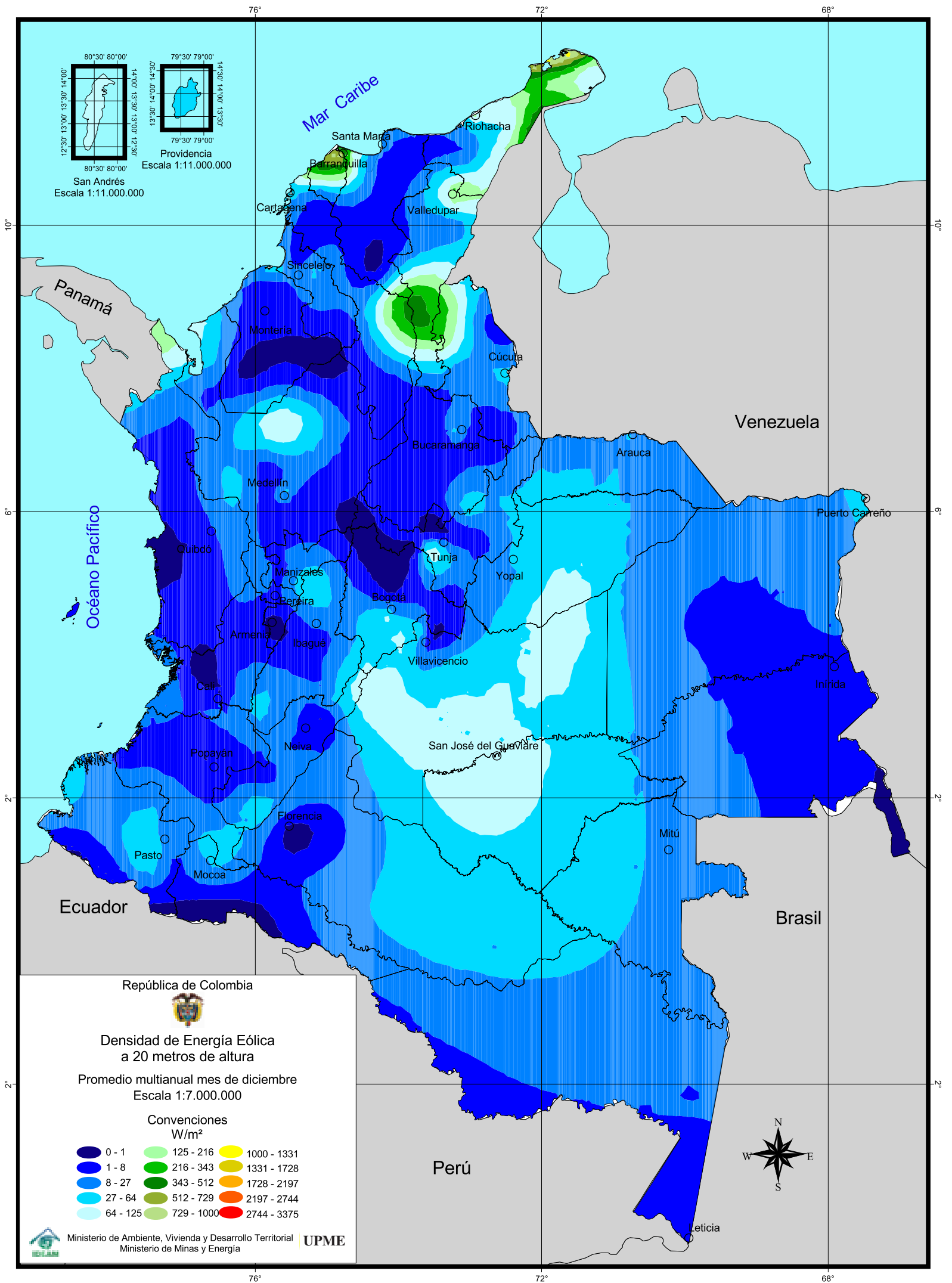


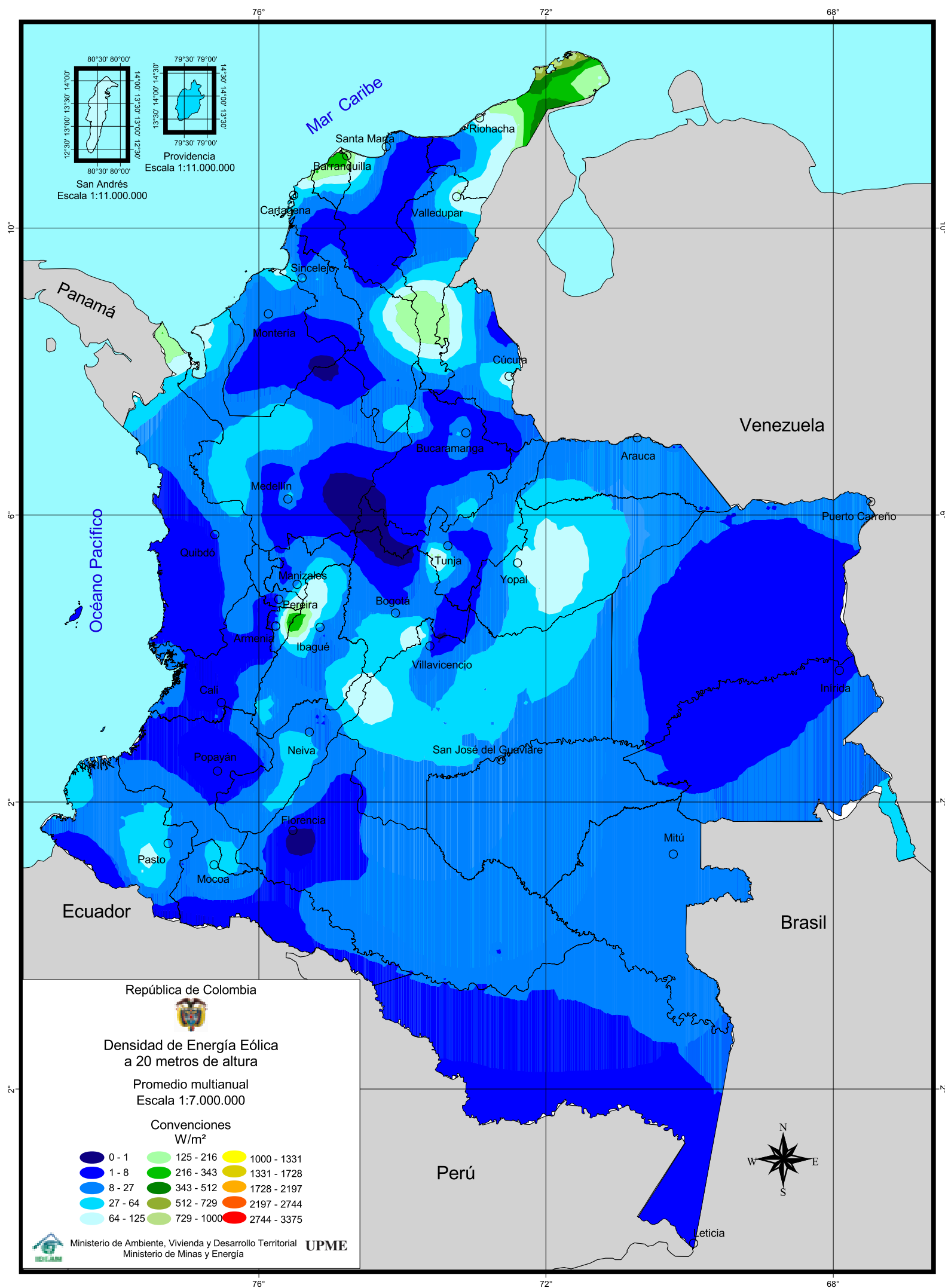


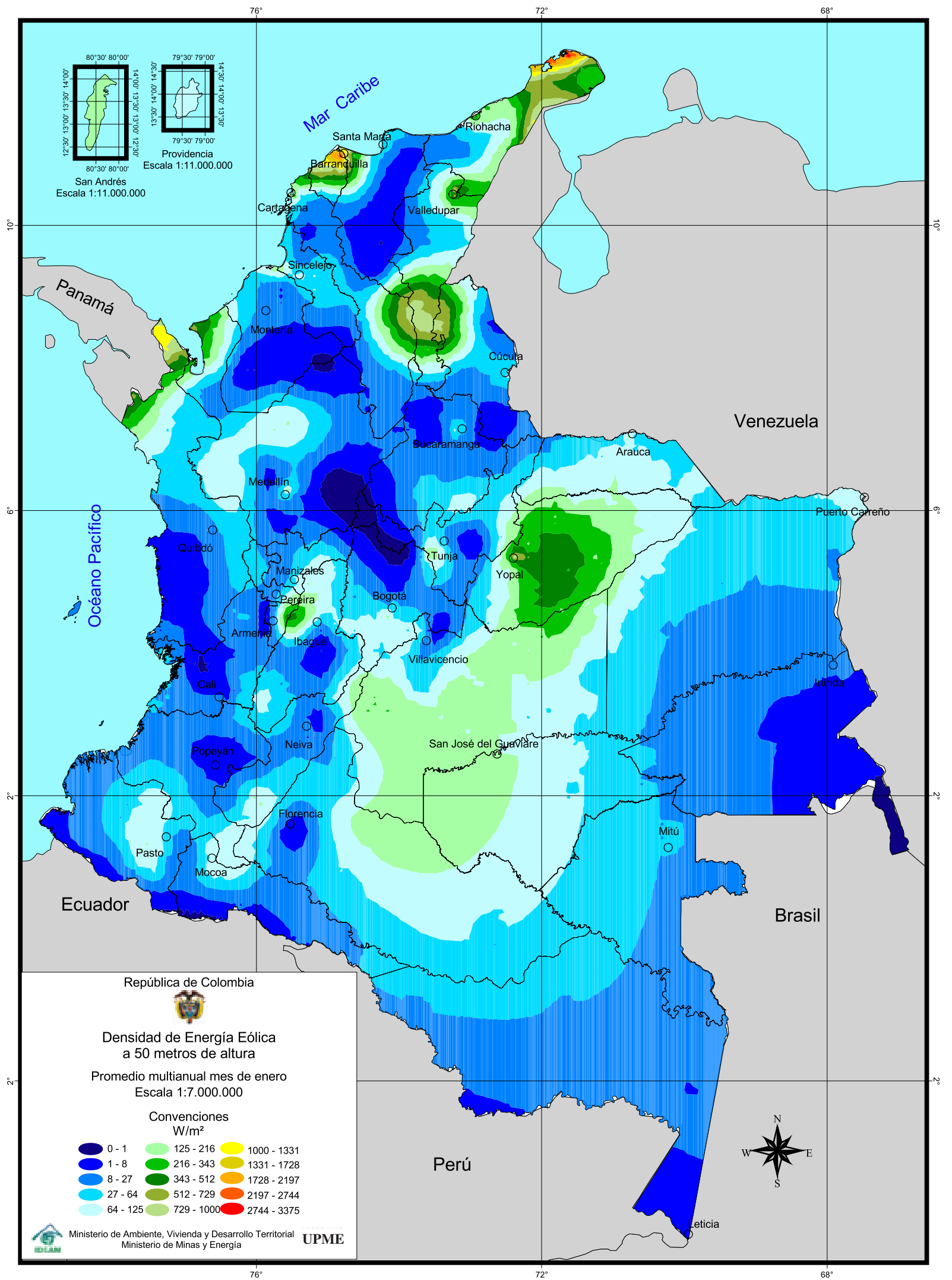


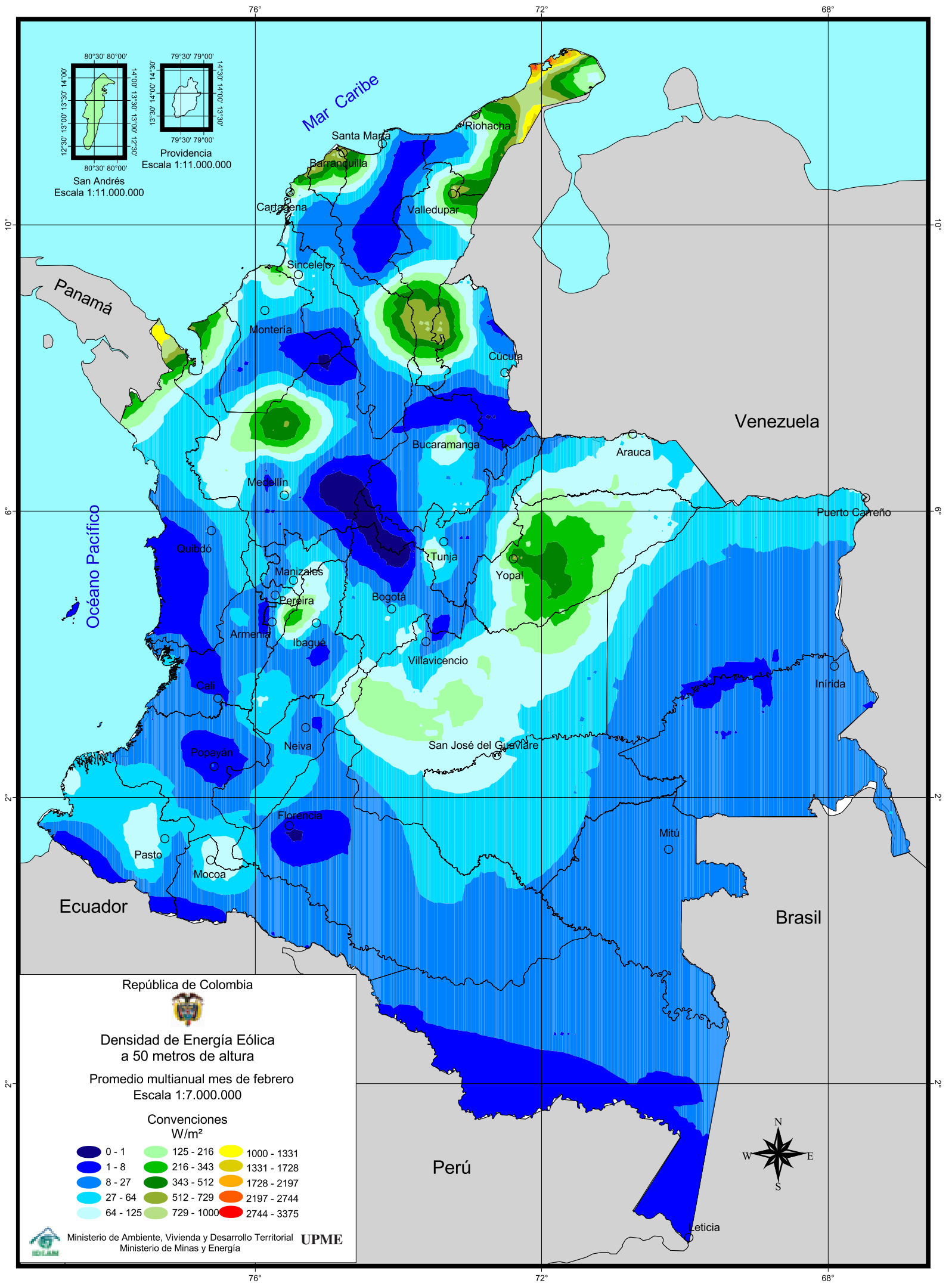


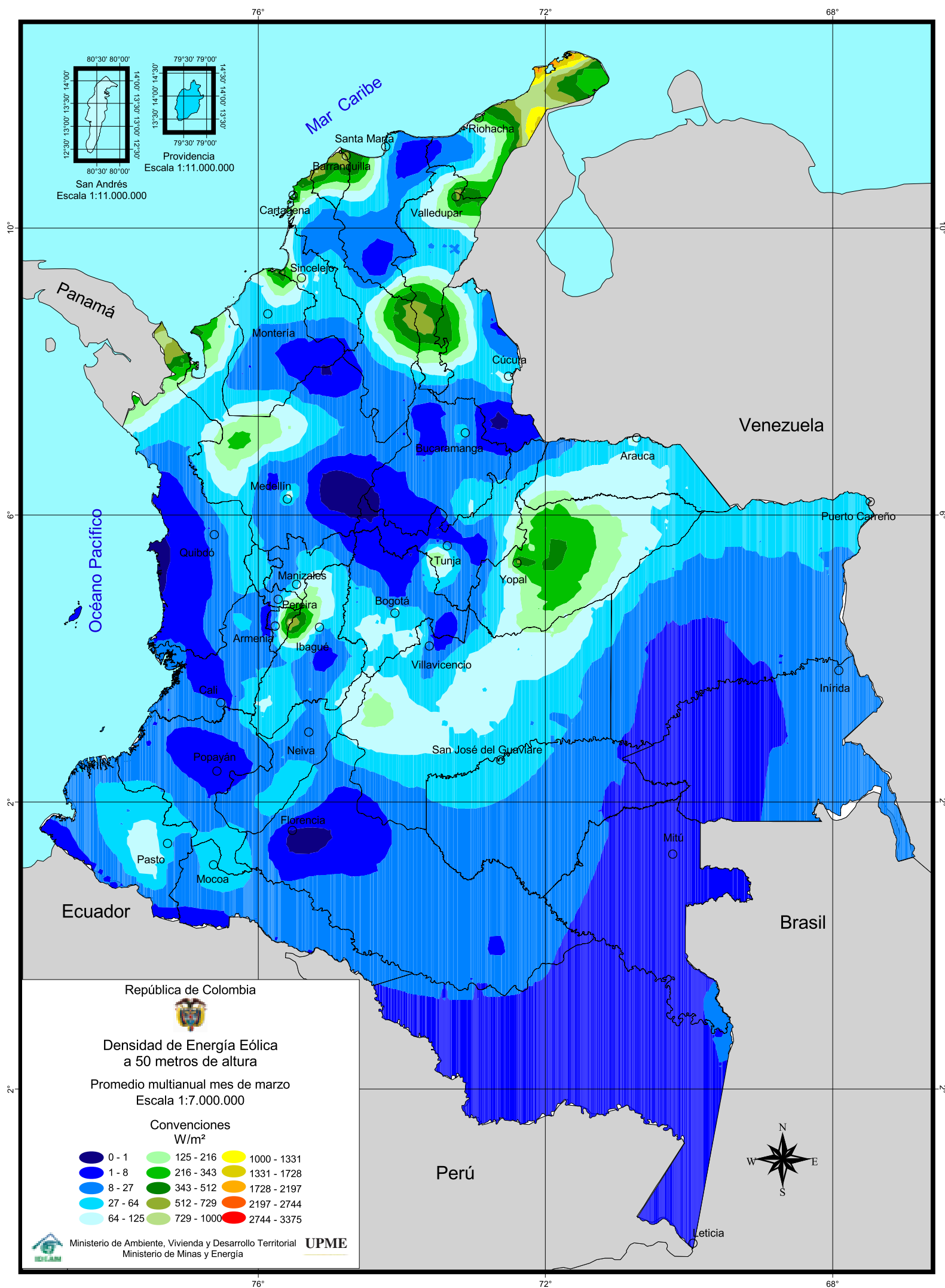


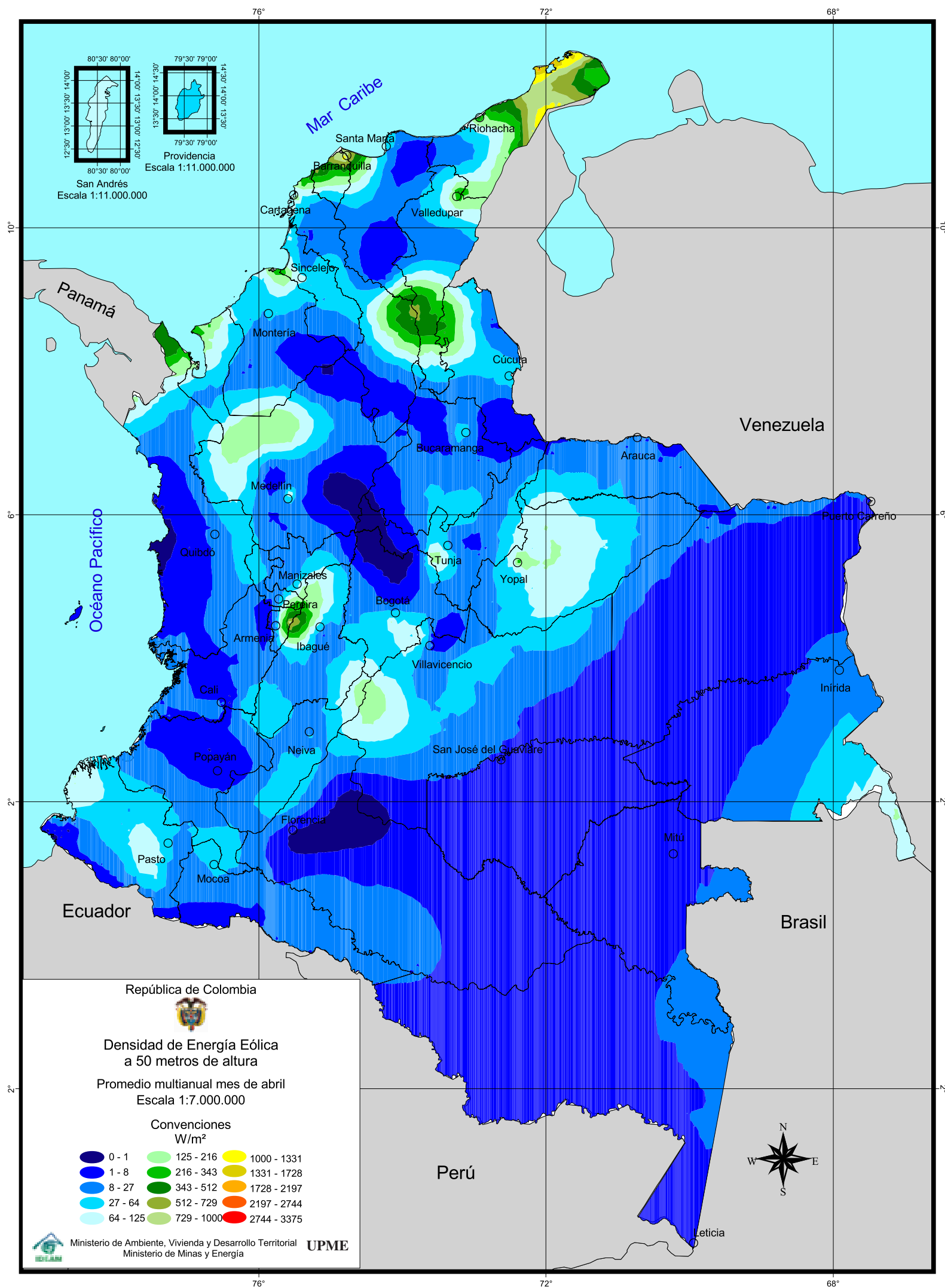


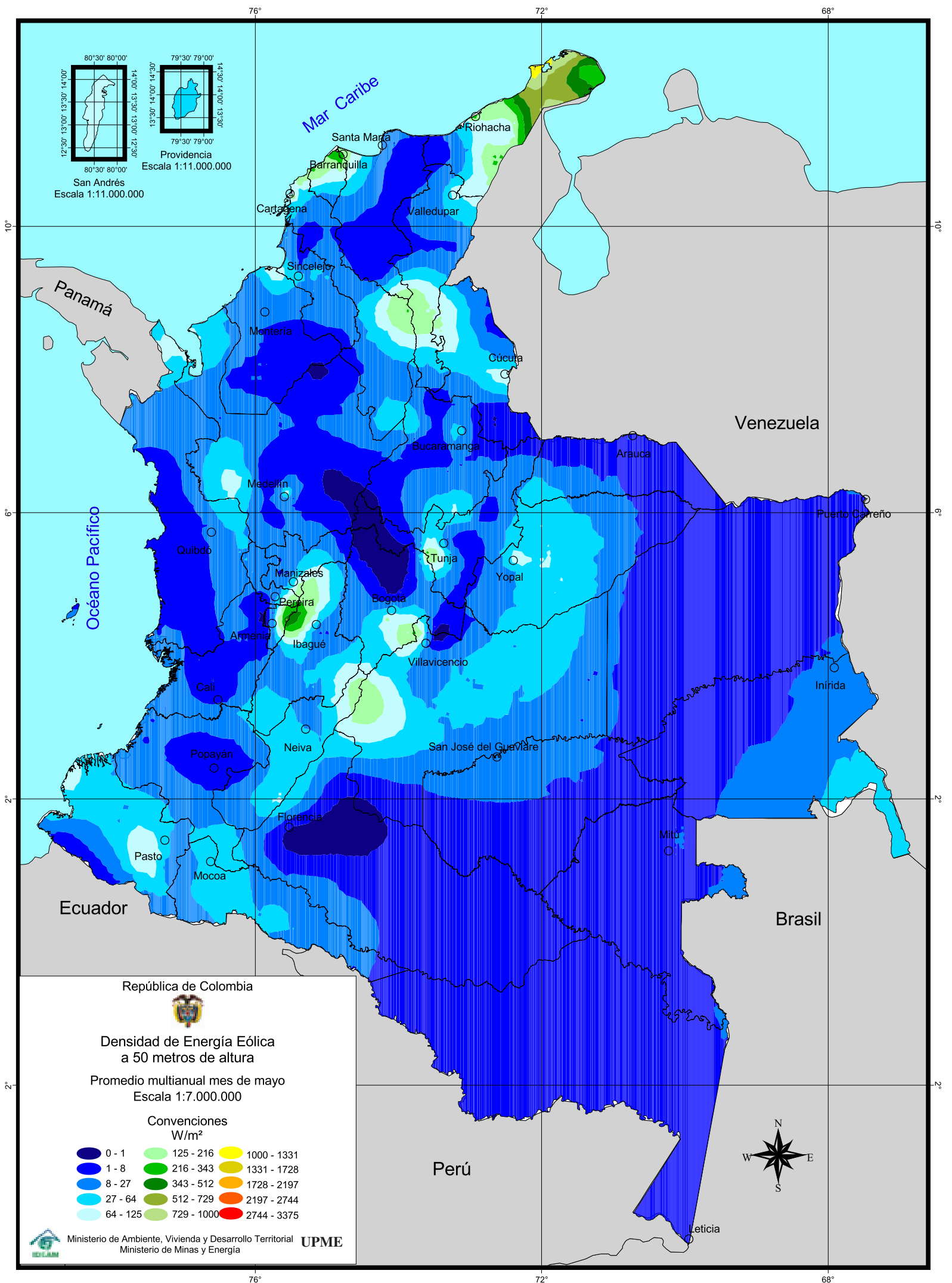


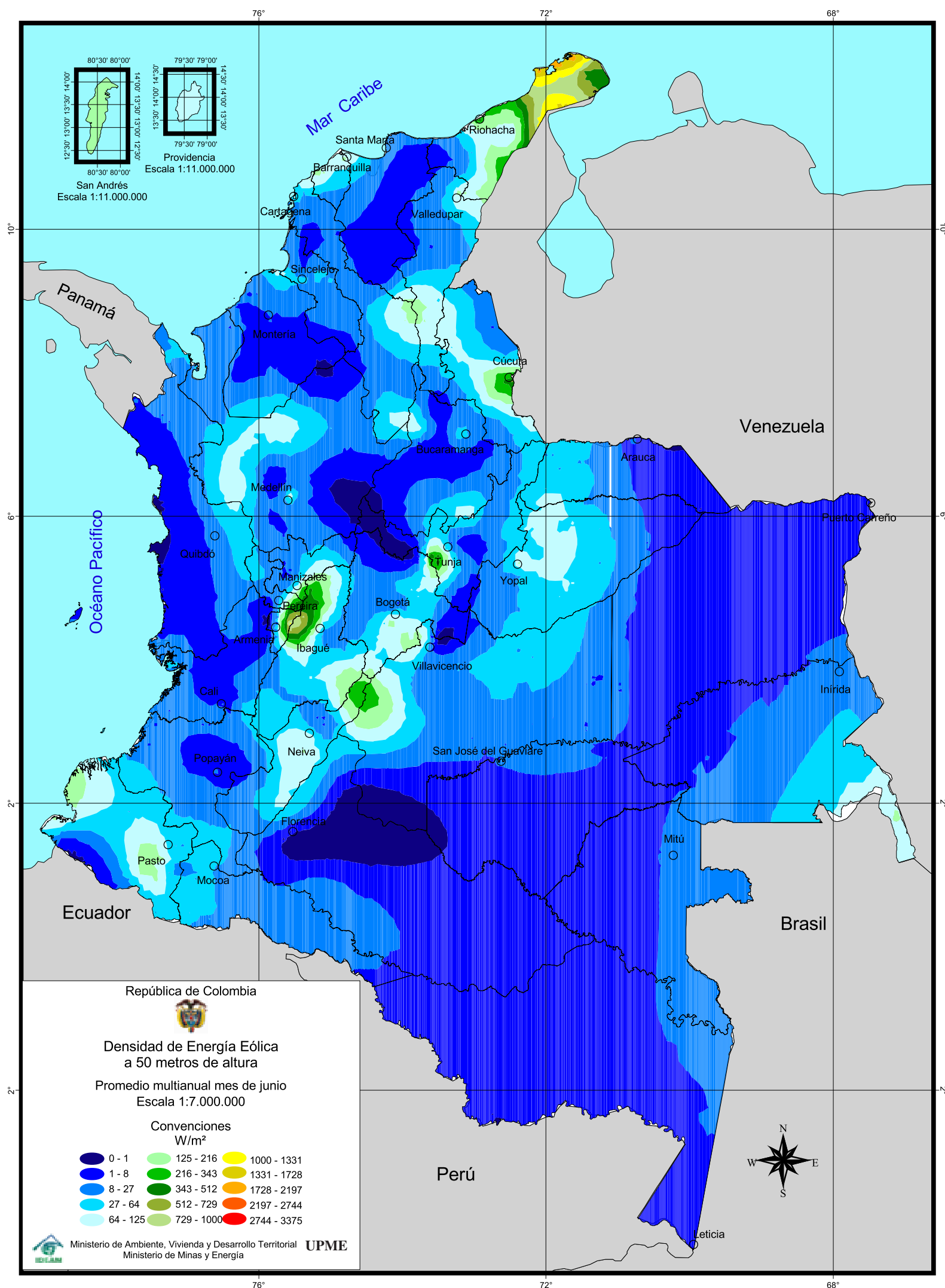


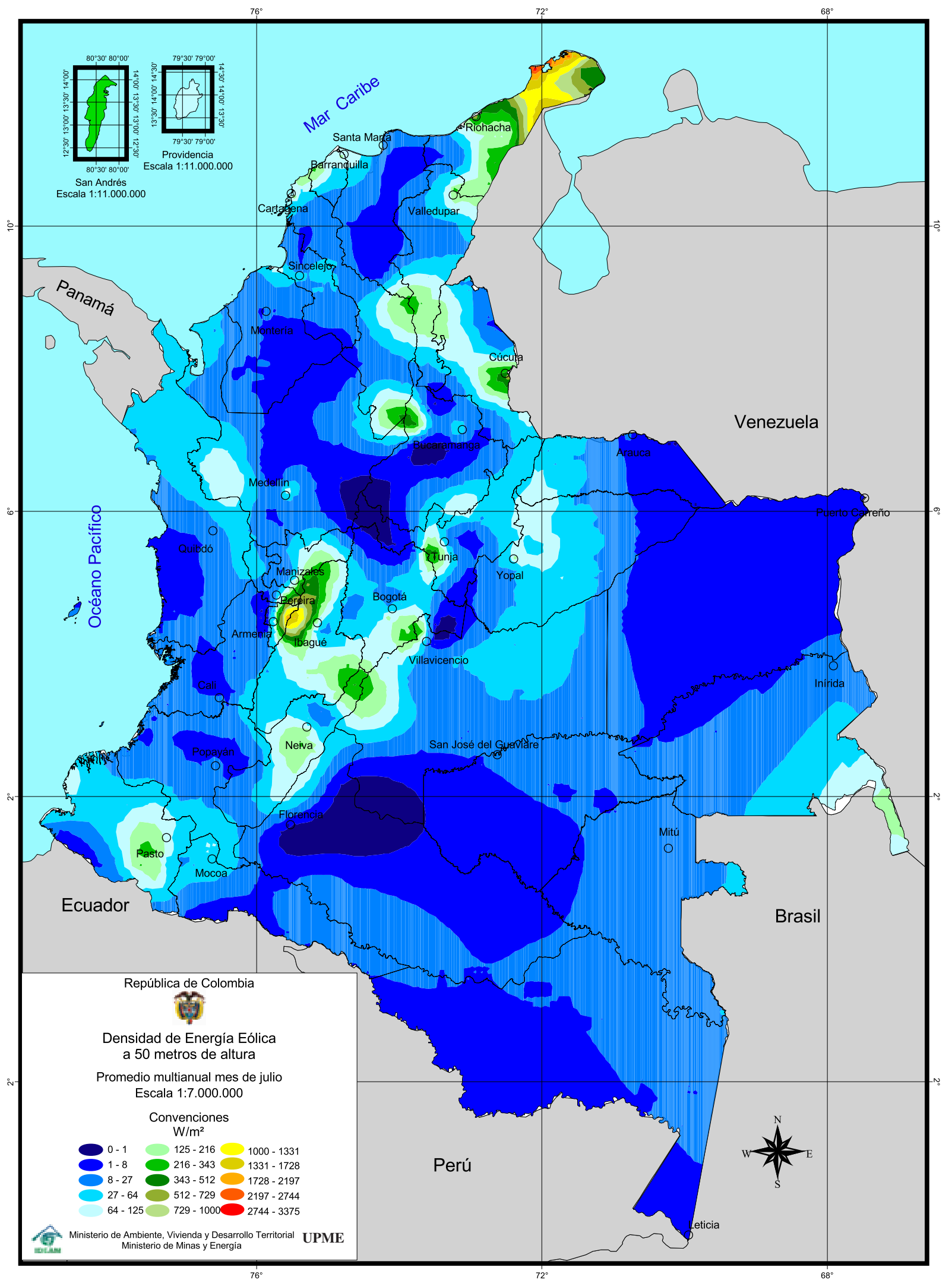


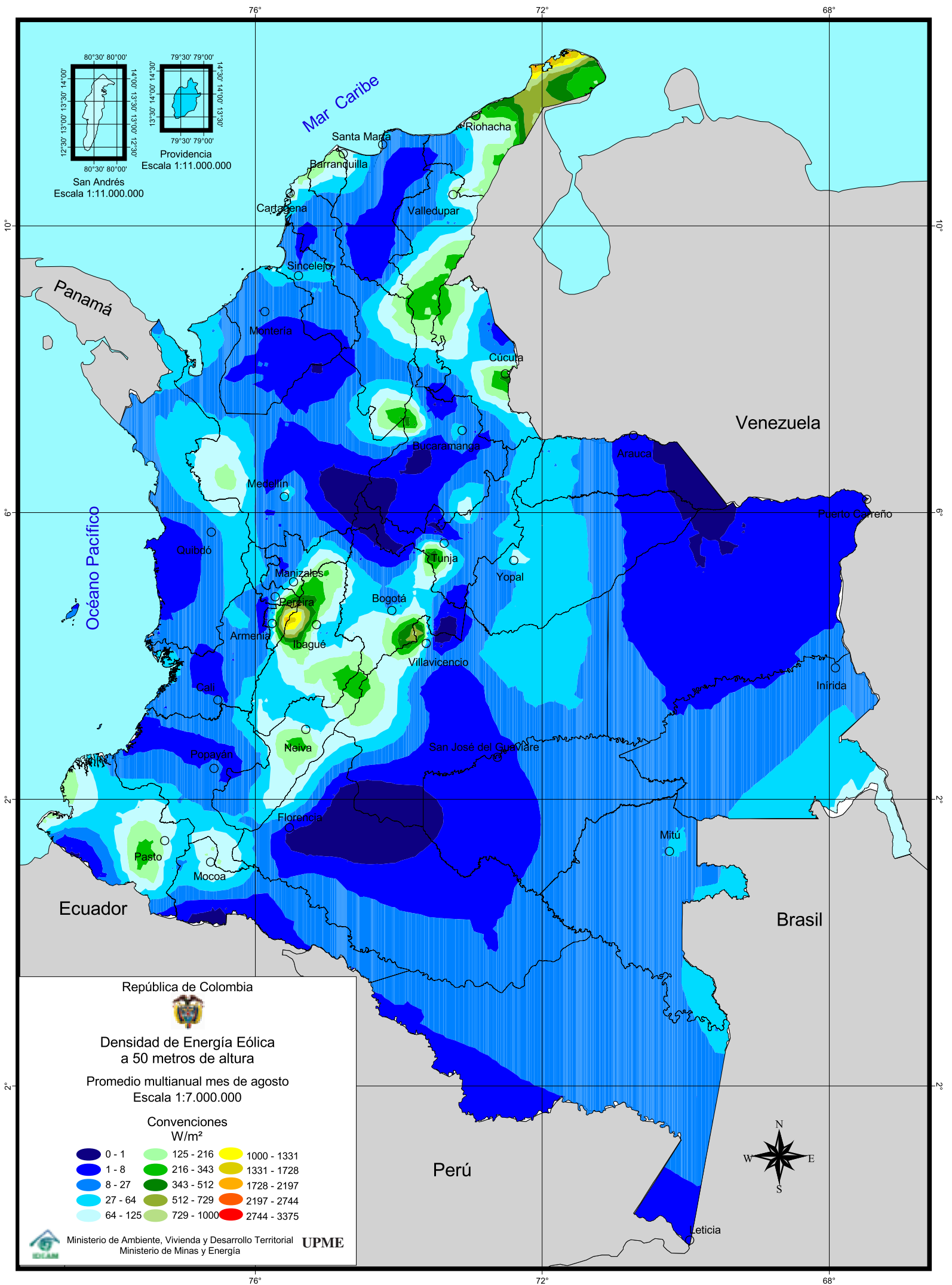


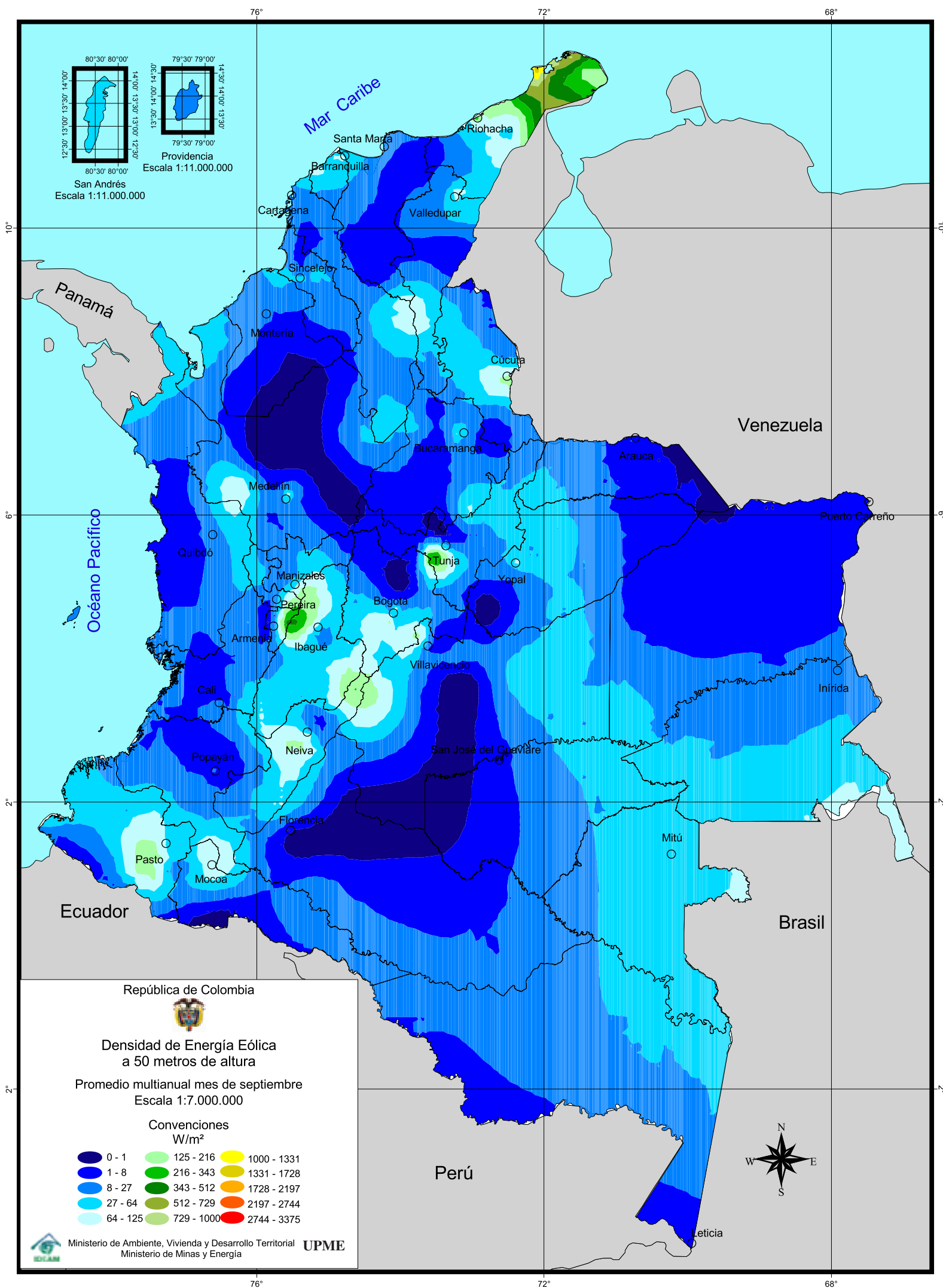


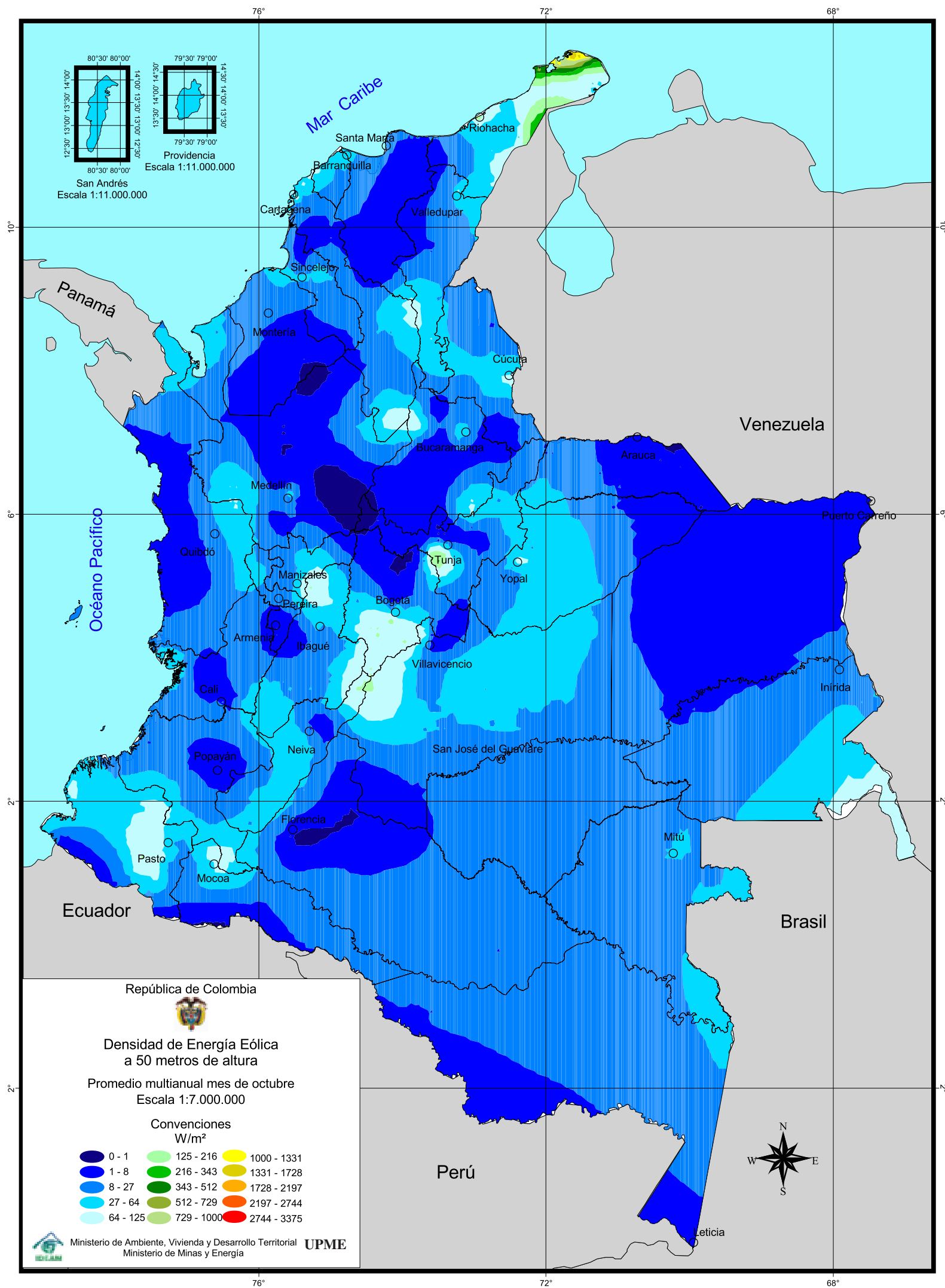


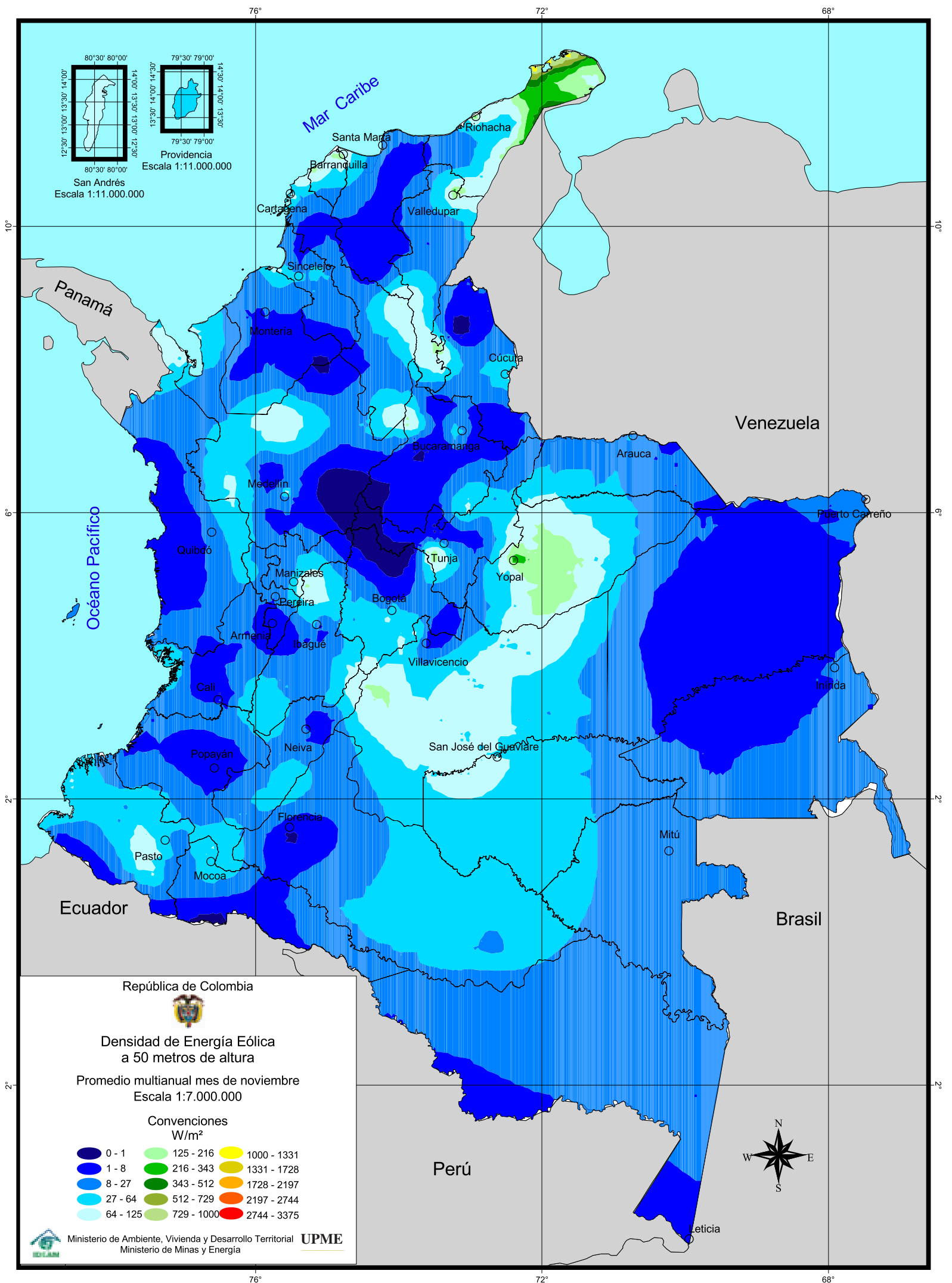


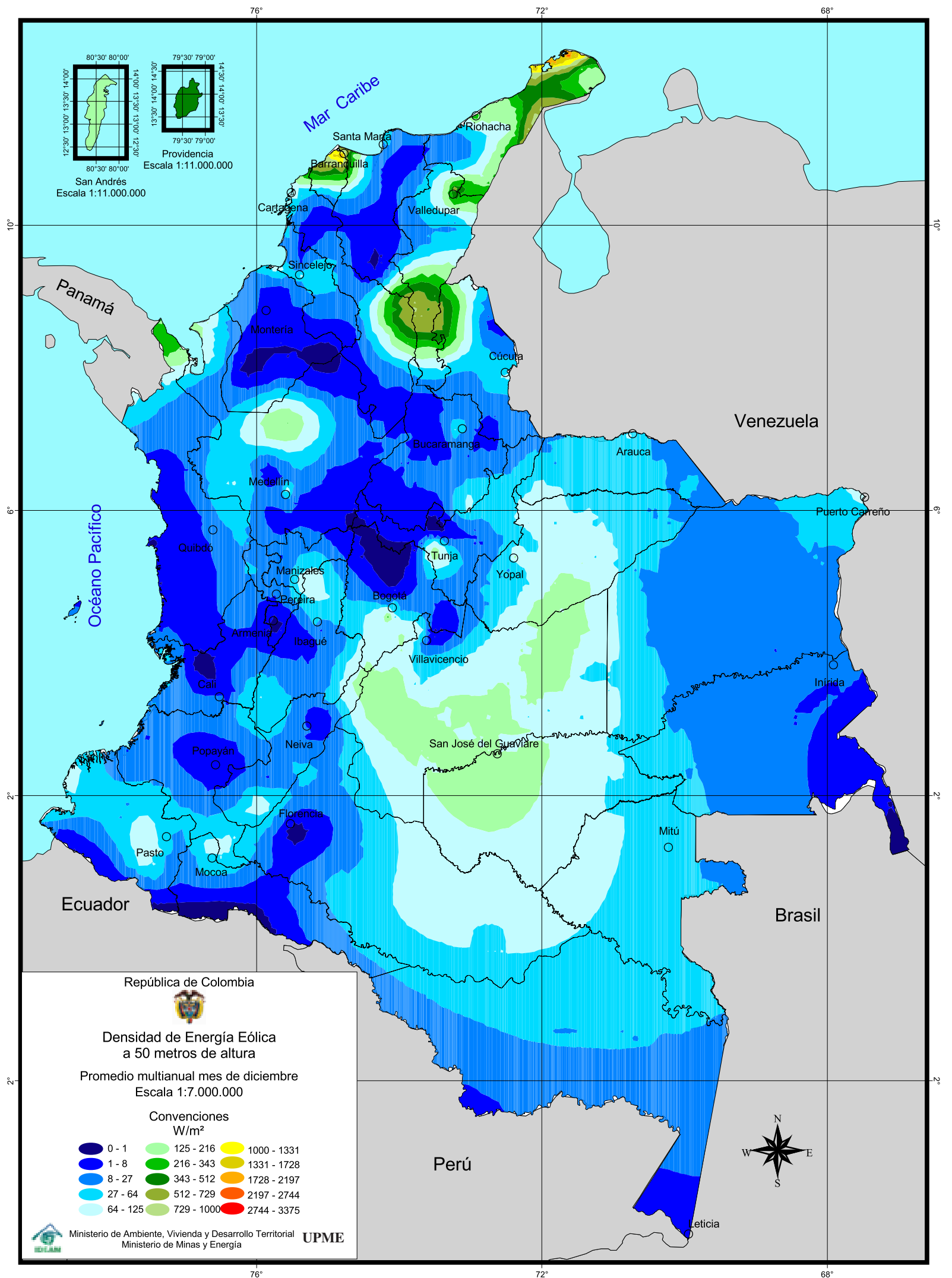


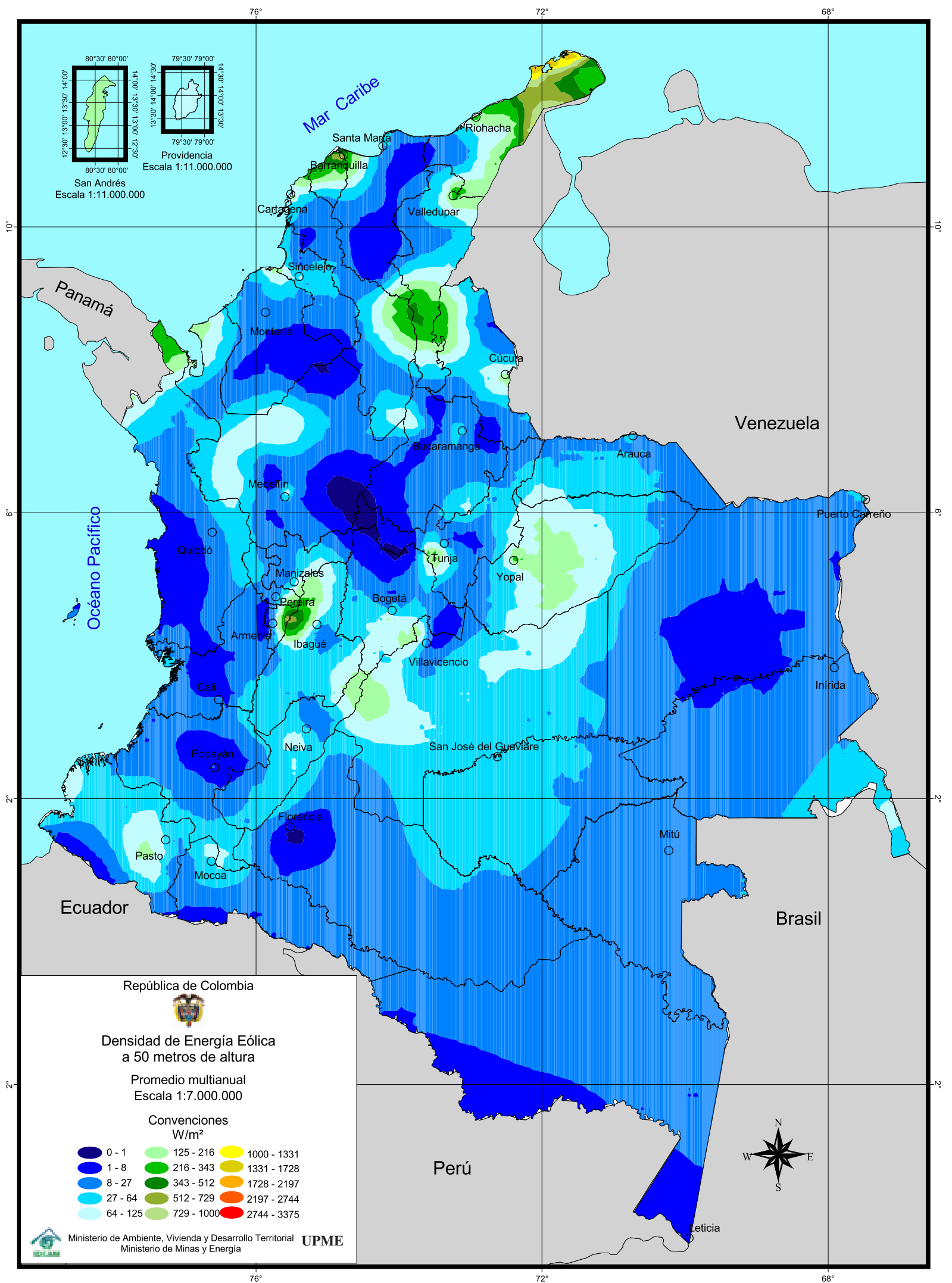














Anexos

ANEXOS

Anexo 1

Definición y clasificación de vientos en la atmósfera

El viento constituye uno de los elementos fundamentales en el campo del conocimiento atmosférico, permite identificar el estado dinámico del aire y se reconoce como el aire en movimiento. Dada su importancia, como medio básico en la producción de energía eólica, resulta de especial interés conocer su origen, propiedades y relaciones físicas, a fin de poder disponer de los elementos de análisis inherentes a su caracterización climatológica regional, local y nacional. Así como también de los principios esenciales en la evaluación del potencial energético del recurso eólico.

1.1 LOS ORÍGENES DEL VIENTO

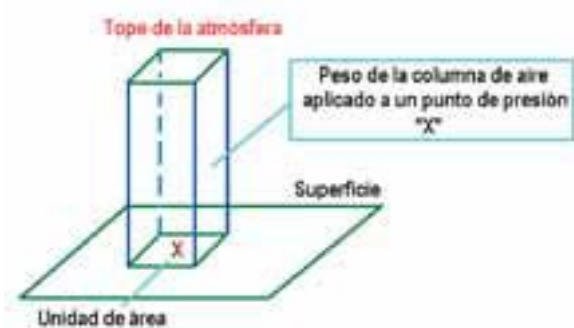
El peso del aire encima de un objeto ejerce una fuerza por unidad de área sobre ese objeto y esta fuerza es conocida como la presión. Las variaciones en la presión llevan al desarrollo de los vientos, los cuales a su vez influyen en el estado del tiempo diario. El propósito de este módulo es introducir la presión, cómo cambia con la altura y la importancia de sistemas de alta y baja presión. Además, este módulo introduce las fuerzas del gradiente de la presión y de Coriolis y su papel en la generación del viento. También se introducirán los sistemas locales del viento tales como brisas de mar-tierra, vallemontaña y efecto Föhn.

1.2 PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La presión atmosférica se define como la fuerza por unidad de área ejercida contra una superficie por el peso del aire encima de esa superficie. En la Fig. 1-1, la presión en el punto X aumenta cuando el peso del aire encima aumenta. Lo mismo puede ser dicho acerca de la disminución de la presión,

donde la presión en el punto X disminuye si el peso del aire encima también disminuye.

Figura 1-1. Presión atmosférica



Fuente: Universidad de Illinois

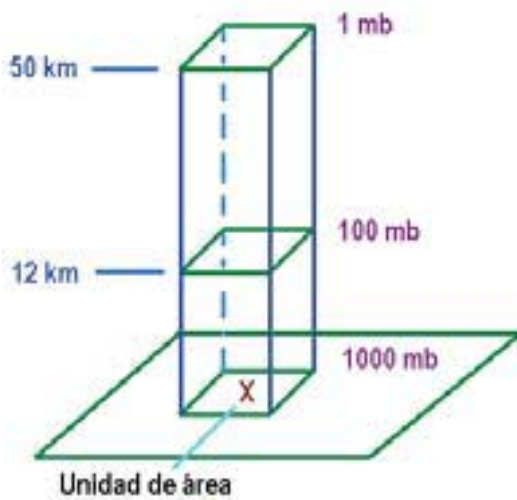
En términos de las moléculas de aire, si el número de ellas por encima de una superficie aumenta, habrá más moléculas que ejerzan una fuerza sobre esa superficie y, consecuentemente, la presión aumentará. Por el contrario, cuando el número de moléculas por encima de la superficie se reduzca entonces se tendrá como resultado una disminución en la presión. La presión atmosférica se mide con un instrumento llamado *barómetro*, razón por la cual la presión atmosférica también se conoce presión barométrica.

Los meteorólogos utilizan frecuentemente como unidad de medida de la presión los milibares y la presión media a nivel del mar es de 1.013,25 milibares. Sin embargo, en los informes meteorológicos para la aviación, la presión se suele dar en pulgadas de mercurio (Hg). En el caso del nivel del mar, un área unitaria en medidas inglesas de una pulgada cuadrada soporta, en promedio, 14,7 libras.

1.2.1 LA PRESIÓN CON LA ALTURA

En general, el número de moléculas de aire encima de una superficie cambia con la altura de la superficie. Por ejemplo, en la Fig. 1-2 hay menos moléculas de aire por encima de la superficie a 50 kilómetros que las encontradas por encima de la superficie a 12 km. Puesto que el número de moléculas de aire por encima de una superficie disminuye con la altura, del mismo modo la presión disminuye con la altura.

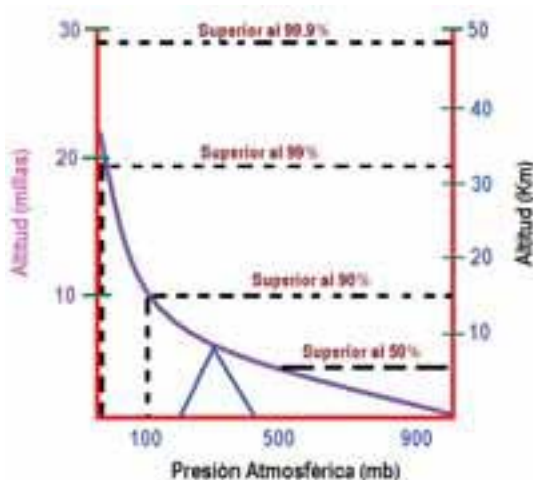
Figura 1-2. Presión atmosférica con respecto a la altura



Fuente: Universidad de Illinois

La mayor parte de las moléculas de la atmósfera se mantiene cerca de la superficie de la tierra debido a la gravedad. A causa de esto, la presión atmosférica disminuye rápidamente al principio, y luego lentamente en niveles más altos.

Figura 1-3. Perfil vertical de la presión atmosférica



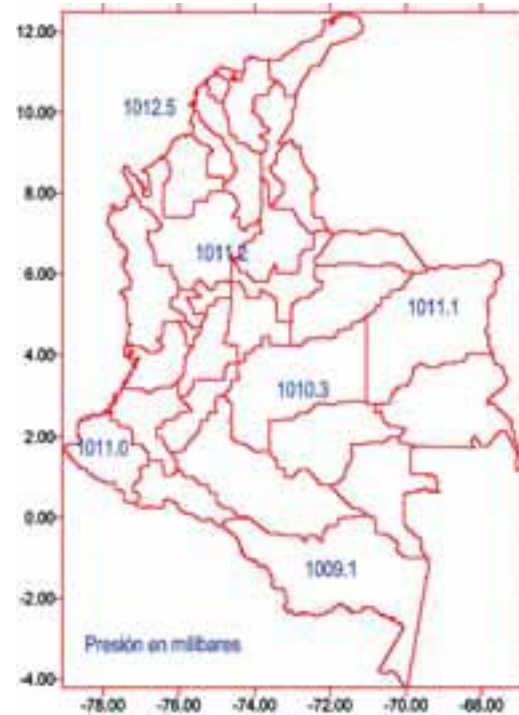
Fuente: Universidad de Illinois

Puesto que más de la mitad de las moléculas de la atmósfera se localiza debajo de una altitud de 5,5 km (alrededor de 500 mb), la presión atmosférica disminuye aproximadamente 50% dentro de los 5,5 km más bajos. Encima de 5,5 km la presión continúa disminuyendo pero a una tasa cada vez más lenta (tomando valores cercanos a 1 mb en 50 km de altitud), tal como se aprecia en las Figs. 1-2 y 1-3.

1.2.2 ISOBARAS

Las isobaras son las líneas de presión constante. En los mapas de tiempo se representan como trazos de línea dibujados de tal forma que unan los puntos de igual presión. Estas líneas se generan a partir de los datos de presión atmosférica registrados a nivel del mar dados en milibares. (Ver Fig. 1-4).

Figura 1-4. Datos de presión reducidos a nivel del mar comunicados por medio de boletines meteorológicos



Fuente: IDEAM

En la Fig. 1-5 se representa un par de isobaras. En cada punto a lo largo de la isobara superior la presión es 1.000 mb, mientras que en cada punto a lo largo de la isobara inferior la presión es 1.004 mb. Los puntos por encima de la isobara 1.000 mb tienen una presión más baja y

los puntos por debajo de esa isobara tienen una presión más alta.

Figura 1-5. Representación gráfica de dos isobaras



Fuente: Universidad de Illinois

Cualquier punto que se encuentre en medio de estas dos isobaras debe tener una presión entre 1.000 y 1.004 mb. El punto A, por ejemplo, tiene una presión de 1.002 mb y por eso se encuentra localizado entre las isobaras de 1.000 y 1.004 mb.

Los informes de la presión a nivel del mar están disponibles cada hora en las estaciones meteorológicas de aeropuerto y cada tres en las de tipo sinóptico, utilizadas para seguir el estado del tiempo, lo que significa que los mapas de isobaras pueden estar disponibles según esos mismos intervalos. Los contornos negros sólidos en la Fig. 1-5 representan isobaras y los números a lo largo de los contornos escogidos indican el valor de la presión de esa isobara particular.

1.2.3 PRESIÓN OBSERVADA A NIVEL DEL MAR

En los informes meteorológicos el valor localizado en el rincón superior derecho de la Fig. 1-6 representa los últimos tres dígitos de la lectura de presión observada en milibares (mb).

Los mapas de isobaras, como el representado en la Fig. 1-7, en la cual se han coloreado los espacios entre las isobaras, son útiles para localizar áreas de alta y baja presión, lo que corresponde a las posiciones de ciclones y anticiclones de superficie. Un mapa de isobaras es también útil para localizar gradientes fuertes

de presión, identificables por un apretamiento de las isobaras. Precisamente los vientos más fuertes están asociados a gradientes fuertes de presión.

Figura 1-6. Representación gráfica de presión a nivel del mar

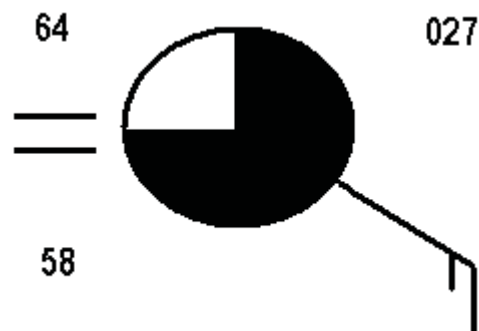
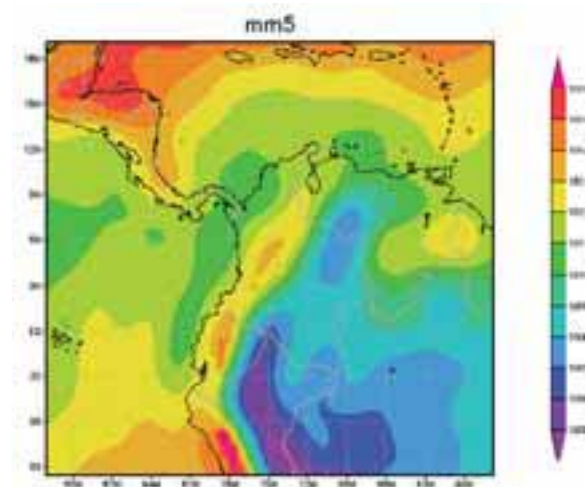


Figura 1-7. Mapa de localización de altas (H) y bajas (L) presiones



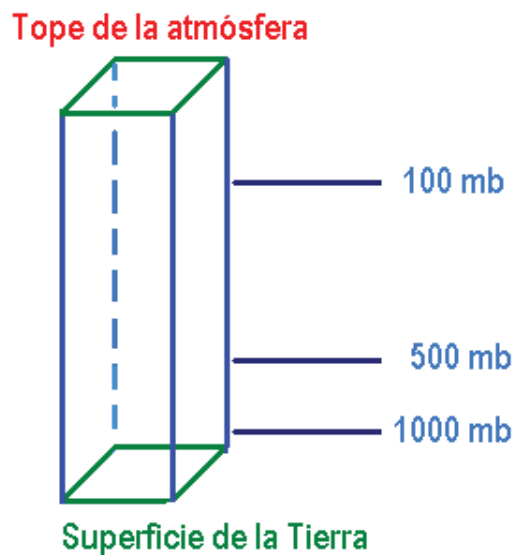
Fuente: IDEAM, mapa generado con el modelo MM5

1.2.4 SUPERFICIES DE PRESIÓN CONSTANTE

Una superficie de igual presión se conoce también como una superficie isobárica. Una superficie de presión constante (isobárica) es una superficie en la atmósfera donde la presión es igual en todas partes a lo largo de la superficie. Por ejemplo, la superficie de 100 milibares (mb) es la superficie en la atmósfera donde la presión en cada punto a lo largo de la superficie es de 100 mb. Puesto que la presión disminuye con la altura, la altitud de la superficie de 100 mb es mayor que la de la superficie de 500 mb, la que

igualmente está más alta que la de 1.000 mb, tal como se observa en la Fig. 1-8. Frecuentemente, los meteorólogos utilizan la presión como una coordenada vertical para simplificar los cálculos termodinámicos que se realizan de manera rutinaria.

Figura 1-8. Superficie de presión constante



Fuente: Universidad de Illinois

Las mediciones de la atmósfera superior (temperatura, presión, vientos, etc.) son tomadas por medio de instrumentos transportados por globos meteorológicos cuando suben desde la superficie de la tierra. Cuando nos referimos a la superficie de 500 mb queremos indicar una ubicación en la atmósfera donde se ha medido una presión de 500 mb.

Las variables atmosféricas típicamente ploteadas en mapas isobáricos incluyen: la altura de la superficie de presión, la temperatura, el contenido de la humedad y la velocidad y dirección del viento.

1.2.5 PRESIÓN Y TEMPERATURA

La presión y la temperatura son dos elementos meteorológicos que presentan una estrecha relación en sus comportamientos. La altura de una superficie de presión dada por encima del suelo varía con la temperatura. Como ejemplo, en la Fig. 1-9 se consideran dos columnas de aire idénticas (A y B). Puesto que son idénticas, la superficie de 500 mb se encuentra a la misma altura en cada columna.

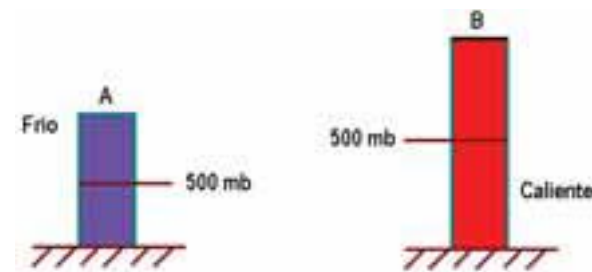
Figura 1-9. Altura de superficies de presión atmosférica con iguales temperaturas



Fuente: Universidad de Illinois

Al enfriar la columna A y calentar la columna B, según se observa en la Fig. 1-10, cambia la altura de la superficie de 500 mb en cada columna. Dado que el aire más frío se contrae, la altura de la superficie de 500 mb en la columna A disminuye, mientras que en la columna B el aire caliente se expande, levantando la altura de la superficie de 500 mb.

Figura 1-10. Diferencias en altura de superficies de presión atmosférica con distintas temperaturas



Fuente: Universidad de Illinois

Por lo tanto, donde las temperaturas son más frías, una superficie de presión dada tendrá una altura más baja que si la misma superficie de presión se localizara en aire más caliente.

1.2.6 CENTROS DE ALTA PRESIÓN

Un centro de alta presión también es conocido en meteorología como Anticiclón y corresponde al área donde la presión medida es relativamente más alta que en sus alrededores. Eso significa que al alejarse en cualquier dirección de la "Alta" entonces se tendrá como resultado una disminución en la presión. Un centro de alta presión también representa el centro de un anticiclón, condición que se indica en un mapa de tiempo por una H azul. (Figura 1-11).

Figura 1-11. Diagrama de un centro de alta presión atmosférica



Fuente: Universidad de Illinois

Los vientos fluyen alrededor de un centro de alta presión en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte, mientras que en el hemisferio sur los vientos fluyen en el sentido contrario, tal como se aprecia en la Figura 1-12.

Figura 1-12. Circulación del viento en torno a bajas presiones (L) a la derecha de la gráfica y alrededor de altas presiones (H) en la parte superior izquierda.



Fuente: Universidad de Illinois

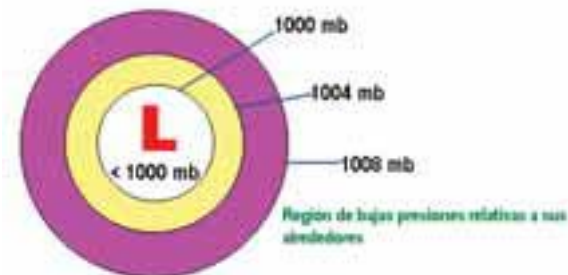
El aire que desciende en la vecindad de un centro de alta presión suprime los movimientos hacia arriba que se requieren para sostener el desarrollo de las nubes y la precipitación. De ahí que comúnmente se asocie el tiempo bueno (seco y de cielos despejados) con un área de alta presión.

1.2.7 CENTROS DE BAJA PRESIÓN

Un centro de baja presión, también conocido como ciclón, corresponde a un sitio donde la

presión que se ha medido resulta ser relativamente la más baja en sus alrededores. Eso significa que al alejarse en cualquier dirección horizontal de la “Baja” se tendrá como resultado un aumento en la presión. Los centros de baja presión también representan los centros de los ciclones.

Figura 1-13. Diagrama de un centro de baja presión atmosférica



Fuente: Universidad de Illinois

Un centro de baja presión se indica en un mapa de tiempo con una “L” roja y vientos que fluyen en el sentido contrario a las manecillas del reloj alrededor de la baja en el hemisferio norte, tal como se observa en las Figs. 1-12 y 1-13. Lo contrario es cierto en el hemisferio sur, donde fluyen en el sentido de las manecillas del reloj alrededor de un área de baja presión.

El movimiento ascendente en la vecindad de un centro de baja presión favorece el desarrollo de nubes y precipitación, razón por la que comúnmente se asocia el tiempo nublado y usualmente con precipitación con un área de baja presión.

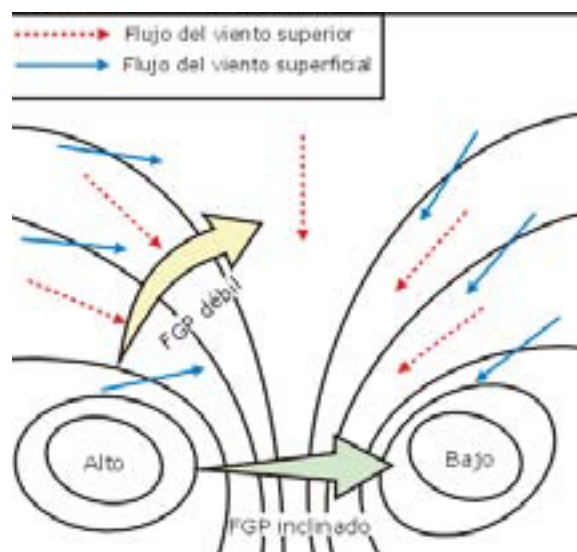
1.3 FUERZAS QUE MODULAN EL VIENTO

El movimiento, en general, ocurre como resultante de la acción de una o varias fuerzas sobre un cuerpo. En el caso de la atmósfera, el viento se origina bajo la acción de distintas fuerzas que intervienen sobre la masa de aire. Fundamentalmente se reconocen las fuerzas del gradiente de presión, Coriolis, Fricción y centrífuga.

1.3.1 FUERZA DEL GRADIENTE DE PRESIÓN

El cambio en la presión medida a través de una distancia dada se llama “gradiente de presión”.

Figura 1-14. Gradiente de presión atmosférica en el hemisferio norte. Fuerza del Gradiente de Presión (FGP)



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

El gradiente de presión tiene como resultado una fuerza neta que se dirige desde las altas hacia las bajas presiones, conocida como la Fuerza del Gradiente de Presión, FGP, como se observa en la Fig. 1-14. La fuerza del gradiente de presión es responsable de provocar el movimiento inicial de aire. En ausencia de otras fuerzas el aire se mueve desde las altas hacia las bajas presiones debido a la Fuerza del Gradiente de Presión.

1.3.2 FUERZA DE CORIOLIS

Una vez que el aire se ha puesto en marcha por la fuerza del gradiente de presión, experimenta un desvío aparente de su trayectoria, según es apreciado por un observador en la tierra. Este desvío aparente se conoce como la Fuerza de Coriolis y resulta de la rotación de la Tierra.

Cuando el aire se mueve de altas a bajas presiones en el hemisferio norte, se desvía a la derecha por la fuerza de Coriolis. En el hemisferio sur, el aire que mueve de altas a bajas se desvía a la izquierda por acción de la fuerza de Coriolis, tal como se indica en la Fig. 1-15.

La magnitud de la desviación que sufre el aire está relacionada directamente con la velocidad a la cual se está moviendo y con la latitud a la cual se localiza. Por lo tanto, los vientos que soplan lentamente sólo se desviarán muy poco,

Figura 1-15. Diagrama de la Fuerza de Coriolis



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

mientras que los vientos más fuertes se desviarán más. Igualmente, los vientos cercanos a los polos se desviarán más que aquellos de las mismas velocidades más cercanos al ecuador. Sobre el ecuador propiamente, la fuerza de Coriolis se anula.

1.3.2.1 VIENTO GEOSTRÓFICO

Es un viento que resulta del balance entre las fuerzas de Coriolis y del Gradiente de Presión. Una parcela de aire inicialmente quieta se moverá de la presión alta hacia la baja a causa de la fuerza del gradiente de presión. Sin embargo, cuando esa parcela de aire comienza a moverse, se desvía por la fuerza de Coriolis a la derecha en el hemisferio norte (a la izquierda en el hemisferio sur). Ver Figura 1-16.

Cuando el viento gana velocidad, la desviación del aire aumenta hasta que la fuerza de Coriolis iguale la fuerza del gradiente de presión. En ese momento el viento estará soplando en forma paralela a las isobaras. Cuando eso sucede, el viento se denomina geostrófico. La Figura 1-17 ilustra este proceso, en la cual se muestran en equilibrio las dos fuerzas que producen el viento geostrófico. Los vientos en la naturaleza raramente son geostróficos, pero con una buena aproximación, en la troposfera superior se acercan bastante a esa condición. Se consideran

Figura 1-16. Balance entre la Fuerza de Coriolis y el Gradiente de Presión



Fuente: Universidad de Illinois

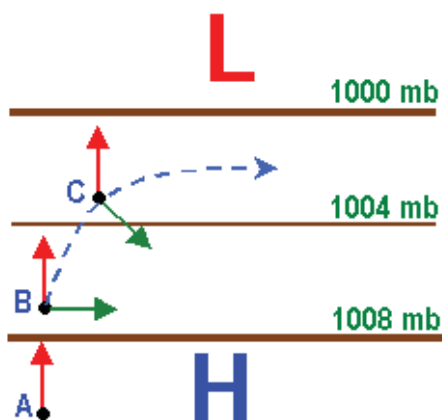
geostróficos sólo cuando las isobaras son rectas y no hay ninguna otra fuerza actuando. Estas condiciones no se encuentran con frecuencia en la naturaleza.

Figura 1-17. Balance de fuerzas producido por el viento geostrófico (Hemisferio Norte)



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Figura 1-18. Influencia del Gradiente de Presión (flecha roja) y la Fuerza de Coriolis (flecha verde) en el movimiento de las parcelas de aire



Fuente: Universidad de Illinois

En la Fig. 1-18 se representa la influencia de las fuerzas del gradiente de presión (flechas rojas) y de Coriolis (flechas verdes) a través del movimiento de una parcela de aire.

1.3.2.2 VIENTO GRADIENTE. FUERZA CENTRÍFUGA

En la atmósfera se aprecian algunos vientos no-geostróficos que soplan paralelos a las isobaras. Los vientos geostróficos se dan en lugares donde no hay fuerzas de fricción y las isobaras son rectas. Sin embargo, tales condiciones son más bien escasas de observar. Las isobaras casi siempre toman formas curvas y muy raramente están espaciadas de manera uniforme. Estas condiciones impiden que los vientos sean geostróficos. Sin embargo, en estos casos pueden presentarse en forma paralela a las isobaras curvas y estarían en equilibrio sólo por las fuerzas del gradiente de presión y de Coriolis, con distinta velocidad de la del viento geostrófico.

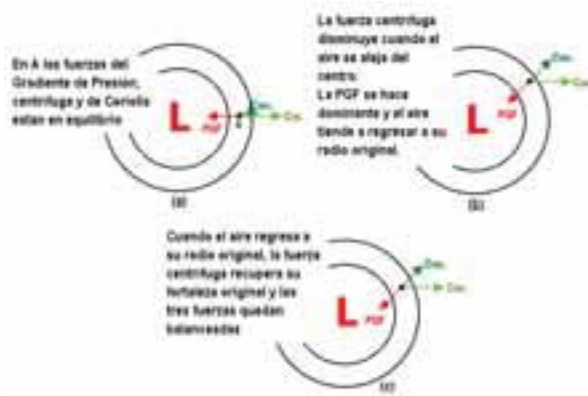
En esta última situación, cuando las isobaras son curvas, aparece una tercera fuerza: la fuerza centrífuga. Esta fuerza se manifiesta con una acción de empuje desde el centro de un círculo. La fuerza centrífuga altera el equilibrio de las dos fuerzas originales, del gradiente de presión y de Coriolis, y crea el llamado viento gradiente, no-geostrófico.

En el caso del movimiento de una parcela de aire en torno a centro de baja presión, la fuerza centrífuga actúa en la misma dirección que la fuerza de Coriolis. Fig. 1-19a. Cuando la parcela se mueve al norte, se desplaza levemente más lejos del centro y así disminuye la fuerza centrífuga (Fig. 1-19b). En consecuencia, la fuerza del gradiente de presión llega a ser levemente más dominante y, por lo tanto, la parcela retrocede al radio original. Esto permite que el viento gradiente sople en forma paralela a las isobaras. Fig. 1-19c.

Puesto que la fuerza del gradiente de presión no cambia, y todas las fuerzas deben equilibrarse, la fuerza de Coriolis llega a ser más débil. Esto ocasiona disminuciones en la velocidad general del viento, condición que establece la diferencia entre el viento gradiente y el viento geostrófico. En el caso de un sistema baja la presión o depresión, el viento gradiente sopla en forma

paralela a las isobaras a menos velocidad que el geostrófico (subgeostrófico).

Figura 1-19. Viento Gradiente. Balance de fuerzas: gradiente de presión (PGF), Coriolis (Cor) y Centrifuga (Cen) alrededor de un centro de Baja Presión (L)



Fuente: Universidad de Illinois

Este mismo análisis se aplica también a sistemas de alta presión. Pero en este caso, cuando se inicia el movimiento de la parcela de aire desde el punto A, el viento geostrófico soplará directamente hacia el sur. Esta vez la fuerza centrífuga empujará en la misma dirección que la fuerza del gradiente de presión, hacia las bajas presiones, es decir, hacia fuera del círculo. De esa forma, cuando la parcela se encuentre levemente más lejos del centro, la fuerza centrífuga se reducirá, pero esta vez haciendo que la Fuerza de Coriolis sea más dominante y como consecuencia la parcela de aire retrocederá a su radio original otra vez con el resultado de un viento paralelo a las isobaras.

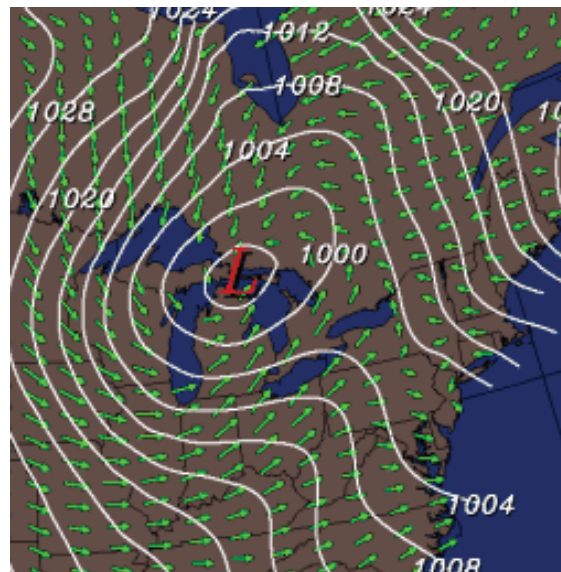
En ese movimiento, cuando la fuerza del gradiente de presión todavía no cambia, la fuerza de Coriolis se debe ajustar para equilibrar las otras fuerzas. Sin embargo, en este caso llega a ser más fuerte, lo cual se traduce en aumentos de la velocidad general del viento. Esto significa que en un sistema alta presión el viento gradiente sopla paralelo a las isobaras más rápido que el geostrófico (supergeostrófico).

1.3.3 FUERZA DE FRICCIÓN

Cerca de superficie los vientos están afectados por la fricción que sucede entre la superficie terrestre y el aire que está en contacto con ella.

La superficie de la Tierra ejerce, en cierto grado, un impedimento para el desplazamiento del aire que sopla justo encima de ella, es un obstáculo para su libre movimiento. Esta fricción actúa cambiándole la dirección y/o la intensidad al viento, Fig. 1-20, de tal forma que resulta menos afectado a mayores alturas sobre el suelo, donde se encuentra más distante de la fuente que origina la fricción. Realmente, la diferencia en las condiciones del terreno determinan directamente la cuantía de la fricción que se ejerce sobre el movimiento del aire. Así, el viento que pasa sobre una superficie oceánica en calma se desplaza suavemente sin mayor perturbación en su movimiento; por el contrario, las colinas y los bosques hacen que el viento vaya más despacio o con un cambio en su dirección.

Figura 1-20. Efecto de la superficie en la circulación del viento

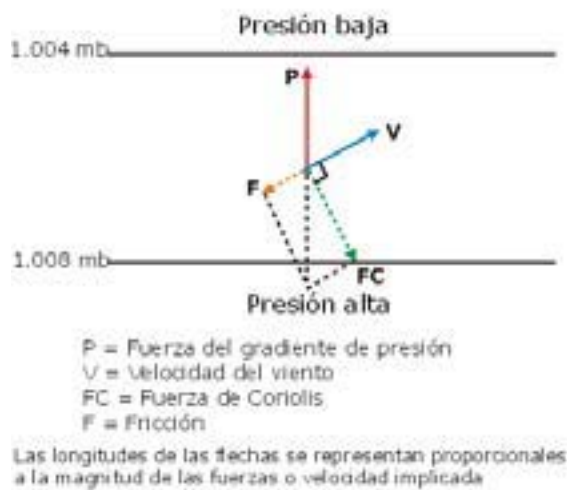


Fuente: Universidad de Illinois

Es de recordar que el viento geostrófico que resulta del equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza del gradiente de presión no es común que se presente cerca de la superficie. Cuando nos alejamos del suelo la influencia que ejerce sobre el aire se hace cada vez menor, afectándose, a la vez, cada vez menos el viento por las características de la superficie terrestre. A cierta altura, esa influencia desaparece y el viento se hace verdaderamente geostrófico. Esa altura es entonces considerada como la cima de la capa fricción, la cual variará en dependencia del tipo

de terreno, del viento y de la estructura del perfil vertical de la temperatura. En consecuencia, también dependerá de la hora del día y de la época del año. Sin embargo, en términos generales se extiende desde la superficie hasta alturas entre 1 y 2 km.

Figura 1-21. La fuerza de Coriolis actúa con la fuerza de fricción para equilibrar la fuerza horizontal del gradiente de presión.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

En la capa de la fricción, la acción turbulenta que resulta de la interacción de la Tierra con el aire da como resultado que el viento se afloje en los niveles bajos; esto ocasiona que el viento no sea geostrófico como se observa en la Fig. 1-21. En ese esquema, se puede apreciar que el viento se hace más lento y, en consecuencia, la fuerza de Coriolis debe reducirse, haciéndose dominante la fuerza del gradiente de presión. Como resultado, el viento total se desvía levemente hacia la presión más baja. El grado de desviación que el viento sufre con respecto al viento geostrófico, denominado en meteorología como viento ageostrófico, depende entonces de la aspereza del terreno.

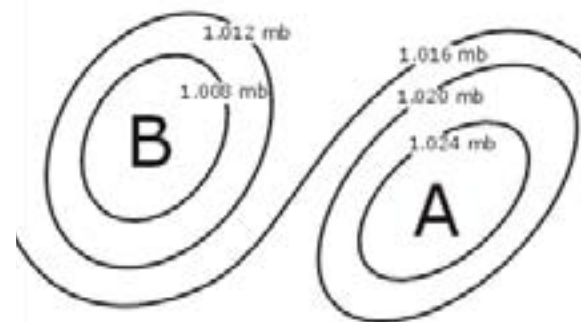
1.3.3.1 VIENTOS EN LA CAPA LÍMITE

Como se dijo antes, el mayor impacto de la fricción ocurre en niveles bajos y sus efectos disminuyen con la altitud hasta un punto, generalmente entre 1 y 2 km, donde desaparece.

La parte de la atmósfera en la cual la fricción juega un papel en el movimiento atmosférico se denomina capa límite, dentro de la cual el viento no es geostrófico.

En sistemas de baja y de alta presión, es bien distinto el papel que desempeña la fricción sobre el viento. Los vientos, sin efectos de fricción, se mueven a la izquierda al norte del centro de baja en el hemisferio norte. Sin embargo, cuando la fricción de superficie actúa, el viento va más despacio, y por lo tanto la fuerza de Coriolis se debilita y la fuerza del gradiente de presión llega a ser dominante, teniendo como resultado que el aire da vueltas en espiral hacia el centro de un sistema de baja presión y con tendencia a alejarse del centro en el caso del sistema de alta presión, tal como se observa en la Fig. 1-22. Esto causa convergencia en el centro del sistema de baja presión en superficie. Esta convergencia de superficie lleva al ascenso del aire, pudiendo, de esa manera, formarse nubes e incluso producirse lluvias y tempestades.

Figura 1-22. Isobaras alrededor de Sistemas de Altas (A) y Bajas (B) presiones.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Al mismo tiempo, los flujos de viento alrededor del sistema de alta presión en el hemisferio sur se mueven a la derecha, pero cuando los efectos de fricción se introducen el viento se hace también más lento, la fuerza de Coriolis se reduce y la fuerza del gradiente de presión llega a ser dominante. En este caso, aunque el gradiente de presión se dirige al exterior, el resultado es que las espirales de viento de superficie se alejan del

centro. Esto causa divergencia (convergencia) en el centro del sistema de alta (baja) presión en superficie. Esta divergencia de superficie hace que el movimiento de altura sea descendente y como consecuencia que se disipen las nubes y los cielos sean predominantemente claros y despejados.

1.3.4 VIENTOS LOCALES

Entre las circulaciones y flujos atmosféricos de escala en la dimensión de hasta unas pocas decenas de kilómetros se destacan aquellas que se forman como consecuencia del distinto calentamiento y enfriamiento que tiene lugar en superficies con bien diferenciadas condiciones de capacidad calorífica. Entre ellas se destacan las que surgen en las inmediaciones de las áreas costeras y las marítimas cercanas, y también las que se registran en sectores con topografías que contrastan entre formaciones de valles y montañas.

1.3.4.1 BRISAS DE MAR

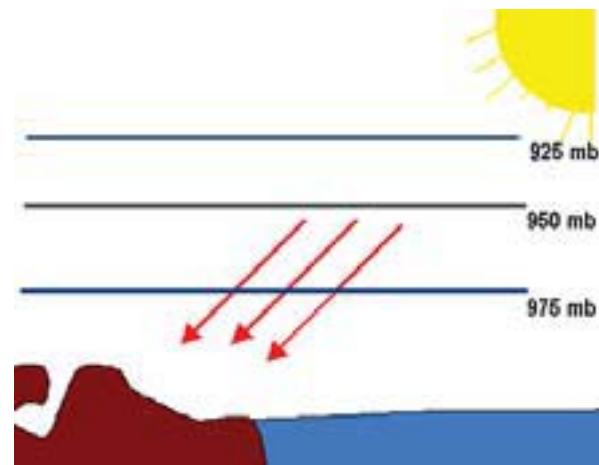
Resultan del calentamiento desigual de las superficies de tierra y agua. En un día soleado, puede observarse un cambio notable en la temperatura temprano cuando se inicia el calentamiento solar, una brisa fresca comienza a soplar desde el agua marítima hacia la playa. Este viento es conocido como la brisa de mar y ocurre en respuesta a diferencias en la temperatura entre una masa de agua y una de tierra vecina. (Ver Fig. 1-23). Las circulaciones asociadas a la brisa de mar ocurren más a menudo en días soleados durante la primavera y el verano, o en las temporadas cálidas, cuando la temperatura de la tierra es generalmente más alta que la del agua.

Figura 1-23. Brisa de mar causada por el calentamiento diferencial



Temprano en las mañanas, la tierra y el agua tienen aproximadamente una misma temperatura y las superficies de presión estarán a la misma altura sobre las superficies de tierra y agua. Fig. 1-24.

Figura 1-24. Circulación de brisa de mar en horas tempranas de la mañana



Fuente: Universidad de Illinois

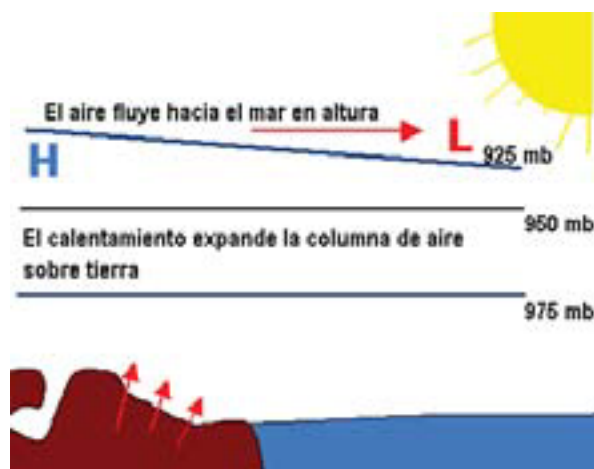
Unas pocas horas más tarde, la energía de sol empieza a calentar la tierra más rápidamente que el agua y la temperatura de la tierra aumenta mientras que la del agua se queda relativamente constante. Esto sucede debido a que las masas de agua, especialmente grandes como las de un lago o el océano, absorben más energía que la tierra. Debe recordarse que el aire no se calienta esencialmente en forma directa desde arriba por el sol; de hecho, la mayor parte de la energía solar pasa realmente a través de la atmósfera. La tierra absorbe esta energía y el calor se irradia de regreso a la atmósfera, calentando el aire que yace por encima. Algo de este calor es transportado a niveles más altos en la atmósfera por convección.

Por otro lado, como la temperatura del agua permanece relativamente constante a través del día, el aire sobre el agua no se calienta tanto como sobre tierra, teniendo como resultado que las temperaturas del aire sean más bajas sobre el agua.

Como el aire tibio es menos denso que el fresco, el aire sobre la tierra se dilata en respuesta a la

calefacción del suelo abajo. Esta expansión lleva a un aumento del “espesor”, entre superficies de presión constantes dentro del aire calentado. (Ver Fig. 1-25). Sobre el agua, donde el aire se calienta muy poco, tal expansión no ocurre o es escasa y la distancia entre superficies de presión tiende a permanecer igual.

Figura 1-25. Flujo en altura precursor de la brisa de mar en tierra



Fuente: Universidad de Illinois

En respuesta al calentamiento, un área de alta presión (H azul) se desarrolla en niveles más altos sobre tierra mientras una de baja presión (L roja) se desarrolla sobre agua. Las diferencias de presión generan una fuerza a partir del gradiente de presión a una misma altura, la cual hace que el viento fluya hacia el agua, de altas a bajas presiones.

Puesto que la presión en cualquier sitio está determinada por el peso de la columna de aire que se localiza por encima del mismo, entonces la eliminación de aire en niveles más altos originará una disminución de la presión en niveles más bajos. En el caso de una circulación de brisa de mar, un área de baja presión se desarrollará sobre tierra en superficie como respuesta a la eliminación de aire en niveles más altos debido al flujo de aire desde tierra hacia el mar cerca de la costa. Por el contrario, en superficie sobre el agua se desarrollará un área de alta presión en respuesta a la acumulación de aire en niveles más altos.

Figura 1-26. Brisa de mar: desarrollo de baja presión en superficie sobre tierra y de un flujo desde el mar hacia la tierra

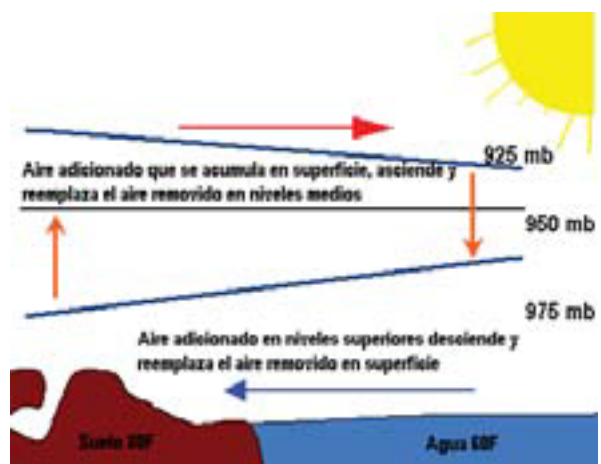


Fuente: Universidad de Illinois

Estas áreas de alta y baja presión establecen un gradiente de presión en superficie el cual da origen a un flujo de aire dirigido desde el mar hacia la tierra, conocido como brisa de mar, tal como se presenta en la Fig. 1-26.

Como respuesta a los movimientos horizontales del aire en superficie y altura, se inducen movimientos verticales que buscan distribuir de manera equilibrada la masa de aire. Sobre tierra, se genera un flujo que tiende a llevar aire hacia arriba. Como resultado de ello, en tierra los ascensos de aire desde niveles bajos reemplazan al que sale en altura.

Figura 1-27. Celda de circulación de aire en la brisa de mar



Fuente: Universidad de Illinois

Por otro lado, sobre el agua, el aire que se acumula en altura desciende a niveles más bajos para reemplazar al que sale de niveles más bajos. Estos movimientos verticales completan la celda que compone la circulación de brisa de mar, tal como se observa en el esquema representado en la Fig. 1-27.

Las circulaciones de la brisa de mar penetran típicamente hacia el interior a una distancia horizontal de menos de 40 kilómetros de la costa. Esto se debe al aumento de la fricción en superficie ocasionada por la topografía de la tierra. Con el alejamiento de la costa, tierra adentro, la circulación de la brisa de mar se debilita y finalmente cesa por acción de la fricción.

1.3.4.2 BRISAS DE TIERRA

De manera contraria a lo que sucede con las brisas de mar, con el enfriamiento del aire sobre tierra de niveles bajos al final de las tardes, se producen diferencias de temperatura entre las masas de agua de mar y de la tierra vecina produciéndose, al mismo tiempo, un viento fresco que sopla cerca a la costa desde la tierra hacia el mar. Este viento se conoce como brisa de tierra, la cual suele ser más fuerte sobre el litoral que en tierra más alejada hacia el interior. (Ver Fig. 1-28).

Figura 1-28. Brisa de tierra causada por el calentamiento diferencial

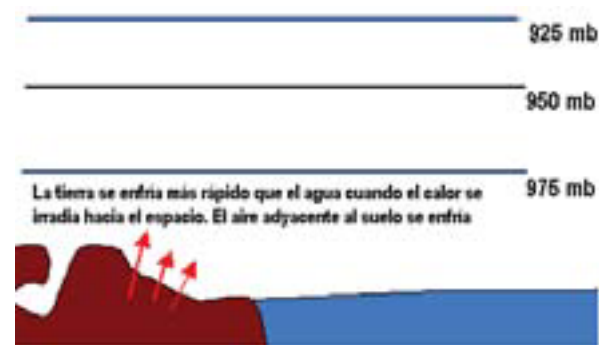


Las circulaciones de la brisa de tierra pueden ocurrir en cualquier época del año, pero son

muy comunes durante otoño, los inviernos y, en general en las épocas frías, cuando las temperaturas del agua permanecen todavía tibias y las noches en el litoral son más frescas.

Al final de las tardes claras, la superficie de la tierra se enfría irradiando calor hacia el espacio, y como resultado de ello se refrigera el aire cercano al suelo. Puesto que el aire sobre la tierra se enfría más rápidamente que el aire sobre agua, se establece una diferencia de temperatura, con aire más fresco sobre tierra y aire relativamente más tibio sobre agua.

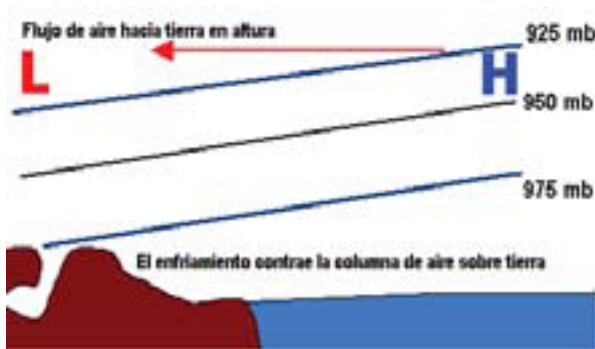
Figura 1-29. Brisa de tierra: alturas de las superficies de presión al finalizar la tarde.



Fuente: Universidad de Illinois

En superficie, puesto que el aire tibio es menos denso que el frío, el aire se contrae sobre tierra en respuesta a la refrigeración por radiación del suelo. Esta contracción lleva a una disminución del “espesor” entre las superficies de presión constante dentro del aire frío. Sobre el agua, donde el aire se enfría mucho más lentamente, tal contracción no ocurre y la distancia entre las superficies de presión tiende a permanecer sin cambios. Como resultado de esta variación desigual en las alturas de las superficies de presión, se desarrolla en niveles altos un área de baja presión (L roja) sobre la tierra, mientras que una de presión alta (azul H) se desarrolla sobre el agua. La fuerza del gradiente de presión resultante ocasiona que en niveles más altos el aire fluya tierra adentro, de presiones altas a bajas. (Ver Fig. 1-30).

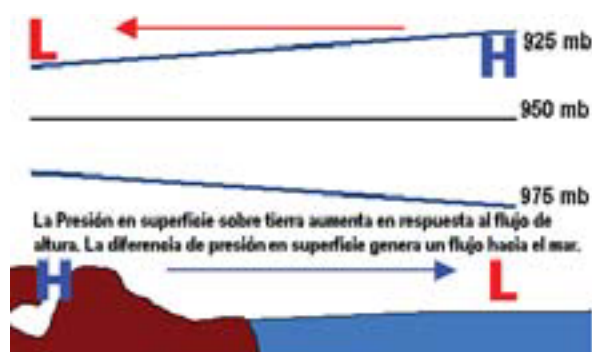
Figura 1-30. Brisa de Tierra: Flujo en altura



Fuente: Universidad de Illinois

Como se había observado en la brisa de mar, la presión en cualquier sitio está determinada por el peso del aire que se encuentra por encima del sitio. En este caso, la acumulación de aire en niveles altos sobre tierra hace que la presión aumente en niveles bajos, formándose un área de alta presión en superficie como respuesta a la acumulación de aire en niveles altos por el flujo de aire desde mar hacia tierra adentro. Por el contrario, se desarrolla un área de baja presión de superficie sobre el agua en respuesta a la salida de aire en niveles altos. Estas áreas de presión alta y baja establecen un gradiente en superficie el cual genera un flujo de aire cercano a la costa dirigido hacia el mar, conocido como brisa de tierra. (Ver Fig. 1-31).

Figura 1-31. Brisa de tierra: desarrollo de alta presión en superficie sobre tierra y de un flujo hacia el mar

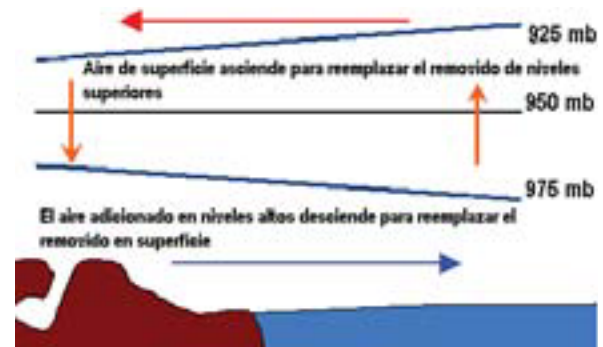


Fuente: Universidad de Illinois

Los movimientos verticales inducidos en respuesta al movimiento de aire horizontal completan la circulación de aire asociada a la brisa de tierra.

Cerca a la costa sobre el agua, el flujo asciende, mientras que sobre tierra el aire fluye en sentido opuesto, tal como se aprecia en la Fig. 1-32

Figura 1-32. Celda de circulación de aire en la brisa de tierra



Fuente: Universidad de Illinois

1.3.4.2 BRISA VALLE-MONTAÑA

Otro tipo de terreno que influye en la circulación del viento es el que alterna montañas y valles. Esta combinación también se denomina terreno complejo. (Ver Fig. 1-33).

Figura 1-33. Terreno complejo con montañas y valles

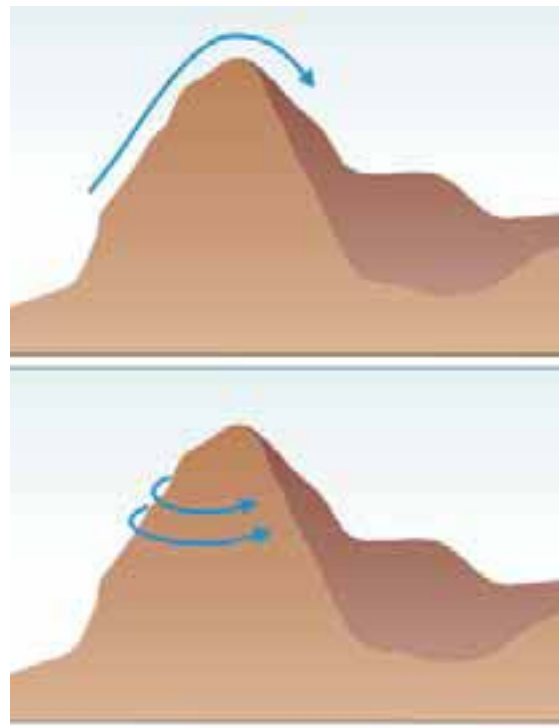


Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Los investigadores de la contaminación del aire concuerdan en que la dispersión atmosférica en los terrenos complejos puede ser muy diferente y mucho más complicada que en los terrenos planos. Los efectos del terreno complejo en la dispersión atmosférica han sido investigados en modelos de fluidos y por medio de experimentos de campo.

La turbulencia mecánica en terrenos con montañas y valles siempre depende del tamaño, la forma y la orientación de los rasgos topográficos. Las numerosas combinaciones de terrenos montañosos con valles incluyen desde una sola montaña sobre un terreno plano, hasta un valle profundo entre montañas, un valle en terreno plano o una cordillera. Sin embargo, como se indica en la Fig. 1-34, el aire tiende a elevarse sobre un obstáculo que se presenta en su camino y una parte trata de abrirse paso por los diferentes lados. Si una inversión de temperatura elevada (aire cálido sobre aire frío) cubre la mayor parte de la elevación, entonces el aire tratará de encontrar su camino por los costados de la montaña. Cuando el flujo de aire es bloqueado, se produce un atrapamiento o recirculación del aire. Durante la noche, los cerros y las montañas dan origen a flujos de vientos descendentes debido a que el aire es cada vez más frío a mayores alturas. Por lo general, los vientos descendentes son ligeros. Sin embargo, bajo condiciones especiales, se pueden producir vientos más rápidos.

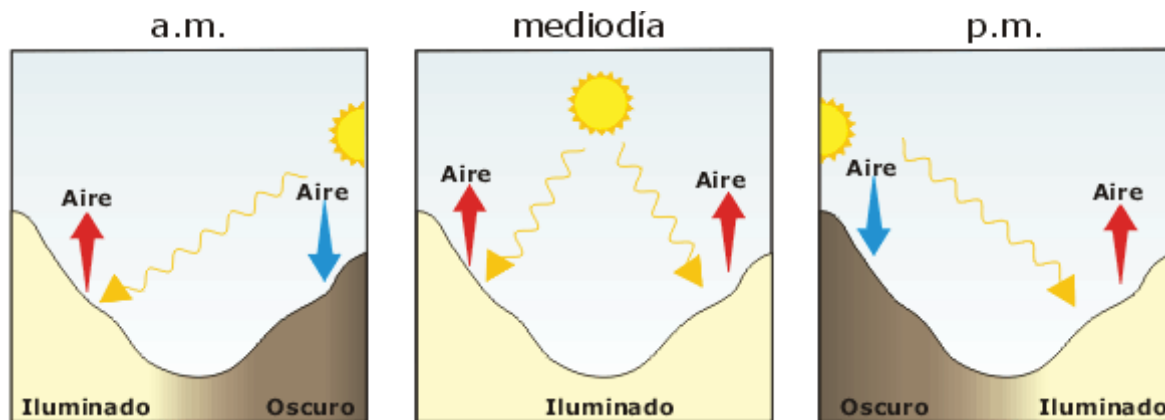
de las montañas.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Figura 1-34. Flujo de viento sobre y alrededor

Figura 1-35. Turbulencia térmica en el valle (el aire se eleva cuando la tierra se ilumina)



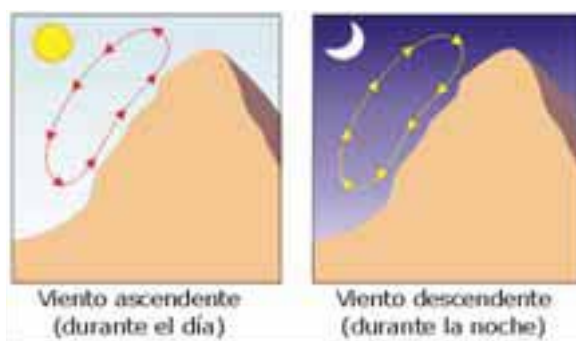
Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

La turbulencia térmica en un terreno con montañas y valles también guarda relación con el tamaño, la forma y la orientación de los rasgos topográficos. Si bien no resulta fácil explicar el flujo del aire en los terrenos complejos, sí se pueden presentar algunas de sus generalidades. Las montañas y los valles se calientan de manera desigual debido al movimiento del Sol en el cielo. (Ver Fig. 1-35). Por la mañana, el Sol

calienta e ilumina un lado de una montaña o valle. El otro lado todavía permanece oscuro y frío. El aire se eleva sobre el lado iluminado y desciende sobre el oscuro. Al mediodía, “cae” sobre ambos lados y los calienta. Al final de la tarde, la situación es similar a la de la mañana. Después de la oscuridad, a medida que el aire se hace más fresco debido al enfriamiento radial, el aire desciende al valle desde las colinas más altas.

La Fig. 1-36 muestra vientos descendentes y ascendentes durante el día y la noche, respectivamente. En el caso de un valle con montañas a ambos lados del mismo, se pueden producir vientos descendentes en las pendientes opuestas del valle, lo que determina que el aire frío y denso descienda y se acumule o deposite en el suelo más bajo del valle. Además, debido a que el aire que drena hacia el valle es frío y desplaza al que allí se encontraba que era más cálido, resulta que el aire a mayores alturas sobre el suelo permanece más cálido.

Figura 1-36. Variaciones diurnas en el flujo del viento en montañas y valles debido al calentamiento solar.



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Por otra parte, los vientos en un valle cerrado están atrapados debido a su forma. En ese caso, los vientos soplan predominantemente hacia la parte superior o hacia la parte baja del valle. Esto puede conducir a concentraciones altas de contaminantes del aire en el suelo debido a que la geometría del valle restringe las variaciones en la dirección del viento.

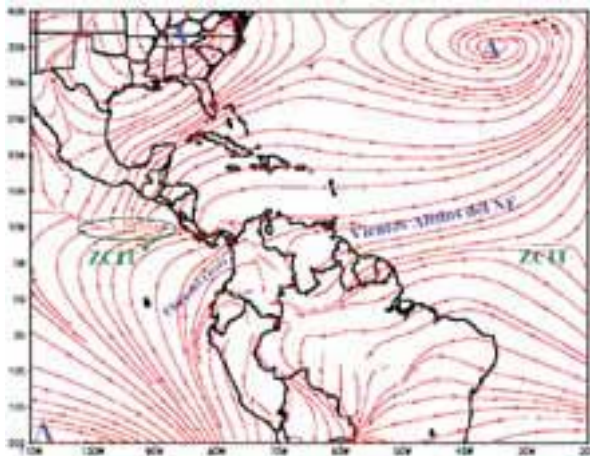
1.4 FACTORES QUE AFECTAN EL VIENTO EN COLOMBIA

Al analizar los procesos atmosféricos en la escala nacional es conveniente tener en cuenta que estos se desarrollan dentro del comportamiento de la atmósfera global; por lo tanto, es necesario comprender este último para explicar mejor los fenómenos atmosféricos nacionales.

Colombia, por encontrarse geográficamente ubicada entre el Trópico de Cáncer y el Trópico de Capricornio, está sometida a los vientos alisios que soplan del noreste en el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur, aunque en el país no tienen siempre exactamente estas direcciones. (Ver Fig. 1-37). En nuestro país, por estar en las proximidades del ecuador, la fuerza de Coriolis, que es muy importante en el campo del viento, se hace muy pequeña, y por ello los vientos están influenciados fuertemente por las condiciones locales y por el rozamiento proporcionado por las grandes irregularidades que presenta la cordillera de Los Andes al ramificarse en tres sistemas que se extienden longitudinalmente a lo largo del país con diferentes elevaciones. Además, los dos mares bañan el territorio nacional también tienen su papel en el comportamiento del viento. Esto hace que la dirección y la velocidad del viento varíen de un instante a otro y de un sitio a otro.

Las diferencias en estos comportamientos climáticos en buen grado pueden explicarse con base en el desplazamiento de la Zona de Confluencia Intertropical-ZCIT a lo largo del año. En la zona de encuentro de los alisios, el desplazamiento del aire se hace más lento mientras que a mayores distancias de esa área el movimiento se hace más veloz. La latitud determina la variación a lo largo del año y los patrones de circulación atmosférica dominantes. De esa forma, en julio y agosto cuando la ZCIT se encuentra en su posición extrema al norte del país, los vientos en buena parte en esos sectores tendrán menores velocidades que en otras épocas del año. Así podemos explicarnos que en gran parte de la región Atlántica los vientos se intensifiquen durante los primeros meses del año, cuando la ZCIT se encuentra justamente al sur del país. Por el contrario, entre julio y agosto, en muchos lugares más al sur se aceleran, especialmente al oriente de la región Andina, donde las condiciones fisiográficas contribuyen a que los vientos sean más sostenidos y de mayor intensidad.

Figura 1-37. Algunos sistemas de viento a 10 metros de altura que rigen las condiciones meteorológicas de Colombia visto con los datos de baja resolución del NCAR (National Center for Atmospheric Research) de Estados Unidos



La orografía, en general, constituye un factor que incide considerablemente en las velocidades que toma el aire en su desplazamiento. Las cadenas montañosas, como la cordillera oriental que se opone al flujo de los alisios del sureste, constituyen barreras físicas que alteran el flujo de las corrientes del aire al cruzar las cordilleras y que, de acuerdo con su orientación o accidentes fisiográficos, pueden conducir al fortalecimiento o debilitamiento de los vientos. La velocidad de los vientos dominantes tiende a crecer con la altitud, debido a la reducción de la fricción con el suelo. En zonas montañosas, entre la parte baja y los 2.500 o 3.000 metros de altitud la velocidad puede aumentar con la altitud al doble o al triple. Sin embargo, muchos otros factores de orden local pueden alterar estas tendencias generales. La topografía origina grandes contrastes; algunas áreas quedan protegidas del viento, mientras que en otras soplan fuertes ráfagas de una velocidad mucho mayor que el promedio. En particular en las montañas de gran altura se presenta el efecto FOEHN; estos vientos son fuertes, secos y calientes y se desarrollan ocasionalmente en las laderas de sotavento de las cordilleras. La alta temperatura y la baja humedad relativa que acompañan a estos vientos se deben al calentamiento adiabático del aire descendente, los cuales se intensifican si del lado de barlovento el viento ascendente está acompañado de precipitación, lo que los hace más secos. (Ver

Figura No. 1-38). El aire se enfría a barlovento a razón de 6° por kilómetro y se calienta en su descenso 10° C por kilómetro.

Figura 1-38 Flujo del viento sobre una cordillera durante un efecto FOEHN



Fuente: *Ciencias de la tierra y el medio ambiente* – Luis Echarri Prim

La variación diurna del viento en superficie también juega un rol muy destacado en las circulaciones locales y en algunos fenómenos meteorológicos asociados con ellas. Entre estas circulaciones podemos destacar la brisa de mar-tierra y la brisa valle-montaña. Estos sistemas de vientos locales se desarrollan como resultado del calentamiento desigual de la tierra y el mar o de las laderas y los valles en zonas montañosas, y juegan un papel importante en las regiones costeras del país y en amplias áreas montañosas como las comprendidas en la región Andina.

Por otra parte, es posible que se registren vientos intensos de corta duración en otras épocas del año, los cuales frecuentemente están asociados con el paso rápido de sistemas atmosféricos. Tal es el caso del tránsito de ciclones tropicales por el norte del país en las temporadas de huracanes que ocurren cada año entre junio y noviembre. Estos sistemas atmosféricos pueden tener vientos rotando en torno a su centro con velocidades entre 63 y 117 kilómetros por hora en su fase de tormenta tropical o superiores cuando alcanzan el grado de huracán. También el paso de sistemas atmosféricos de menor extensión caracterizados por movimientos desorganizados o turbulentos en su interior pueden llevar asociados vientos fuertes o rafagosos.

1.5 VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL

Sobre las regiones planas, como en la llanura del Caribe, la Orinoquia y la Amazonia, se observan

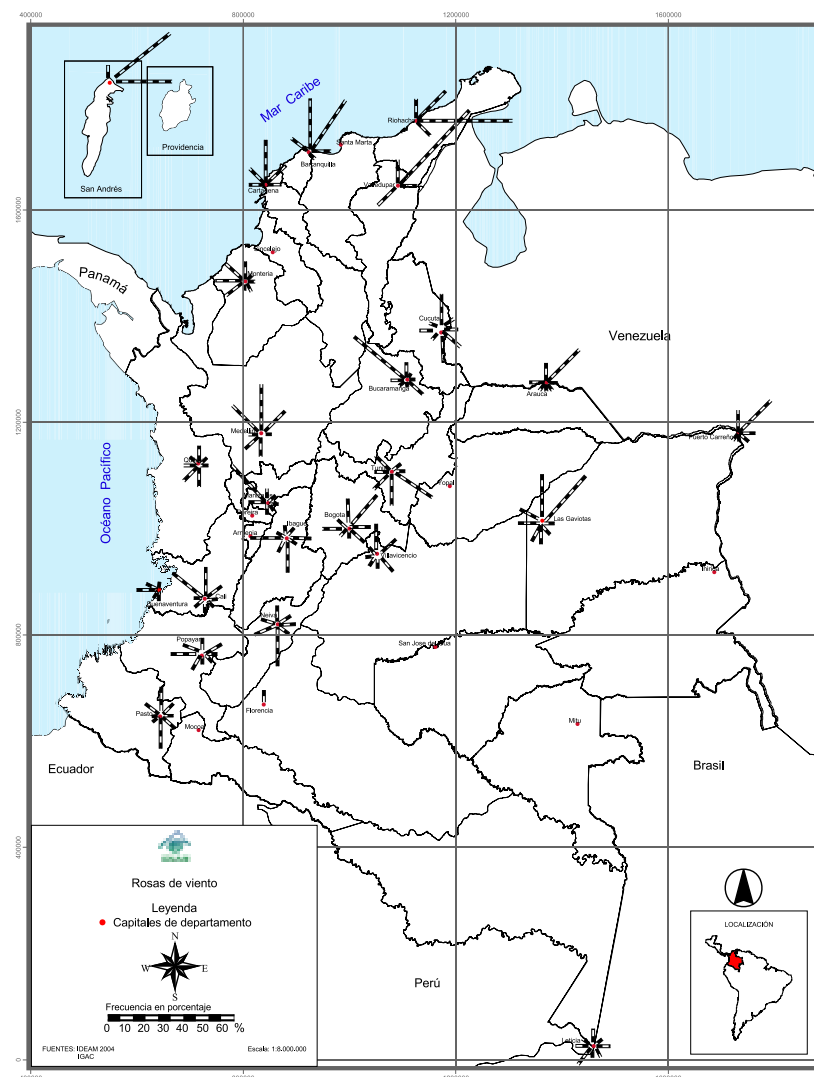
circulaciones bastante definidas en el transcurso del año y están directamente influenciadas por los vientos alisios, mientras que en los valles interandinos y en las zonas montañosas, a pesar de percibirse una ligera influencia de los alisios, las condiciones fisiográficas determinan en gran parte la dirección y velocidad del viento.

En la región Pacífica el comportamiento del viento presenta particularidades en la dirección. Los vientos alisios del sureste del océano Pacífico alcanzan a sobrepasar el ecuador en gran parte del año y por efecto de la fuerza de Coriolis, se desvían presentando una componente oeste al norte del ecuador con circulaciones casi permanentes dirigidas del océano al litoral.

A diferencia de las demás variables climatológicas, el viento es un vector. Sus dos componentes, la magnitud y la dirección, tienen variabilidades

espaciales muy diferentes. En la Fig. 1-39 pueden apreciarse las frecuencias de los vientos para algunos sitios del país. En las rosas de los vientos que se presentan se destaca el comportamiento multianual de la dirección del viento para esos sitios. El gráfico ha sido dividido en ocho direcciones (N, NE, E, SE, S, SW, W, y NW). Cada barra en el gráfico indica la frecuencia con que sopla el viento desde esa dirección. De su lectura puede observarse, a manera de ejemplo, que el régimen de vientos de Bogotá señala el predominio de los vientos que vienen del noreste, en armonía con los vientos alisios. Sin embargo, también se presentan, aunque con menor frecuencia, la influencia de efectos locales como la brisa valle-montaña que tienen una incidencia apreciable en el comportamiento del viento en esa ciudad.

Figura 1-39. Rosas de los vientos multianuales para Colombia



Fuente: IDEAM

La velocidad del viento es un parámetro muy variable, tanto en el tiempo como en el espacio. Las velocidades son muy variables durante el transcurso del día y el patrón de comportamiento diario va cambiando durante el año. A pesar de esta gran variabilidad, los promedios anuales multianuales atenúan la influencia de los altos valores. La velocidad media anual multianual varía en Colombia, en

términos generales, siendo mayor en las zonas costeras del norte del país, que alcanzan a recibir plenamente la influencia de los vientos alisios del noreste durante el invierno del hemisferio norte, cuando la ZCIT alcanza su posición más sur. El occidente del país tiende a presentar los menores valores, tal como su posición relativa a la circulación general de la atmósfera en la zona tropical permite suponer.

BIBLIOGRAFÍA

1. Barrero, A. 1979: *Régimen de vientos en superficie de la Sabana de Bogotá*. Himat, (documento interno).
2. Emmanuel, K.A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford Univ. Press, New York, 580 p.
3. Hastenrath, S. 1995: *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Acad. Publishers, Dordrech, The Netherlands, 488 p.
4. Hastenrath, S. & P. J. Lamb, 1978: *On The Dynamics and Climatology of Surface Flow over the Equatorial Oceans*. Tellus, 30, 436-448.
5. Holton, 1993: *An Introduction to the Dynamic Meteorology*, Third Ed.
6. Mesa, S. O., Poveda, J. G. & Carvajal S. L. F. 1997: *Introducción al clima de Colombia*. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Fac. de Minas, Medellín, 390 p.
7. OLADE, 1983: *Atlas eólico preliminar de América Latina*. OLADE.
8. Retallack, B.J.: *Compendio de Apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV*. Vol. II. OMM. No. 266. 1973.
9. Nieuwolt, S.: *Tropical Climatology*. John Wiley, 207 p.
10. Riehl, 1979: *Climate and Weather in the Tropics*. Acad Press, 611 p.
11. www.hidromet.com.pa
12. www.2010.atmos.uiuc.edu

Anexo 2

Medición, procesamiento de la información y red de estaciones que miden viento en Colombia

Modelar el campo del viento en superficie es complejo, ya que este tiene variaciones diurnas y locales, embebidas dentro de una dinámica de mayor escala. No obstante, una verificación del comportamiento de esta variable meteorológica está acompañada de las mediciones realizadas a través de anemógrafos, instrumentación que hace parte de las estaciones meteorológicas, los cuales miden y grafican continuamente las características vectoriales del viento como son la dirección y la velocidad. También se describen los resultados de los procesos de evaluación, verificación y captura de la información nacional que fue tenida en cuenta para la elaboración del Atlas.

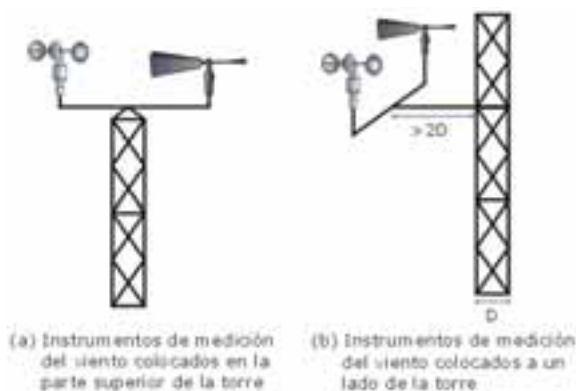
2.1 CRITERIO PARA LA MEDICIÓN DEL VIENTO

Por definición el viento es el movimiento natural del aire. Se determina por la dirección o

punto del horizonte desde donde sopla, y por su velocidad, de la cual depende su mayor o menor fuerza. Si bien el viento es una cantidad vectorial y se puede considerar una variable primaria por naturaleza, por lo general la velocidad (la magnitud del vector) y la dirección (orientación del vector) se tratan frecuentemente como variables independientes.

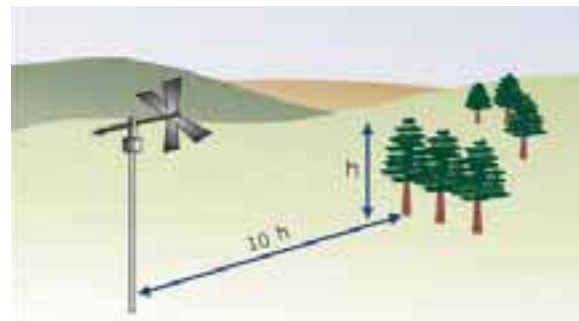
Con el fin de que las observaciones hechas en una red de estaciones puedan ser comparables entre sí se ha convenido internacionalmente que el viento en superficie corresponde al medido a una altura normalizada de 10 m sobre el suelo, en terreno descubierto. El sensor de viento debe instalarse sobre un elemento que no altere las condiciones del entorno, generalmente sobre una torre con estructura que permita un flujo de iguales condiciones físicas a las apreciadas en el entorno. (Ver Fig. 2-1). Se entiende por terreno descubierto aquel en que la distancia entre el

Figura 2-1. Ubicaciones recomendadas para ubicar los instrumentos de medición del viento



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

Figura 2-2. Criterios de Distancia para la ubicación de los instrumentos de medición del viento



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

instrumento y cualquier obstáculo es mayor o igual a 10 veces la altura del obstáculo, tal como se ilustra en Fig. 2-2.

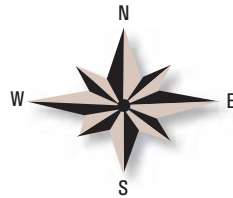
2.1.1 VELOCIDAD DEL VIENTO

La velocidad del viento determina el desplazamiento del aire en un tiempo determinado.

2.1.2 DIRECCIÓN DEL VIENTO

Por lo general, la dirección del viento se define como la orientación del vector del viento en la horizontal expresada en grados, contados a partir del norte geográfico, en el sentido de las manecillas del reloj. Para propósitos meteorológicos, la dirección del viento se define como la dirección desde la cual sopla el viento. Por ejemplo, un viento del oeste sopla del oeste, 270° a partir del norte; un viento del norte sopla desde una dirección de 360°. Las distintas direcciones del viento están referidas a la rosa de los vientos que señala los puntos cardinales y pueden presentarse en 4, 8, 12 y 16 rumbos. En las estaciones climatológicas se observa la dirección del viento refiriéndola a una rosa de 8 direcciones. (Ver Fig. 2-3).

Figura 2-3. Rosa de los vientos



Fuente: IDEAM

2.2 MEDICIÓN Y UNIDADES

Una observación de viento está caracterizada por la dirección y la velocidad. La velocidad, es decir, la distancia recorrida por una partícula de aire en la unidad de tiempo, se expresa en metros por segundo (m/s) o kilómetros por hora (km/h).

Un factor de conversión de las distintas unidades se expresa a continuación:

m/s	Nudos	Km/h	Millas/h	Pies/s
1	1.944	3.600	2.237	3.281

En ausencia de instrumentos o cuando el equipo disponible está averiado, la forma más sencilla de estimar la velocidad es observando directamente el efecto del viento en la superficie terrestre. Con este fin se utiliza la escala Beaufort (Tabla 2-1), la cual sirve para evaluar la velocidad del viento con base en las características observadas.

Tabla 2-1 Escala Beaufort para la fuerza del viento, con indicación de las velocidades equivalentes en metros por segundo

Escala	Velocidad Promedio en m/s	Características
0	0.1	Calma; el humo sube verticalmente.
1	0.9	Ventolina; la dirección se muestra por la dirección del humo. Las veletas no alcanzan a moverse.
2	2.4	Brisa muy débil; se siente el viento en la cara, las hojas de los árboles se mueven; las veletas giran lentamente.
3	4.4	Brisa débil; las hojas y las ramas pequeñas se mueven constantemente; el viento despliega las banderas.
4	6.7	Brisa moderada; se levantan el polvo y los papeles del suelo; se mueven las ramas pequeñas de los árboles.
5	9.4	Brisa fresca; los árboles pequeños se mueven; se forman olas en las aguas quietas.
6	12.3	Brisa fuerte; se mueven las ramas grandes de los árboles; los paraguas se mantienen con dificultad.
7	15.5	Viento fuerte; los árboles grandes se mueven; se camina con dificultad contra el viento.
8	19.0	Viento duro; se rompen las ramas de los árboles; no se puede caminar en contra del viento.
9	22.6	Viento muy duro; el viento arranca tejados y chimeneas; se caen arbustos; ocurren daños fuertes en las plantaciones.
10	26.4	Temporal huracanado; raro en los continentes; arranca los árboles y las viviendas sufren daños muy importantes.
11	30.5	Borrasca.
12	32.7	Huracán.

Figura 2-4. Anemómetro de cazoletas o cubetas.



Hay varios instrumentos para medir y registrar la dirección y velocidad del viento en superficie, en general conocidos como anemómetros y anemógrafos. El anemómetro utilizado con más frecuencia es el rotativo de cazoletas o cubetas (Ver Fig. 2-4), el cual normalmente consta de

tres cubetas cónicas o hemisféricas montadas simétricamente sobre un eje vertical de rotación en soportes a igual distancia y perpendiculares al eje vertical. La fuerza ejercida por el viento es mucho mayor en el interior que en el exterior de la cazoleta, lo que hace que estas giren.

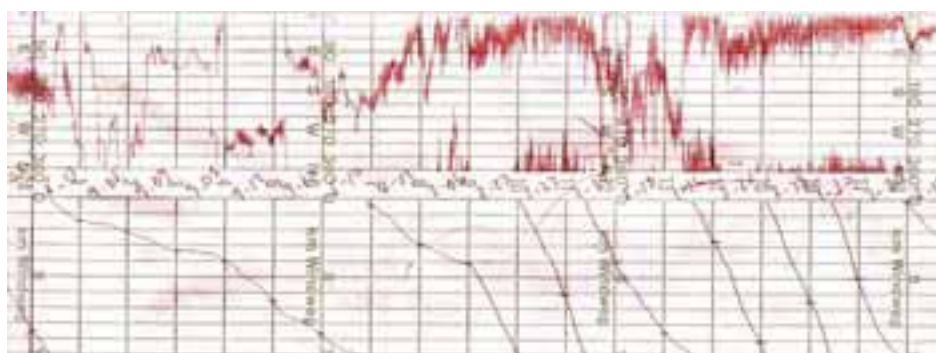
Los anemógrafos están provistos de dispositivos registradores, los cuales permiten conocer continuamente la dirección y velocidad del viento; la mayoría de los utilizados por el Ideam son mecánicos, entre los cuales uno de los más comunes es el anemógrafo mecánico tipo Woelfle (Ver Fig. 2-5), el cual consta de una veleta y un medidor de velocidad (anemómetro de cazoletas), conectados a unos rodillos que escriben sobre un papel encerado sin necesidad de tinta. En la parte derecha de la Fig. 2-5 se puede apreciar una gráfica producida con este tipo de anemógrafos.

Otro de los anemógrafos utilizados por el Ideam es el mecánico tipo universal, de marca Fuess. (Ver Fig. 2-6), con transmisión mecánica que registra con trazo fino la dirección, el recorrido y la velocidad instantánea del viento, tal como se aprecia a la derecha de la Fig. 2-6. El conjunto consta de un transmisor y del tambor o la faja de inscripción. La dirección y el recorrido se retransmiten mecánicamente al tambor de inscripción.

Figura 2-5. Anemógrafo tipo Woelfle y gráfica de registro continuo



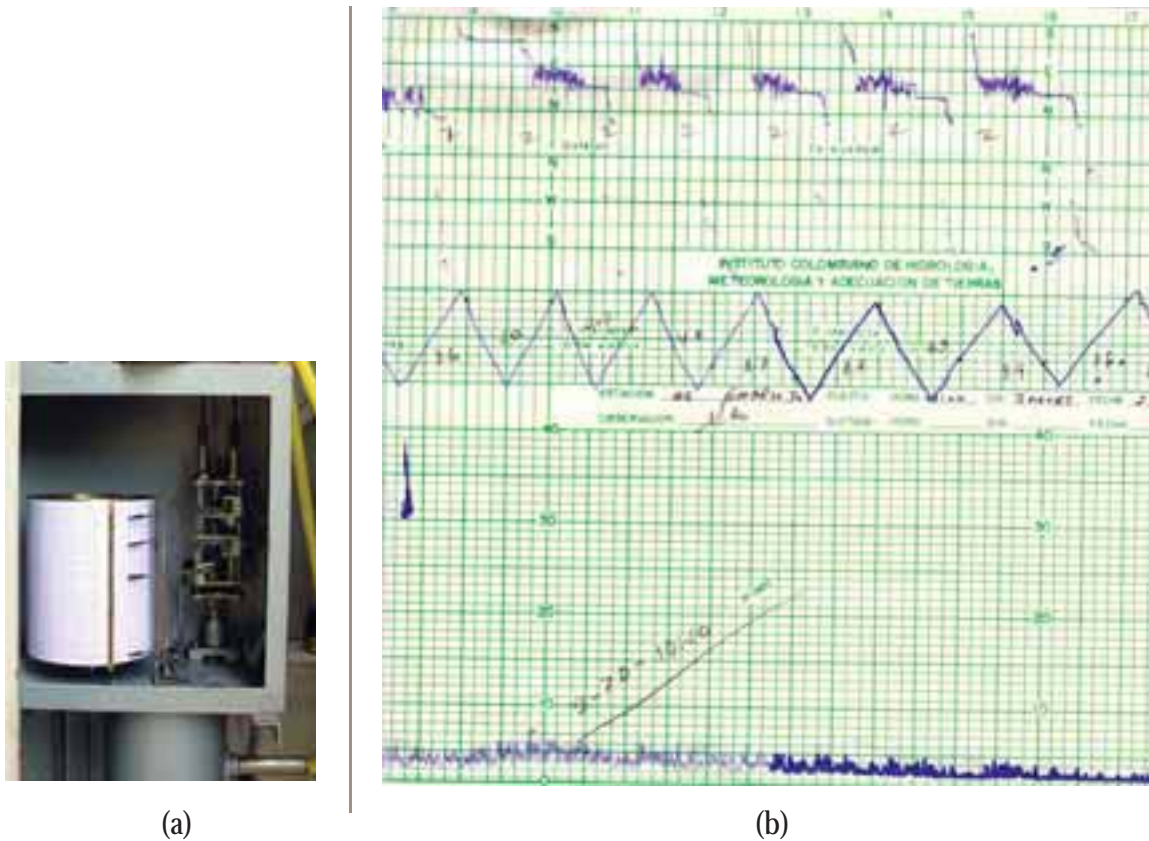
(a)



(b)

Fuente: IDEAM

Figura 2-6. Anemógrafo tipo Fuess y gráfica de registro continuo



Fuente: Ideam

Medición del recorrido: El recorrido del viento es la distancia recorrida por el viento durante un intervalo de tiempo. Se mide en kilómetros. Posee un mecanismo parecido a los contadores kilométricos de los automóviles que permite determinar el recorrido del viento en un intervalo de tiempo dado.

Figura 2-7. Veletas de viento



Fuente: Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos – EPA

El instrumento más común para medir la dirección del viento es la Veleta de viento. (Ver Fig. 2-7). Este instrumento se fundamentó en las paletas que, expuestas al viento, se orientan según la dirección desde la cual este sopla. Pueden ser de formas y tamaños diferentes: algunas con dos platos juntos en sus aristas directas y dispersas en un ángulo (paletas separadas), otras con un solo platillo plano o una superficie aerodinámica vertical.

2.3 UTILIDAD DE LA VARIABLE

El viento ejerce una presión sobre cualquier superficie que se oponga en su recorrido, lo cual se traduce en una fuerza cuya magnitud aumenta en función de su velocidad. Esta fuerza puede levantar o mover objetos cuando su peso sea inferior a la fuerza que lleva asociada el viento. El mes de agosto, en el cual con gran frecuencia se registran los vientos de mayor velocidad en gran parte de la región Andina, ofrece, en consecuencia, las mayores posibilidades para elevar las cometas.

Hoy en día, la necesidad de hallar fuentes alternativas para la generación de energía que favorezcan el desarrollo sostenible sin poner en riesgo la calidad de vida de las generaciones futuras ha llevado al desarrollo de tecnologías que permiten el aprovechamiento energético del recurso climático y, en particular, de las propiedades dinámicas del aire, representadas en las características físicas del viento, tal como ocurre con los aerogeneradores que transforman la energía del viento –eólica– en eléctrica, o con los molinos de viento con fines múltiples.

En general, en el trópico y en Colombia los vientos locales tienen gran preponderancia en el aporte de humedad, en favorecer los movimientos verticales y en la formación de nubes convectivas, las cuales provocan chubascos o tormentas, particularmente en las tardes. Estas pueden estar acompañadas de vientos violentos de corta duración, cuyas velocidades en ocasiones pueden superar los 100 km/h. Estos pueden constituirse en eventos naturales de riesgo para la vida y bienes materiales.

El viento es también, junto con la temperatura y la humedad, un elemento meteorológico determinante de las condiciones de confort climático de las distintas regiones. Cuando los vientos aumentan en intensidad la sensación térmica tiende a ser más fresca que cuando son más débiles.

2.4. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN DE VIENTOS PARA EL ATLAS EÓLICO NACIONAL

Durante el desarrollo del proyecto para el desarrollo del Atlas de Viento y Energía Eólica de Colombia se procedió al procesamiento de información, homologación y validación de la información y de las series de tiempo de la base de datos. Para estos efectos se evaluaron 3.496 meses-gráficas y se capturaron 5.118 meses-gráficas a la base de datos que maneja la información meteorológica del Ideam, Sisdhim. A fin de lograr una información básica de la mejor calidad posible, como insumo fundamental para conformar las series climáticas de viento se revisaron y corrigieron los datos horarios registrados continuamente día a día, de tal forma que fuesen consistentes para evaluación de energía eólica. A partir de la información gráfica obtenida de los archivos del Ideam, en general se revisaron y verificaron 7.292 meses-gráficas de viento tal como se muestra en la Tabla 2-2. Estas labores se adelantaron con la contratación de 15 evaluadores y con el apoyo de las once áreas regionales del Ideam, a través del programa de Gestión de Datos de la Subdirección de Meteorología. De esa forma se trabajó la información correspondiente al periodo 1972-2004 de la red nacional de vientos operada por el Ideam.

Tabla 2-2. Inventario de gráficas revisadas, evaluadas y capturadas

Tipo de información	Revisión		Evaluación		Captura de información	
	No. meses proyectados revisar y verificar	No. meses revisados y verificados	No. meses proyectados evaluar	No. meses evaluados	No. meses proyectados capturar	No. meses capturados
Graficas anemógrafo Lambrecht	1.053	6.334	1.053	2.666	1.053	4.423
Rollos Fuess-Woelfle	831	958	831	830	831	695
Total meses	1.884	7.292	1.884	3.496	1.884	5.118

A efectos de lograr homogeneidad en los procesos de revisión, evaluación y captura de información, se realizó un taller de inducción sobre la evaluación de gráficas obtenidas con anemógrafos tipo Fuess mecánico y Lambrecht tipo Woelfle, por medio del cual se impartieron los criterios unificados de evaluación considerando ajustes por fallas en el desempeño de los instrumentos. En general, se hicieron correcciones en fechas, horas, ajustes en valores de dirección e intensidad del viento, lo cual permite asegurar una gran confiabilidad en la información base para el desarrollo del Atlas.

En relación con el proceso de homologación de la información, se revisaron las hojas de inspección de estaciones en el archivo técnico del Ideam con objeto de depurar la información gráfica de vientos que presentaba algunas incoherencias, procurando su corrección y teniendo en cuenta también el estado y funcionamiento de las estaciones medidoras de viento.

Con la cooperación de las áreas regionales del Ideam, en el marco de los procedimientos de auditoría de la red meteorológica nacional, además de la evaluación, verificación y captura de información de viento de la red nacional de vientos operada por el Instituto, se realizaron actividades que incluían la georreferenciación de estaciones anemográficas e información sobre la representatividad en la medición del viento y sobre el estado de su funcionamiento.

Para efectos del análisis del estado de la información, según estándares internacionales, se seleccionó el documento Guidelines on Climate Metadata and Homogenization, WCDMP, No. 53, de la Organización Meteorológica Mundial-OMM, Suiza, diciembre de 2003, como instrumento guía para determinar y orientar la obtención de información suplementaria acerca de las observaciones de vientos según los procedimientos sugeridos por la OMM. Con base en esas instrucciones, se toma en consideración que los datos dependen de los instrumentos, su exposición, procedimientos de grabación y muchos otros factores. Teniendo en cuenta que estas pautas de la OMM fueron logradas con la intervención de los principales expertos mundiales en el tema, se toman como una recomendación a seguir en el futuro para

poder obtener la información completa sobre los procedimientos y condiciones en que fueron obtenidos los datos de viento de la red de observación nacional. De esa forma se asegurará la disponibilidad de información detallada para el análisis de la calidad de las series climáticas y el mejor uso e interpretación de los datos de vientos nacionales. En estos metadatos se deben incluir detalles e historia de las condiciones locales en el entorno de la estación, instrumentos usados en la medición, procedimientos de operación, algoritmos para cálculos de los datos y otros factores pertinentes a la interpretación de los datos. En general deberán tomarse en cuenta los identificadores de estación, los datos geográficos y condiciones del medio ambiente local, el uso de la tierra, la exposición del instrumento, tipo de instrumento, prácticas de observación, procedimientos para recuperación de datos y homogeneización de las series de datos.

2.4.1 EVALUACIÓN GRÁFICAS

Las estaciones empleadas para el estudio del Atlas Eólico Nacional contienen esencialmente dos tipos de instrumentos. Las de tipo Fuess mecánico contienen el registro diario de tres elementos en función del tiempo. El trazo superior corresponde a la dirección; el intermedio al recorrido del viento, útil para evaluar el viento medio en la hora, y el inferior a la velocidad instantánea. Mientras que las de tipo Lambrecht-Woelfle contienen los dos primeros trazos. El avance horizontal corresponde al tiempo. En las gráficas están impresas las horas en números enteros del 0 a 23.

Ajustes generales. Como norma general, se toma un valor representativo para la hora cuando el registro corresponda a un período de al menos media hora.

El tiempo. Para realizar este ajuste se deben contrastar las horas de puesta y retiro de la gráfica contra las horas preimpresas. Pueden presentarse distintas situaciones:

Las horas anotadas para la puesta y retiro coinciden con las leídas en la gráfica. En este caso se considera ajustada la gráfica por tiempo.

Las horas anotadas para la puesta y retiro no coinciden con las leídas en la gráfica. En este caso

se debe ajustar la escala de tiempo de la gráfica, de tal forma que el recorrido del trazo total corresponda con las nuevas horas establecidas para reemplazar a las preimpresas en el papel de la gráfica. De esa forma, se tendrá que el inicio del trazo corresponderá a la hora de puesta de la gráfica y el final del trazo a la hora de su retiro. La nueva longitud de cada hora en la escala horizontal se reducirá o ampliará proporcionalmente de acuerdo con la relación entre las longitudes del trazo y del intervalo de tiempo leído en los números preimpresos de la gráfica.

2.4.2 ESTACIONES BÁSICAS PARA LA MEDICIÓN DEL VIENTO

En relación con la conformación de la base de datos para la elaboración del Atlas de Viento y Energía para Colombia, se realizó un procedimiento sistematizado para contrastar los inventarios de la información disponible en las bases de datos Oracle y Sisdhim, habiéndose encontrado registros correspondientes a 418 estaciones meteorológicas. A partir de esta información básica se revisaron registros repetidos y códigos distintos para una misma estación. Así se realizó la revisión de 234 códigos, correspondientes a las estaciones que en cualquier época ha tenido dentro de sus inventarios el Ideam. A partir del mismo se seleccionaron 194 estaciones de las cuales 17 no tenían soporte gráfico. A partir de estas 177 estaciones se hizo complementación a la base de datos a fin de seleccionar una red básica para la complementación de datos de viento a partir de la información gráfica de anemómetros disponible en el Ideam.

2.4.3 RED DE ESTACIONES PARA ATLAS EÓLICO NACIONAL

De estas y con base en el análisis de inventarios de información gráfica que comprende 19.633 meses se depuró el catálogo nacional de vientos, eliminando registros duplicados, registros de códigos erróneos, períodos sin datos, el cual sirvió de base para la producción del Atlas. La revisión de la información de vientos en superficie existente para cada uno de los códigos contenidos en la Base de Datos Sisdhim permitió definir que de las 101 seleccionadas para el proyecto hasta el año 2000, se dispone de 13.208 meses capturados en la base de datos

para las estaciones en operación y 1.542 meses de aquellas en suspenso.

Adicionalmente, se realizó una visita a una estación de referencia en la medición de viento con el objeto de contrastar las mediciones efectuadas por medio de los nuevos sensores acústicos de alta precisión y las obtenidas con los instrumentos convencionales que han producido la información usada para la elaboración del Atlas de Viento y de Energía Eólica de Colombia. Los resultados de esta misión mostraron diferencias en las mediciones simultáneas bajo idénticas condiciones físicas comprendidas dentro de un rango de ± 1 m/s.

Con base en análisis estadísticos pertinentes a la calidad de la información y a los modelamientos de las series de datos, complementación de información, detección y ajuste de errores en los datos, se logró la complementación de las series mensuales de datos de viento.

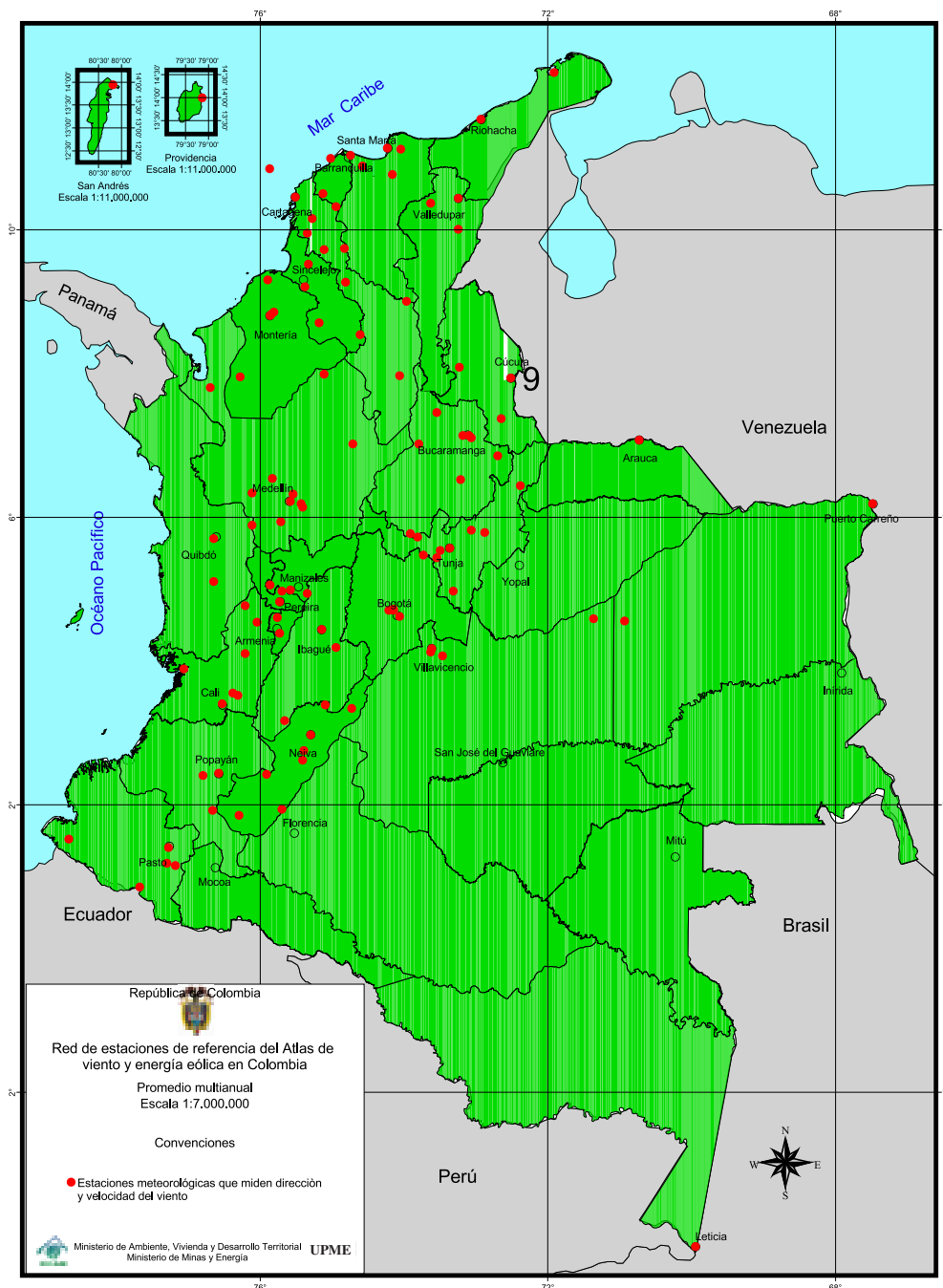
A través de las labores de evaluación, captura y revisión de información, complementadas con las gestiones realizadas con los países vecinos y con instituciones nacionales, se logró conformar una red básica de vientos para emplear en el desarrollo del Atlas Eólico Nacional para el análisis espacial y temporal. En la consolidación de información para el proyecto, el Ideam realizó amplias gestiones, entre las que cabe destacar aquellas a través de las cuales se adquirió, mediante acuerdos con Cenicafe, gráficas y rollos anemográficos. Siguiendo los procedimientos sistematizados para la conformación de la base de datos Oracle a partir de la base original Sisdhim, se ha dispuesto de una red que reúne la información de 101 estaciones del Ideam, 9 estaciones de Cenicafe y una de la CAR. La información correspondiente a la localización de las estaciones seleccionadas para los análisis del Atlas está consignada en la Tabla 2-3, la cual corresponde a la distribución que se muestra en la Fig. 2-8. A través de las gestiones realizadas con los países vecinos, el Ideam logró también la disponibilidad de datos de viento para 3 estaciones meteorológicas aportados por el Servicio Meteorológico del Perú para el área cercana con la frontera a Colombia. Sin embargo, por la extensión de la serie

datos entre el año 1980 y 2004 solo se tomó en consideración los datos para la estación de Tamishiyacu en 4°00' de latitud sur con 73°09' de longitud oeste. Esta red se complementa con los datos en retícula obtenidos del Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas de Estados Unidos, NCAR, a partir de los cuales el Ideam obtuvo dos grillas con información de vientos y resoluciones de 1° y 2.5° de latitud intercaladas en un área ampliada que comprende

el territorio nacional entre 67 y 84°W desde 5°S hasta 15°N.

Además de los datos internacionales del programa Reanálisis, el Ideam, a fin de alcanzar un análisis coherente y consistente con estudios internacionales, también elaboró con el apoyo del Servicio Meteorológico del Japón, un análisis de campos de vientos para el territorio nacional con el modelo global atmosférico que usa operativamente ese país.

Figura 2-8. Localización de las estaciones pertenecientes a la red de referencia seleccionada para el Atlas de Viento y Energía Eólica de Colombia.



Fuente: Ideam

Tabla 2-3. Catálogo de estaciones seleccionadas para el Atlas de Viento y Energía Eólica.
Red de referencia

No.	NOMBRE ESTACIÓN	DEPARTAMENTO	MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD
1	APTO. VÁSQUEZ COBO	AMAZONAS	LETICIA	04°09'S	69°57'W
2	URRAO	ANTIOQUIA	URRAO	06°20'N	76°07'W
3	APTO. LOS CEDROS	ANTIOQUIA	APARTADÓ	07°48'N	76°42'W
4	APTO. JOSÉ Ma. CÓRDOVA	ANTIOQUIA	RIONEGRO	06°11'N	75°26'W
5	APTO. OTU	ANTIOQUIA	REMEDIOS	07°01'N	74°43'W
6	HACIENDA COTOVE	ANTIOQUIA	ANTIOQUIA	06°32'N	75°50'W
7	APTO. OLAYA HERRERA	ANTIOQUIA	MEDELLÍN	06°13'N	75°35'W
8	TULIO OSPINA	ANTIOQUIA	BELLO	06°19'N	75°33'W
9	LA SELVA	ANTIOQUIA	RIONEGRO	06°08'N	75°25'W
10	CACAOTERAS DEL DIQUE	ANTIOQUIA	CAUCASIA	07°59'N	75°07'W
11	EL ROSARIO	ANTIOQUIA	VENECIA	05°56'N	75°43'W
12	APTO. ARAUCA	ARAUCA	ARAUCA	07°04'N	70°44'W
13	REPELÓN	ATLÁNTICO	REPELÓN	10°30'N	75°08'W
14	APTO. ERNESTO CORTISSOZ	ATLÁNTICO	SOLEDAD	10°53'N	74°35'W
15	LAS FLORES	ATLÁNTICO	BARRANQUILLA	11°02'N	74°45'W
16	GRANJA STA. LUCÍA	ATLÁNTICO	SANTA LUCÍA	10°19'N	74°57'W
17	VELÓDROMO 1° DE MAYO	BOGOTÁ	BOGOTÁ	04°37'N	74°04'W
18	APTO. EL DORADO P 1-2	BOGOTÁ	BOGOTÁ	04°43'N	74°09'W
19	RADIOSONDA EL DORADO	BOGOTÁ	BOGOTÁ	04°42'N	74°09'W
20	ALTO SABOYÁ	BOGOTÁ	BOGOTÁ	05°43'N	73°49'W
21	APTO. RAFAEL NÚÑEZ	BOLÍVAR	CARTAGENA	10°27'N	75°31'W
22	MONTERREY FORESTAL	BOLÍVAR	ZAMBRANO	09°44'N	74°50'W
23	CARMEN DE BOLÍVAR	BOLÍVAR	EL CARMEN DE BOLÍVAR	09°43'N	75°07'W
24	SINCERÍN	BOLÍVAR	ARJONA	10°09'N	75°17'W
25	NUEVA FLORIDA	BOLÍVAR	MARÍA LA BAJA	09°57'N	75°21'W
26	STA. ROSA DE SIMITÍ	BOLÍVAR	SIMITÍ	07°58'N	74°04'W
27	ISLAS DEL ROSARIO	BOLÍVAR	CARTAGENA	10°11'N	75°45'W
28	APTO. BARACOA	BOLÍVAR	MAGANGUÉ	09°16'N	74°49'W
29	VILLA CARMEN	BOYACÁ	SAMACÁ	05°32'N	73°30'W
30	SURBATA BONZA	BOYACÁ	DUITAMA	05°49'N	73°04'W
31	U P T C	BOYACÁ	TUNJA	05°34'N	73°22'W
32	BELENCITO	BOYACÁ	NOBSA	05°47'N	72°53'W
33	INST. AGR. MACANAL	BOYACÁ	MACANAL	04°58'N	73°19'W
34	SIERRA NEVADA COCUY	BOYACÁ	GÜICÁN	06°26'N	72°23'W
35	GACHANECA	BOYACÁ	SAMACÁ	05°26'N	73°33'W
36	LAS BRISAS	CALDAS	VILLAMARÍA	04°56'N	75°21'W
37	CENICAFÉ	CALDAS	CHINCHINÁ	04°59'N	75°35'W
38	NARANJAL	CALDAS	CHINCHINÁ	04°58'N	75°42'W
39	APTO. GMO. LEÓN VALENCIA	CAUCA	POPAYÁN	02°26'N	76°35'W
40	VALENCIA	CAUCA	SAN SEBASTIÁN	01°55'N	76°40'W
41	MANUEL MEJÍA	CAUCA	EL TAMBO	02°24'N	76°48'W
42	MOTILONIA CODAZZI	CESAR	AGUSTÍN CODAZZI	10°00'N	73°15'W
43	APTO. ALFONSO LÓPEZ	CESAR	VALLEDUPAR	10°26'N	73°15'W
44	PUEBLO BELLO	CESAR	VALLEDUPAR	10°22'N	73°38'W
45	TURIPANA	CÓRDOBA	CERETÉ	08°51'N	75°49'W

No.	NOMBRE ESTACIÓN	DEPARTAMENTO	MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD
46	UNIV. DE CÓRDOBA	CÓRDOBA	MONTERÍA	08°48'N	75°52'W
47	APTO. LOS GARZONES	CÓRDOBA	MONTERÍA	08°49'N	75°51'W
48	PUERTO NUEVO	CÓRDOBA	TIERRALTA	07°57'N	76°17'W
49	LA DOCTRINA	CÓRDOBA	LORICA	09°18'N	75°54'W
50	ISLA DEL SANTUARIO	CUNDINAMARCA	FÚQUENE	05°28'N	73°44'W
51	TIBAITATÁ	CUNDINAMARCA	MOSQUERA	04°42'N	74°13'W
52	LA MANSA	CHOCÓ	EL CARMEN	05°53'N	76°07'W
53	APTO. EL CARANO	CHOCÓ	QUIBDÓ	05°42'N	76°39'W
54	APTO. CONDOTO	CHOCÓ	CONDOTO	05°06'N	76°39'W
55	PARQUE ARQ. SAN AGUSTÍN	HUILA	SAN AGUSTÍN	01°51'N	76°18'W
56	RESINA	HUILA	GUADALUPE	01°56'N	75°42'W
57	ESC. AGR. LA PLATA	HUILA	LA PLATA	02°25'N	75°55'W
58	HIDROBETANIA	HUILA	PALERMO	02°45'N	75°24'W
59	LOS ROSALES	HUILA	CAMPOALEGRE	02°37'N	75°25'W
60	APTO. BENITO SALAS	HUILA	NEIVA	02°58'N	75°18'W
61	SAN ALFONSO	HUILA	VILLAVIEJA	03°23'N	75°06'W
62	LA LEGIOSA	HUILA	COLOMBIA	03°20'N	74°44'W
63	APTO. ALM. PADILLA	LA GUAJIRA	RIOHACHA	11°32'N	72°56'W
64	PUERTO BOLÍVAR	LA GUAJIRA	URIBIA	12°11'N	71°55'W
65	APTO. SIMÓN BOLIVAR	MAGDALENA	SANTA MARTA	11°08'N	74°14'W
66	SAN LORENZO	MAGDALENA	SANTA MARTA	11°07'N	74°03'W
67	PRADO SEVILLA	MAGDALENA	CIÉNAGA	10°46'N	74°10'W
68	APTO. LAS FLORES	MAGDALENA	EL BANCO	09°00'N	73°58'W
69	CARIMAGUA	META	PUERTO GAITÁN	04°35'N	71°22'W
70	LA LIBERTAD	META	VILLAVICENCIO	04°04'N	73°28'W
71	APTO. VANGUARDIA	META	VILLAVICENCIO	04°10'N	73°37'W
72	UNIV. LOS LLANOS	META	VILLAVICENCIO	04°07'N	73°38'W
73	EL ENCANO	NARIÑO	PASTO	01°09'N	77°11'W
74	OBONUCO	NARIÑO	PASTO	01°11'N	77°18'W
75	APTO. ANTONIO NARIÑO	NARIÑO	PASTO	01°24'N	77°17'W
76	APTO. SAN LUIS	NARIÑO	IPIALES	00°51'N	77°41'W
77	GRANJA EL MIRA	NARIÑO	TUMACO	01°31'N	78°40'W
78	APTO. CAMILO DAZA	NTE. DE SANTANDER	CÚCUTA	07°56'N	72°31'W
79	ISER PAMPLONA	NTE. DE SANTANDER	PAMPLONA	07°22'N	72°39'W
80	ÁBREGO CENTRO ADMO.	NTE. DE SANTANDER	ÁBREGO	08°05'N	73°14'W
81	PARAGUACITO	QUINDÍO	BUENA VISTA	04°23'N	75°44'W
82	MARACAY	QUINDÍO	QUIMBAYA	04°36'N	75°46'W
83	APTO. MATECAÑA	RISARALDA	PEREIRA	04°49'N	75°44'W
84	LA CAMELIA	RISARALDA	SANTUARIO	05°03'N	75°52'W
85	APTO. SESQUICENTENARIO	SAN ANDRÉS	SAN ANDRÉS	12°35'N	81°43'W
86	APTO. EL EMBRUJO	SAN ANDRÉS	PROVIDENCIA	13°22'N	81°21'W
87	ALBANIA	SANTANDER	ALBANIA	05°46'N	73°55'W
88	APTO. YARIGUÍES	SANTANDER	BARRANCABERMEJA	07°01'N	73°48'W
89	VILLA LEIVA	SANTANDER	SABANA DE TORRES	07°27'N	73°33'W
90	UNIV. IND. SANTANDER	SANTANDER	BUCARAMANGA	07°08'N	73°06'W
91	APTO. PALONEGRO	SANTANDER	LEBRIJA	07°08'N	73°11'W
92	EL CUCHARO	SANTANDER	PINCHOTE	06°31'N	73°13'W
93	GRANJA TINAGA	SANTANDER	CERRITO	06°51'N	72°42'W

No.	NOMBRE ESTACIÓN	DEPARTAMENTO	MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD
94	SAN ANTONIO	SANTANDER	FLORIDABLANCA	07°06'N	73°04'W
95	MAJAGUAL	SUCRE	MAJAGUAL	08°32'N	74°37'W
96	APTO. LA FLORIDA	SUCRE	SAN MARCOS	08°42'N	75°11'W
97	UNIV. DE SUCRE	SUCRE	SAMPUÉS	09°12'N	75°23'W
99	PRIMATES	SUCRE	COLOSÓ	09°31'N	75°20'W
100	NATAIMA	TOLIMA	ESPINAL	04°11'N	74°57'W
101	APTO. PERALES	TOLIMA	IBAGUÉ	04°26'N	75°09'W
102	APTO. PLANADAS	TOLIMA	PLANADAS	03°10'N	75°40'W
103	UNIVERSIDAD DEL VALLE	VALLE	CALI	03°24'N	76°32'W
104	PALMIRA ICA	VALLE	PALMIRA	03°31'N	76°19'W
105	APTO. ALFONSO BONILLA	VALLE	PALMIRA	03°33'N	76°23'W
106	APTO. FARFÁN	VALLE	TULUÁ	04°06'N	76°13'W
107	CENTRO ADMO. LA UNIÓN	VALLE	LA UNIÓN	04°32'N	76°03'W
108	COLPUERTOS	VALLE	BUENAVENTURA	03°53'N	77°04'W
109	ALBÁN	VALLE	EL CAIRO	04°46'N	76°13'W
110	APTO. PUERTO CARREÑO	VICHADA	PUERTO CARREÑO	06°11'N	67°29'W
111	LAS GAVIOTAS	VICHADA	SAN JOSÉ DE OCUNE	04°33'N	70°56'W

BIBLIOGRAFÍA

1. W. J. Gibbs. *Definiendo el clima. Revista oficial de la Organización Meteorológica Mundial*, OMM, volumen 36, No. 4, octubre de 1987.
2. Gutzler, D., & R. A. Madden, 1989: *Seasonal variations in the spatial structure of intraseasonal tropical wind fluctuations*. J. Atmos. Sci., 46, 641-660.
3. Hendon, H. H., 1995: *Length of day changes associated with the Madden-Julian Oscillation*. J. Atmos. Sci., 52, 2.373-2.383.
4. Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, et al, 1996: *The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.
5. Kousky, V. E. & M. T. Kayano, 1993: *Real-time monitoring of intraseasonal oscillations. Proc. Eighteenth Annual Climate Diagnostics Workshop*, 1-5 November 1993, Boulder-Co.
6. León G. & Zea J., 1997: *Software de adaptación para la interpretación de datos de los Modelos sinópticos globales medios multianuales*. Proyecto Reanálisis NCAR (National Center for Atmospheric Research) - Clsinop. Bogotá, D. C., Colombia.
7. Madden, R.A. & P. R. Julian, 1971: *Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific*. J. Atmos. Sci., 28, 702-708.
8. Marquardt, C. & Naujokat B, 1997: *An update of the equatorial QBO and its variability*. First SPARC General Assembly. WCRP-99, WMO/TD N° 814.
9. Organización Meteorológica Mundial, *Guía de Prácticas Climatológicas*, OMM No. 100, Ginebra, Suiza, 1990.
10. Organización Meteorológica Mundial. Guidelines on climate metadata and homogeneity. WCDMP-No. 53, WMO-TD No.1186, Ginebra, Suiza, 2003.

11. Poveda, G. *La corriente de chorro superficial del oeste "del Chocó": Climatología y variabilidad durante las fases del ESO*. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Fac. de Minas, Medellín.
12. Reed, R., Campbell, W., Rasmussen, L. & D. G. Rogers, 1961: *Evidence of a downward-propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere*. J. Geophys. Res., 66,813-818.
13. Reed, R. & D. G. Rogers, 1962: *Circulation of the tropical atmosphere in the years 1954-1960*. J. Atmos. Sci.,19, 127-135.
14. Walters, K. R., A. G. Korik & M. J. Vojtesak, 1989: *The Caribbean Basin. A Climatological Study*. USAFTAC/TN-89/003.
15. ww2010.atmos.uiuc.edu
16. Zea, J., 2003. *Caracterización climática del área norte del Chocó y la zona de Urabá*. Ideam, (documento interno).

Anexo 3

Modelos estadísticos aplicados a los datos de viento

Esta parte del Atlas presenta el marco teórico de la modelación temporal de las series de viento, la cual incluyó complementación de datos faltantes mediante modelos autorregresivos integrados de media móvil denominados ARIMA. Adicional a ello, se describen las distribuciones de probabilidad y se suministran valores mensuales de parámetros de escala y forma de la distribución Weibull en algunos lugares del país, típicos para estudios de potencial eólico.

3.1 METODOLOGÍA PARA LA ESTIMACIÓN DE DATOS FALTANTES EN LAS SERIES MENSUALES DE LA VARIABLE: DIRECCIÓN Y VELOCIDAD DEL VIENTO

Este procedimiento se refiere esencialmente al análisis estadístico de las series mensuales correspondientes a la variable meteorológica “velocidad del viento”, con el fin de describir no solo su comportamiento temporal, sino mediante la identificación de un modelo estadístico (ARIMA), estimar sus datos faltantes. Este modelo se denomina modelo autorregresivo integrado con promedio móvil.

Asimismo, el proceso para la estimación de los valores faltantes en las observaciones climatológicas, relacionadas con la dirección del viento, se basa en la aplicación de una medida de tendencia central, como la moda. Su utilización depende de la variabilidad que presenta la serie.

3.2 DESCRIPCIÓN DEL MODELO

Sea $\{z_1, z_2, \dots, z_t\}$, una serie temporal proveniente del proceso estocástico $\{Z_t\}$. Supóngase que el proceso obedece al modelo ARIMA:

$$\Phi_p(B^s) \phi_p(B) \delta_d(B) Z_t = \theta_q(B) \Theta_q(B^s) a_t^2,$$

donde $\Phi_p(B)$, $\theta_q(B)$, $\Phi_p(B^s)$ y $\Theta_q(B^s)$, son polinomios de grados p, q y P, Q , de la parte autorregresiva estacionaria y de la parte de media móvil de los procesos no estacionales y estacionales respectivamente. Asimismo, $\delta_d(B)$, representa el producto eventual de operadores de diferenciación simple y estacional y $\{a_t\}$ es un proceso de ruido blanco, de media cero y varianza σ_a^2 . Los modelos se denominan: ARIMA $(p, d, q) \times (P, D, Q)$.

La metodología que se utiliza fue desarrollada por Gómez & Maravall (1996) y para implementarla se utilizó el programa computacional TRAMO (Time Series Regression with ARIMA Noise, Missing Observations, and Outliers).

En la aplicación de esta metodología se debe tener en cuenta el número de datos faltantes. Existen esencialmente dos métodos: el primero de ellos se conoce como Datos Atípicos Aditivos (cuando no se superan los 30 datos faltantes) y el segundo como Suavizador de Punto Fijo (SPF), en caso contrario.

3.3 CONSTRUCCIÓN DEL MODELO

3.3.1 IDENTIFICACIÓN DEL MODELO

Para la construcción de un modelo ARIMA se examina en la serie la propiedad de estacionaridad y en caso de no presentarse se establece dicha propiedad.

La estacionaridad en la serie, con respecto a su varianza, se establece mediante la transforma-

ción logarítmica de Box-Cox. Asimismo, para estabilizar el nivel de la serie, si la serie presenta tendencia o muestra cambios de nivel en la media, se utiliza un orden de diferenciación simple (d), el cual consiste en aplicarle a la serie $\{Z_t\}$ el operador diferencia (∇_n) un número n apropiado de veces, hasta lograr la estacionariedad de la misma. De esta forma, si la serie tiene componente estacional se debe aplicar una diferencia estacional, denotada por (∇_s) , con el fin de establecer estacionariedad en la serie. En general para la identificación del modelo se utilizan las funciones de autocorrelación simple y parcial.

3.3.2 ESTIMACIÓN DE LOS PARÁMETROS INVOLUCRADOS EN EL MODELO

Se identifica el modelo mediante la definición de los órdenes de diferenciación simple y estacional y de los polinomios autorregresivo y de promedios móviles. Posteriormente se estiman $\phi_1, \dots, \phi_p, \theta_1, \dots, \theta_q, \Phi_1, \dots, \Phi_p, \Theta_1, \dots, \Theta_q$ que representan los parámetros de los polinomios: $\phi_p(B)$, $\theta_q(B)$, $\Phi_p(B^s)$ y $\Theta_q(B^s)$. Dicha estimación se realiza por el método de máxima verosimilitud y sus valores deben oscilar entre -1 y 1.

Para examinar la significación estadística de los parámetros estimados se utiliza el estadístico T-Student a un nivel de significación del 5%.

3.3.3 CRITERIOS PARA VALIDACIÓN DEL MODELO

En esta etapa se verifican las hipótesis estadísticas sobre el proceso $\{a_t\}$ usando los residuales del modelo. Es decir, sus valores deben satisfacer las siguientes condiciones: media igual a cero, varianza constante, independencia y distribución probabilística normal.

Los dos primeros supuestos se verifican utilizando el estadístico T-Student y mediante el análisis de la gráfica de los residuales contra el tiempo, para constatar si la varianza es o no constante. La normalidad de los residuos se verifica mediante la prueba estadística de bondad de ajuste Chi-cuadrada.

Asimismo, para determinar la significación de las autocorrelaciones se utilizan los estadísticos Q de Ljung-Box y Durbin-Watson a un nivel de probabilidad del 95%.

3.4 ESTIMACIÓN DE DATOS FALTANTES

A continuación se presentan los resultados de la aplicación de la metodología a los registros mensuales de la estación meteorológica Nataima, ubicada en el municipio de El Espinal, departamento del Tolima. La serie original y la interpolada se presentan en las Figs. 3-1 y 3-2, respectivamente.

Tabla 3-1. Promedios mensuales de la velocidad del viento (m/s)

AÑO	Estación: Nataima Período: 1981-2003						Municipio: Espinal Dpto.: Tolima					
	JAN	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DIC
1981	2.4	2.4	2.8	2.378	2.2	2.2	3	2.8	3	2.4	2.173	2
1982	2.4	2.2	2.3	2.2	2.2	2.4	2.9	3.7	2.9	2.3	2.2	2
1983	2.4	2.6	2.4	2.2	2.1	2.4	3.2	3.4	2.9	2.7	2.3	2.133
1984	2.355	2.485	2.574	2.355	2.248	2.41	2.919	3.032	2.5	2.4	2.1	2
1985	2.8	2.65	2.8	2.367	2.1	2.9	3.1	2.7	2.6	2.3	2.2	2.2
1986	2.314	2.3	2.3	2.308	2.3	2.4	3.3	3.3	3.5	2.4	2.4	2.3
1987	2.442	2.8	2.9	2.5	2.3	2.405	2.861	2.9	2.8	2.2	2.3	2.2
1988	2.2	2.6	3.2	2.5	2.4	2.4	2.7	2.7	2.3	2.5	2.2	2.1
1989	1.8	2.4	2.5	2.5	2.2	2.3	2.9	2.4	2.9	2.5	2.4	2.3
1990	2.4	2.5	2.7	2.3	2.3	2.5	2.9	3.6	3.1	2.5	2.1	2.1

(Continúa)

AÑO	JAN	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DIC
1991	2.5	2.8	2.3	2.4	2.2	2.2	2.6	3.2	3.3	2.7	2.1	2.1
1992	2.3	2.2	2.8	2.4	2.1	2.4	2.7	3.4	2.8	2.6	2.149	2
1993	2	2.4	2.4	2	2	2.3	2.6	3.5	2.9	2.4	1.9	1.9
1994	2	2	2.2	2	1.9	2.2	3	3.3	3.1	2.2	1.9	1.8
1995	2.2	2.3	2.4	2.4	2.4	2.1	2.3	2.3	2.8	2.3	2	1.8
1996	1.9	2.2	2.2	2.3	2	2.1	2.6	2.9	2.6	1.9	1.9	1.838
1997	1.9	2.161	2.19	2	2.2	1.9	3.1	3.6	2.9	2.4	2.2	1.8
1998	2.1	2.3	2.1	1.8	2	2.2	2.6	2.5	2.5	2.4	1.8	1.8
1999	1.9	1.9	2.1	2.056	2.1	1.9	2.4	2.9	2.1	2.116	2	2.1
2000	2.4	2.3	2	1.9	1.8	1.8	2.2	2.7	2.2	2.1	2.1	1.8
2001	1.8	2	1.7	2.1	2	2.3	2.2	2.9	2.3	2.5	1.8	1.7
2002	1.895	2.1	2.2	2	2.2	2.3	2.2	2.8	2.3	2.2	1.7	1.6
2003	1.8	2	1.9	2	1.9	1.8	2.3	2.8	2.4	1.8	1.7	1.8

Los valores sombreados corresponden a los valores estimados con el modelo ARIMA.

METHOD OF ESTIMATION: EXACT MAXIMUM LIKELIHOOD				
PARAMETER	ESTIMATE	STD ERROR	T RATIO	LAG
AR1 1	-.26042	0.69231E-01	-3.76	1
MA1 1	-.98436	0.26704	-3.69	1
MA2 1	-.88558	0.55958E-01	-15.83	12
MODEL: ARIMA (1,1,1) (0,1,1)12				
EST-STATISTICS ON RESIDUALS				
MEAN = -0.0054594		ST. DEV. OF MEAN = 0.0060306		T-VALUE = -0.9053
NORMALITY TEST = 0.3089E-01		(CHI-SQUARED(2))		SKEWNESS = 0.0004 (SE = 0.1591)
				KURTOSIS = 2.9441 (SE = 0.3182)
DURBIN-WATSON = 2.0362				
LJUNG-BOX Q VALUE OF ORDER 24 IS 10.57 AND IF RESIDUALS ARE RANDOM IT SHOULD BE DISTRIBUTED AS CHI-SQUARED(21)				

En el proceso se obtuvo un modelo que incluye parámetros de promedio móvil de orden uno y de orden 12 estacional y autorregresivo de orden uno. La componente promedio móvil indica que cada observación de la variable está determinada

principalmente por las componentes aleatorias de las observaciones tanto del mes como del año anterior. Igualmente, el parámetro autorregresivo indica el grado de influencia de las observaciones del mes anterior.

Figura 3-1. Serie Original

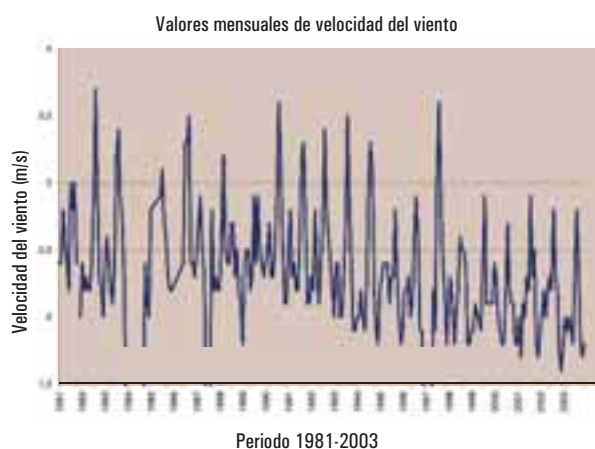
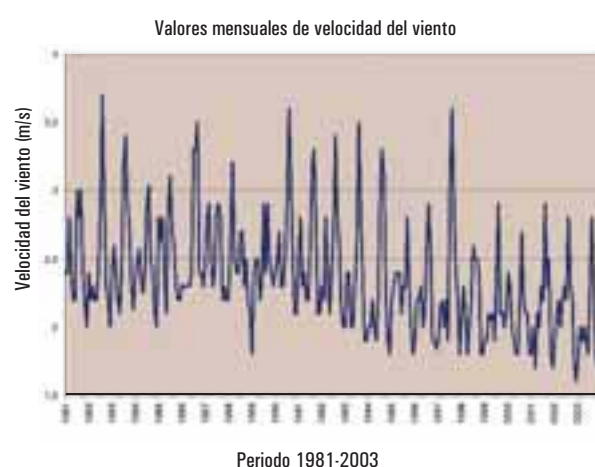


Figura 3-2. Serie Interpolada



3.5. ANÁLISIS PROBABILÍSTICO DE LA INFORMACIÓN DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

La presente metodología incluye diferentes aspectos relacionados con el análisis descriptivo de la información horaria de la variable y el ajuste de los modelos probabilísticos a sus series mensuales, con el fin de describir teóricamente su comportamiento.

Este proceso se desarrolla en varias etapas: la primera comprende la descripción del comportamiento diario de esta variable y la construcción de la distribución de frecuencias de sus valores horarios; la segunda, la determinación tanto de su distribución empírica como de su distribución teórica, según el modelo Weibull, y la última se refiere a la construcción de los intervalos de probabilidad de ocurrencia de sus diferentes valores.

La determinación de estos intervalos permite establecer una escala de categorías con el fin de clasificar el valor observado como un evento normal o extraordinario.

3.5.1 ANÁLISIS DESCRIPTIVO DE LA INFORMACIÓN HORARIA

La información básica para el presente análisis corresponde a los promedios horarios, de velocidad del viento, obtenidos en las diferentes estaciones meteorológicas del país. Como fase preliminar se describe su comportamiento diario mediante el análisis de sus velocidades horarias. Posteriormente, se construye para un mes determinado su distribución de frecuencias agrupando los valores por intervalos. Esta información permite identificar las magnitudes más frecuentes.

3.5.2 DISTRIBUCIONES DE PROBABILIDAD EMPÍRICA

El análisis probabilístico de las series mensuales se efectúa mediante la construcción de la distribución de probabilidad empírica. Se define como la frecuencia acumulada porcentual de los datos ordenados en forma ascendente y representa la probabilidad de ocurrencia de un valor menor al dato considerado. A cada valor se le asigna una probabilidad (F) igual a $m/(N+1)$, donde m es el número de orden del dato en la serie y N el número de datos.

La información que suministra esta distribución permite determinar sus nueve deciles D_1, D_2, \dots, D_9 , y sus rangos interdecílicos. De esta forma un 10% cae entre D_1 y D_2 ; o entre D_3 y D_4 , y así sucesivamente. Igualmente un 10% cae por encima de D_9 .

Con los rangos interdecílicos se establece la siguiente escala de categorías: rangos que indican situación de normalidad son valores con probabilidad de ocurrencia acumulada entre 30% y 70%. Los valores inferiores y superiores a este intervalo indican situación de anormalidad.

3.5.3 MODELO DE PROBABILIDAD WEIBULL Y PRUEBA DE BONDAD DE AJUSTE

La función de distribución acumulativa de WEIBULL se define de la siguiente forma:

$$F(x, \alpha, \beta) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{x}{\beta}\right)^\alpha\right] \quad x \geq 0 \quad [3-1]$$

α es el parámetro de forma y β es el parámetro de escala.

$$\beta = \frac{M_x}{\Gamma\left(1 + \frac{1}{\alpha}\right)} \quad [3-2]$$

M_x , es la media mensual
 Γ es la función gama

El valor del parámetro α se puede determinar mediante su relación con el coeficiente de variación o con el factor de energía. Igualmente, puede obtenerse por el método de análisis de regresión entre los valores de la variable y su probabilidad acumulativa, utilizando la transformación logarítmica y el método de mínimos cuadrados.

Prueba de Kolmogorov-Smirnov: Esta es una prueba de bondad de ajuste. Se basa en una comparación entre las funciones de distribución acumulativa empírica y teórica de los datos ordenados en forma ascendente. Si esta comparación revela una diferencia significativa estadísticamente entre ellas, entonces no se acepta el ajuste del modelo probabilístico descrito por la ley Weibull.

3.5.4 APLICACIONES EN LA INFORMACIÓN HORARIA Y MENSUAL

Descripción del comportamiento diario: La información básica para el presente análisis corresponde a los registros horarios del mes de enero (1977-2001) de la estación meteorológica del aeropuerto Ernesto Cortissoz ubicado en el municipio de Soledad (Atlántico) tal como se muestra en la Fig. 3-3 y la Tabla 3-2.

Figura 3-3. Ciclo horario de la velocidad del viento para enero. Aeropuerto Ernesto Cortissoz

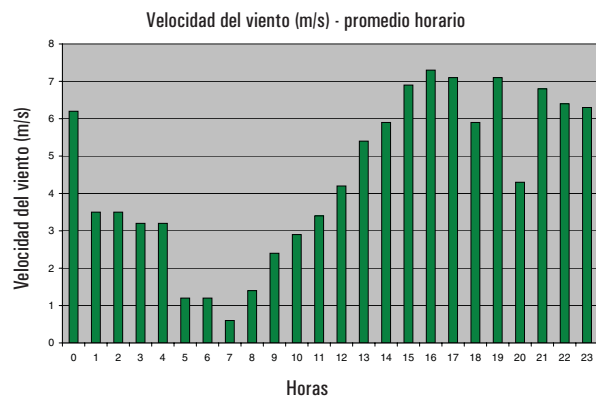


Tabla 3-2. Velocidades horarias de la velocidad del viento

Estación: Aeropuerto Ernesto Cortissoz. (Atlántico)
 Mes: Enero (1977 – 2001)

VELOCIDAD DEL VIENTO (m/s)			
Hora del día	Promedio	Hora del día	Promedio
0	6.2	12	4.2
1	3.5	13	5.4
2	3.5	14	5.9
3	3.2	15	6.9
4	3.2	16	7.3
5	1.2	17	7.1
6	1.2	18	5.9
7	0.6	19	7.1
8	1.4	20	4.3
9	2.4	21	6.8
10	2.9	22	6.4
11	3.4	23	6.3

En el análisis de su variabilidad horaria, de la Tabla 3-2, se destacan dos ciclos de mayor magnitud. El primero comprende a las horas de la tarde, entre las 15 y 19 horas, con valores que oscilan entre 5.9 y 7.3 m/s. El segundo ciclo se presenta en las últimas horas del día y sus valores oscilan entre 6.05 y 6.8 m/s.

Asimismo, el ciclo con menor magnitud se registra en las horas de mañana, entre las cinco y las ocho con valores que oscilan entre 0.6 y 1.4 m/s.

3.5.5 DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

La distribución de frecuencias de la velocidad del viento presenta las siguientes características: los valores oscilan en un rango entre 0 y 20.6 m/s. Se destacan por su mayor frecuencia los intervalos que incluyen valores entre 2.8 y 6.99 m/s y cubren el 51.1% del total de las observaciones. Los mayores valores oscilan, en un rango amplio, entre 11.2 y 20.6 m/s y representan solamente un 2.5% del total de las observaciones. (Ver Fig. 3-4 y Tabla 3-3).

Modelos de probabilidad y prueba de bondad de ajuste: La información básica para este análisis corresponde a los valores mensuales de la velocidad del viento. Para su análisis se desarrollan tres procesos, a saber. El primero, se refiere al ajuste del modelo probabilístico Weibull (método de análisis de regresión), el segundo, la aplicación de la prueba de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov y el tercero, la determinación de los intervalos de probabilidad.

El ajuste del modelo probabilístico se desarrolla para las series mensuales de la estación meteorológica del aeropuerto Ernesto Cortissoz, ubicado en el municipio de Soledad, Departamento del Atlántico, durante el período 1977-2001.

Figura 3-4. Distribución de frecuencias de la velocidad del viento para el Aeropuerto Ernesto Cortissoz

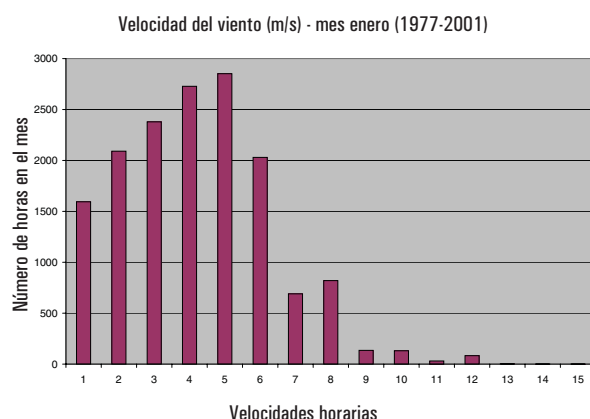


Tabla 3-3. Distribución de frecuencias de la velocidad del viento para el Aeropuerto Ernesto Cortissoz

VELOCIDAD DEL VIENTO (m/s)			
Mes: Enero	Periodo: 1977-2001		
Intervalos	Promedio	Número de horas	
0	1.39	0.7	1.594
1.4	2.79	2.1	2.091
2.8	4.19	3.5	2.379
4.2	5.59	4.9	2.728
5.6	6.99	6.3	2.852
7	8.39	7.7	2.030
8.4	9.79	9.1	690
9.8	11.19	10.5	820
11.2	12.59	11.9	135
12.6	13.99	13.3	131
14	15.39	14.7	31
15.4	16.79	16.1	83
16.8	18.19	17.5	3
18.2	19.59	18.9	1
19.6	20.99	20.3	1
Total número de horas			15.569

Además de este proceso se han realizado, para las series mensuales de esta estación meteorológica, el ajuste de otros modelos probabilísticos como el normal y Weibull, cuyos parámetros de forma y escala se obtienen por dos métodos: según su relación con el coeficiente de variación y con el factor de energía. Con excepción de este último modelo, los demás modelos presentaron desviaciones casi similares con respecto a la distribución empírica. En el modelo Weibull, según el factor de energía se presentaron las mayores desviaciones con respecto a la distribución empírica y no acepta el ajuste en algunos meses. De esta forma, se selecciona el modelo de Weibull, método de análisis de regresión, debido a su método de estimación y a los requerimientos de sus parámetros α y β , en diferentes aplicaciones. (Ver Tablas 3-4 y 3-5). El resultado de la prueba de Kolmogorov-Smirnov se presenta en la Tabla 3-6.

Tabla 3-4. Distribución Weibull (D-W) de probabilidades (enero-junio). Período 1977-2001

Distribución	ENE		FEB		MAR		ABR		MAY		JUN	
	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W
0.034	4.1	0.146	4.2	0.071	4.1	0.056	3.6	0.061	2.0	0.070	1.4	0.048
0.069	4.2	0.169	4.4	0.100	4.3	0.079	3.8	0.090	2.1	0.087	1.5	0.062
0.103	4.2	0.169	4.7	0.162	4.5	0.110	4.0	0.128	2.3	0.130	1.6	0.080
0.138	4.3	0.194	4.8	0.188	4.8	0.172	4.1	0.151	2.3	0.130	1.8	0.125
0.172	4.3	0.194	4.9	0.217	4.8	0.184	4.3	0.208	2.3	0.130	1.9	0.153
0.207	4.3	0.194	5.0	0.250	5.1	0.257	4.4	0.241	2.6	0.217	2.0	0.184
0.241	4.4	0.222	5.0	0.250	5.2	0.291	4.6	0.318	2.7	0.252	2.2	0.258
0.276	4.4	0.222	5.1	0.285	5.2	0.291	4.6	0.318	2.8	0.291	2.4	0.345
0.310	4.4	0.222	5.1	0.285	5.2	0.291	4.6	0.318	2.9	0.332	2.4	0.345
0.345	4.6	0.286	5.1	0.285	5.4	0.366	4.7	0.361	2.9	0.332	2.6	0.441
0.379	4.6	0.286	5.1	0.285	5.4	0.366	4.8	0.407	2.9	0.332	2.6	0.441
0.414	4.8	0.359	5.3	0.364	5.4	0.366	4.8	0.407	3.1	0.422	2.6	0.441
0.448	4.8	0.359	5.3	0.364	5.5	0.408	4.8	0.407	3.2	0.470	2.7	0.492
0.483	5.1	0.485	5.3	0.364	5.6	0.451	4.9	0.456	3.2	0.470	2.8	0.543
0.517	5.2	0.530	5.4	0.408	5.6	0.451	4.9	0.456	3.3	0.518	2.9	0.594
0.552	5.2	0.530	5.4	0.408	5.7	0.495	5.0	0.506	3.3	0.519	2.9	0.594
0.586	5.2	0.530	5.4	0.408	5.7	0.495	5.0	0.506	3.4	0.568	2.9	0.594
0.621	5.2	0.530	5.6	0.501	5.8	0.541	5.0	0.506	3.4	0.568	3.0	0.643
0.655	5.2	0.530	5.9	0.649	5.9	0.588	5.1	0.558	3.4	0.568	3.0	0.643
0.690	5.2	0.530	5.9	0.649	5.9	0.588	5.1	0.558	3.5	0.617	3.0	0.643
0.724	5.3	0.564	6.0	0.697	5.9	0.588	5.2	0.610	3.5	0.617	3.0	0.643
0.759	5.3	0.575	6.1	0.743	6.0	0.634	5.3	0.661	3.6	0.664	3.1	0.691
0.793	5.3	0.575	6.2	0.786	6.1	0.679	5.3	0.661	3.7	0.710	3.2	0.737
0.828	5.7	0.749	6.2	0.786	6.2	0.723	5.3	0.661	3.7	0.710	3.2	0.737
0.862	6.0	0.856	6.2	0.786	6.6	0.872	5.4	0.711	3.9	0.794	3.3	0.779
0.897	6.0	0.856	6.6	0.923	6.9	0.943	5.5	0.765	4.1	0.863	3.3	0.779
0.931	6.6	0.973	6.7	0.941	7.4	0.992	6.6	0.996	4.6	0.966	3.6	0.882
0.966	7.9	0.9999	7.9	0.9999	7.7	0.999	7.2	0.9999	5.7	0.9999	4.6	0.997
α	6.58		7.81		7.49		7.34		4.62		3.99	
β	5.427		5.86		5.99		5.24		3.53		2.98	

Distribución empírica: $\frac{m}{N+1}$ donde m: Número de orden y N: Número de datos

Distribución Weibull con parámetros obtenidos mediante el análisis de regresión, α es el parámetro de forma y β es el parámetro de escala.

Tabla 3-5. Distribución Weibull (D-W) de probabilidades (julio-diciembre). Período 1977-2001

Distribución	JUL		AGOS		SEP		OCT		NOV		DIC	
	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W	VEL	D-W
0.034	1.3	0.017	1.8	0.040	1.2	0.030	1.1	0.028	1.8	0.060	2.7	0.1288
0.069	1.8	0.066	1.9	0.053	1.3	0.042	1.4	0.084	1.8	0.060	2.8	0.1464
0.103	2.2	0.149	2.2	0.110	1.8	0.163	1.5	0.114	2.0	0.102	2.9	0.1655
0.138	2.3	0.177	2.3	0.137	2.0	0.245	1.6	0.151	2.1	0.130	3.2	0.2315
0.172	2.5	0.243	2.4	0.167	2.0	0.245	1.7	0.196	2.3	0.202	3.3	0.2563
0.207	2.5	0.243	2.7	0.286	2.1	0.294	1.8	0.248	2.4	0.246	3.3	0.2563
0.241	2.7	0.321	2.7	0.286	2.1	0.294	1.8	0.248	2.4	0.246	3.3	0.2563
0.276	2.7	0.321	2.8	0.335	2.2	0.348	1.9	0.307	2.5	0.295	3.4	0.2823
0.310	2.9	0.408	2.8	0.335	2.2	0.348	2.0	0.373	2.5	0.295	3.5	0.3096
0.345	2.9	0.408	2.9	0.387	2.2	0.348	2.0	0.373	2.5	0.295	3.5	0.3096
0.379	2.9	0.408	2.9	0.387	2.3	0.405	2.0	0.373	2.6	0.350	3.6	0.338
0.414	3.0	0.454	3.0	0.441	2.3	0.405	2.0	0.373	2.6	0.350	3.8	0.3976
0.448	3.0	0.454	3.0	0.441	2.3	0.405	2.1	0.445	2.7	0.409	3.8	0.3976
0.483	3.1	0.502	3.1	0.499	2.4	0.465	2.2	0.497	2.7	0.409	3.8	0.3976
0.517	3.1	0.502	3.1	0.499	2.4	0.465	2.2	0.519	2.8	0.471	3.9	0.4285
0.552	3.2	0.550	3.1	0.499	2.4	0.465	2.2	0.519	2.9	0.503	3.9	0.4285
0.586	3.2	0.550	3.2	0.557	2.4	0.465	2.2	0.519	3.0	0.579	3.9	0.4285
0.621	3.3	0.592	3.2	0.557	2.4	0.465	2.2	0.519	3.0	0.599	4	0.46
0.655	3.3	0.597	3.4	0.672	2.6	0.588	2.2	0.538	3.2	0.723	4	0.46
0.690	3.4	0.644	3.4	0.672	2.7	0.649	2.4	0.667	3.2	0.723	4.1	0.4918
0.724	3.4	0.644	3.4	0.672	2.7	0.649	2.5	0.737	3.2	0.723	4.3	0.5559
0.759	3.5	0.689	3.5	0.726	2.8	0.707	2.5	0.737	3.2	0.723	4.3	0.5559
0.793	3.6	0.733	3.5	0.726	2.8	0.707	2.5	0.737	3.3	0.779	4.407	0.5899
0.828	3.6	0.733	3.5	0.726	3.0	0.810	2.6	0.799	3.4	0.829	4.5	0.6191
0.862	3.7	0.773	3.6	0.776	3.0	0.810	2.7	0.853	3.4	0.829	5.2	0.8126
0.897	3.8	0.810	3.6	0.776	3.4	0.943	2.8	0.897	3.4	0.829	5.3	0.8347
0.931	4.2	0.922	4.3	0.977	3.5	0.962	2.8	0.897	3.8	0.958	6.6	0.9843
0.966	4.7	0.984	4.6	0.995	3.6	0.975	3.4	0.997	4.2	0.995	9.3	0.9999
α	4.26		5.18		4.37		4.69		5.26		3.81	
β	3.37		3.32		2.67		2.35		3.05		4.54	

Distribución empírica: $\frac{m}{N+1}$ donde m: Número de orden y N: Número de datos

Distribución Weibull con parámetros obtenidos mediante el análisis de regresión, α es el parámetro de forma y β es el parámetro de escala.

Tabla 3-6. Prueba de Bondad de ajuste Kolmogorov-Smirnov. Valores de la estadística D_m^*

Estación: Aeropuerto Ernesto Cortissoz (Atlántico)
Mes: Mayo (1977-2001).

MES	DISTRIBUCIÓN WEIBULL
ENERO	0.218
FEBRERO	0.178
MARZO	0.137
ABRIL	0.166
MAYO	0.117
JUNIO	0.118
JULIO	0.098
AGOSTO	0.120
SEPTIEMBRE	0.156
OCTUBRE	0.117
NOVIEMBRE	0.074
DICIEMBRE	0.208

D_m^* : máxima diferencia absoluta entre la probabilidad empírica y teórica.

El modelo probabilístico Weibull presenta en los meses de enero y diciembre las mayores desviaciones con respecto a la distribución empírica. En general, es aceptable el ajuste del modelo a un nivel de significación del 5%.

Determinación de los intervalos de probabilidad: Los intervalos de la probabilidad empírica que definen situación de normalidad se encuentran entre el 30 y 70% y sus valores oscilan entre el decil 3 y el decil 7, es decir, entre 2.86 y 3.5 m/s. Los valores inferiores y superiores a este intervalo indican situación de anormalidad.

Así mismo, los intervalos de la probabilidad, según la distribución Weibull, que definen situación de normalidad, se encuentran entre el 30 y 70% y sus valores oscilan entre los deciles 3 y 7, es decir, entre 2.82 y 3.68 m/s, como se muestra en la Tabla 3-7.

Tabla 3-7. Intervalos de probabilidad de velocidad del viento (m/s)

Estación: Aeropuerto Ernesto Cortissoz (Atlántico)
Mes: Mayo (1977-2001).

Deciles	Distr. Empírica	Distr. Weibull
1	2.26	2.17
2	2.51	2.55
3	2.86	2.82
4	3.02	3.05
5	3.24	3.26
6	3.40	3.47
7	3.50	3.68
8	3.70	3.92
9	4.15	4.24

3.6 RESULTADOS DE LOS PARÁMETROS ALFA Y BETA

A continuación, en la Tabla 3-8, se presentan valores de los parámetros de forma (α) y escala (β) para algunos lugares de Colombia, donde el periodo de la información presentó pocos vacíos en los datos, y aseguró confianza en el resultado.

Tabla 3-8. Parámetros alfa (α) y beta (β) para algunas estaciones de viento del país

NOMBRE ESTACIÓN	DPTO.	PERIODO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
APTO. V. COBO	AMAZONAS	1987-1996												
		α	7.39	8.11	10.90	11.89	6.20	7.57	7.35	7.21	6.05	4.69	7.95	6.53
		β	1.20	1.17	1.14	1.06	1.04	1.04	1.11	1.11	1.17	1.22	1.12	1.18
APTO. LOS CEDROS	ANTIOQUIA	1983-1993												
		α	6.51	9.13	9.38	11.12	10.39	13.22	12.75	11.10	9.91	8.90	13.40	6.17
		β	2.78	3.12	3.21	2.62	1.94	1.66	1.84	1.81	1.95	2.24	1.98	2.37

NOMBRE ESTACIÓN	DPTO.	PERIODO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
APTO. O. HERRERA	ANTIOQUIA	1991-2004												
		α	17.07	12.91	12.37	19.01	18.00	17.89	16.08	16.08	14.66	15.34	12.81	14.67
		β	2.79	2.74	2.78	2.51	2.46	2.53	2.70	2.70	2.56	2.39	2.44	2.55
TULIO OSPINA	ANTIOQUIA	1982-1991												
		α	8.70	9.31	8.65	8.08	8.77	8.47	11.18	6.62	6.68	9.85	8.44	13.69
		β	3.41	3.20	3.14	2.90	2.88	2.89	3.10	2.86	2.81	2.43	2.73	3.06
LA SELVA	ANTIOQUIA	1981-1992												
		α	6.91	4.80	5.33	5.76	8.65	6.57	6.96	5.80	5.74	5.07	5.26	5.27
		β	1.57	1.66	1.65	1.51	1.49	1.73	1.94	1.87	1.74	1.39	1.35	1.42
REPELÓN	ATLÁNTICO	1981-2002												
		α	12.39	14.70	17.17	15.35	11.76	16.80	13.73	11.76	11.14	10.25	8.11	6.57
		β	3.03	3.16	3.12	2.86	2.28	2.15	2.37	2.34	2.14	2.02	2.18	2.76
APTO. E. CORTISSOZ	ATLÁNTICO	1986-2004												
		α	10.61	9.77	9.07	12.11	6.25	4.56	3.76	4.77	3.99	4.30	5.23	5.75
		β	4.91	5.48	5.62	4.96	3.47	3.04	3.36	3.31	2.66	2.40	2.96	4.02
LAS FLORES	ATLÁNTICO	1985-1994												
		α	5.94	5.71	5.74	6.86	4.97	5.55	8.63	5.07	7.25	5.85	6.07	5.11
		β	9.05	9.00	9.51	7.73	5.52	5.25	6.61	5.45	4.33	4.26	5.75	9.02
APTO. EL DORADO	BOGOTA D. C.	1981-2003												
		α	5.57	5.67	6.63	7.62	6.77	7.03	5.23	5.11	6.09	4.64	5.65	6.76
		β	2.30	2.42	2.43	2.18	2.34	2.65	2.89	2.82	2.28	2.18	2.16	2.20
CARMEN DE BOLÍVAR	BOLÍVAR	1982-1991												
		α	18.77	12.36	20.68	12.61	14.16	13.64	17.28	12.45	15.15	15.43	15.11	9.10
		β	1.92	2.17	2.20	2.08	1.79	1.75	1.93	1.88	1.76	1.65	1.61	1.82
VILLA CARMEN	BOYACÁ	1992-2004												
		α	9.67	9.62	15.58	13.86	11.38	10.80	10.16	8.92	11.12	11.16	11.49	10.27
		β	4.01	4.08	3.85	3.90	4.37	4.92	5.19	5.30	4.52	3.93	3.66	3.97
SURBATA BONZA	BOYACÁ	1993-2004												
		α	5.25	4.40	5.16	5.19	5.65	5.89	4.65	4.13	8.89	5.62	5.02	5.52
		β	1.99	1.98	1.99	1.73	1.60	1.71	1.95	2.05	1.63	1.64	1.75	1.82
U. P. T. C.	BOYACÁ	1982-2004												
		α	18.79	13.97	13.19	17.58	18.79	13.20	12.00	12.66	13.34	15.33	13.20	15.30
		β	2.27	2.54	2.46	2.35	2.27	2.57	2.73	2.73	2.52	2.28	2.20	2.22

NOMBRE ESTACIÓN	DPTO.	PERIODO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
BELENCITO	BOYACÁ	1996-2004												
		α	6.62	7.97	7.30	6.99	6.63	6.28	6.67	8.12	10.16	7.77	7.84	9.15
		β	2.10	2.15	1.91	1.92	1.88	2.11	2.11	2.12	1.84	1.78	1.81	2.01
S. NEVADA COCUY	BOYACÁ	1981-1989												
		α	22.94	12.17	12.18	28.75	15.64	11.06	10.22	6.35	14.65	8.28	18.25	17.18
		β	2.65	2.78	2.68	2.41	2.40	2.71	3.06	2.82	2.56	2.28	2.19	2.59
NARANJAL	CALDAS	1987-2002												
		α	7.20	6.66	7.73	6.72	6.38	7.11	5.63	6.13	5.51	6.54	6.39	6.21
		β	1.64	1.66	1.67	1.61	1.52	1.55	1.63	1.63	1.65	1.66	1.61	1.61
CENICAFÉ	CALDAS	1991-2004												
		α	10.46	10.08	11.41	11.76	9.87	8.47	10.29	9.42	9.46	6.35	10.20	8.44
		β	1.69	1.73	1.66	1.59	1.56	1.62	1.63	1.74	1.56	1.71	1.59	1.64
VALENCIA	CAQUETÁ	1995-2004												
		α	6.52	5.49	5.84	5.71	7.33	5.98	4.26	7.44	4.25	6.01	9.35	8.66
		β	2.47	2.46	2.22	2.40	2.54	2.78	3.16	3.50	2.61	2.46	2.26	2.32
MOTILONIA	CESAR	1998-2002												
		α	8.52	4.73	6.71	7.46	7.38	8.78	8.85	10.49	9.15	8.68	9.54	6.01
		β	2.89	3.43	2.95	2.49	2.22	2.12	2.23	2.19	2.06	1.91	1.91	2.11
TURIPANA	CÓRDOBA	1981-1997												
		α	6.43	6.12	6.05	5.25	8.09	9.21	15.38	10.76	10.46	8.51	8.97	11.52
		β	1.67	2.01	2.34	2.07	1.55	1.37	1.41	1.48	1.40	1.40	1.28	1.27
APTO. LOS GARZONES	CÓRDOBA	1989-2003												
		α	10.29	8.47	7.97	8.19	14.57	13.74	15.00	7.22	10.57	12.54	9.78	7.73
		β	1.48	1.86	2.15	1.90	1.47	1.38	1.59	1.46	1.41	1.33	1.31	1.26
TIBAITATÁ	C/MARCA.	1981-2004												
		α	7.12	6.78	7.75	6.79	7.75	6.04	6.49	5.26	8.03	6.70	7.19	8.01
		β	1.99	2.02	2.01	1.86	2.01	2.31	2.46	2.58	2.17	1.86	1.74	1.82
P. ARQUEOLÓGICO	HUILA	1985-2004												
		α	20.11	16.94	18.93	19.29	20.07	22.61	17.76	20.03	20.86	23.30	18.15	20.09
		β	2.08	2.07	2.00	1.94	1.90	1.91	1.93	1.97	2.11	2.04	1.98	2.05
LOS ROSALES	HUILA	1994-2004												
		α	5.72	5.28	8.58	5.48	5.48	5.67	5.76	6.47	5.80	8.71	6.91	8.64
		β	2.08	2.25	2.13	4.57	2.85	3.41	4.19	4.78	3.51	2.73	2.00	1.93

NOMBRE ESTACIÓN	DPTO.	PERIODO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
SAN ALFONSO	HUILA	1994-2004												
		α	9.26	7.51	7.50	7.55	6.97	8.13	6.98	8.55	7.42	9.61	8.04	5.36
		β	2.46	2.56	2.37	2.05	2.20	2.30	2.72	2.99	2.69	2.74	2.40	2.13
PUERTO BOLÍVAR	LA GUAJIRA	1986-2004												
		α	7.55	8.69	8.68	16.68	9.53	18.79	15.04	8.48	5.67	5.27	7.35	8.82
		β	7.62	7.98	8.02	7.59	7.62	8.16	8.45	8.03	6.41	5.79	6.01	6.76
LA LIBERTAD	META	1987-2000												
		α	9.53	8.92	6.17	8.11	7.58	8.84	8.94	9.64	11.01	8.26	15.91	10.76
		β	1.98	1.91	1.74	1.56	1.47	1.50	1.48	1.48	1.50	1.49	1.58	1.72
EL ENCANO	NARIÑO	1987-2004												
		α	7.76	8.47	5.09	13.35	6.84	4.57	7.66	5.62	6.68	11.25	6.60	7.40
		β	2.01	1.83	1.97	1.77	2.03	2.46	2.72	2.80	2.20	1.99	2.10	1.97
OBONUCO	NARIÑO	1981-2004												
		α	7.67	8.22	10.71	9.09	12.44	7.21	8.92	9.28	7.53	9.70	10.57	10.62
		β	3.44	3.48	3.24	3.23	3.46	4.15	4.64	4.82	4.17	3.48	3.23	3.12
APTO. A. NARIÑO	NARIÑO	1994-2003												
		α	7.16	6.45	8.74	6.88	7.69	9.84	8.49	5.66	6.25	8.42	6.09	8.10
		β	2.42	2.59	2.30	2.32	2.38	2.56	3.17	3.64	2.88	2.82	2.51	2.47
APTO. C. DAZA.	NORTE DE SANTANDER	1981-2004												
		α	3.69	3.05	3.75	3.68	4.14	3.37	4.41	3.76	3.95	3.65	3.09	3.27
		β	2.48	2.54	2.48	2.67	3.62	5.57	5.94	5.27	3.92	3.06	2.33	2.40
CENTRO A. ÁBREGO	NORTE DE SANTANDER	1981-1994												
		α	18.47	20.59	16.57	16.13	12.88	10.01	17.39	10.56	17.46	23.66	14.40	19.55
		β	2.57	2.61	2.68	2.52	2.39	2.71	2.81	2.70	2.47	2.30	2.38	2.45
LA CAMELIA	RISARALDA	1992-2003												
		α	6.95	8.01	9.90	15.28	13.67	11.40	16.53	10.27	8.26	12.70	12.09	9.49
		β	2.39	2.34	2.29	2.02	1.93	1.98	2.17	2.37	2.30	2.08	1.93	1.97
APTO. EL EMBRUJO	S. ANDRÉS	1985-2004												
		α	6.74	6.85	5.75	6.67	5.59	6.23	12.85	4.95	4.26	4.30	5.55	8.42
		β	4.29	4.13	3.95	3.84	3.79	4.56	4.54	4.12	2.95	2.96	3.63	4.18
EL CUCHARO	SANTANDER	1985-2000												
		α	8.92	8.33	12.14	12.67	12.30	11.98	15.42	10.56	9.79	8.03	8.78	10.38
		β	2.07	2.17	2.11	1.98	1.73	1.68	1.71	1.70	1.79	1.62	1.65	1.78

NOMBRE ESTACIÓN	DPTO.	PERIODO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
GRANJA TINAJA	SANTANDER	1996-2004												
		α	9.03	8.89	13.15	8.75	10.01	9.94	9.74	9.68	10.88	9.03	6.36	11.91
		β	1.43	1.45	1.42	1.32	1.37	1.46	1.57	1.51	1.26	1.27	1.31	1.36
APTO. PALO-NEGRO	SANTANDER	1981-2004												
		α	9.54	9.32	9.69	13.80	10.24	8.70	8.58	11.09	11.27	10.53	11.11	12.20
		β	2.95	3.01	2.96	2.90	2.93	2.87	2.96	3.02	3.12	2.98	2.82	2.78
APTO. YARIGUÍES	SANTANDER	1985-2004												
		α	14.02	15.64	13.69	18.16	20.73	18.83	17.89	17.73	17.89	16.63	15.33	16.00
		β	1.68	1.77	1.79	1.77	1.74	1.70	1.79	1.86	1.85	1.77	1.65	1.57
NATAIMA	TOLIMA	1981-2003												
		α	8.26	9.94	7.26	11.06	14.35	9.45	8.51	8.06	8.03	10.89	10.73	10.80
		β	2.31	2.44	2.54	2.31	2.21	2.37	2.87	3.19	2.89	2.44	2.16	2.06
APTO. PERALES	TOLIMA	1991-2002												
		α	13.53	11.06	8.61	8.46	10.95	5.48	7.45	6.82	6.50	6.54	9.82	6.78
		β	1.57	1.59	1.60	1.56	1.49	1.82	2.01	2.22	1.76	1.60	1.35	1.46
COLPUERTOS	VALLE	1988-1998												
		α	9.47	6.43	5.86	6.36	8.06	6.91	6.59	7.66	6.52	8.40	8.24	8.59
		β	1.58	1.51	1.46	1.53	1.46	1.51	1.53	1.57	1.63	1.55	1.56	1.57
CENTRO A. LA UNIÓN	VALLE	1982-1993												
		α	7.17	8.51	5.65	6.19	7.54	9.73	10.12	8.28	6.24	8.10	6.45	7.59
		β	1.66	1.77	1.69	1.54	1.32	1.37	1.57	1.76	1.71	1.50	1.50	1.46
PALMIRA ICA	VALLE	1994-2004												
		α	11.12	8.09	10.23	10.97	9.92	12.36	19.81	10.68	9.48	10.42	14.85	13.92
		β	1.53	1.55	1.49	1.32	1.24	1.31	1.45	1.66	1.67	1.53	1.39	1.43
LAS GAVIOTAS	VICHADA	1993-2004												
		α	8.19	5.18	4.52	6.48	8.54	10.26	6.11	6.51	8.37	8.70	6.47	8.62
		β	2.40	2.30	1.73	1.37	1.21	1.25	1.28	1.32	1.29	1.29	1.57	1.87

BIBLIOGRAFÍA

1. Gómez, V. and Maravall (1996). 'Programs tramo and seat'. Instruction for the User, Banco de España, Servicio de Estudios, Documento de Trabajo No. 9628.
2. Guerrero, V. (1991). 'Análisis de Series de Tiempo Económicas' Universidad Autónoma Metropolitana, México, Colección CBI.
3. Nieto, Fabio H. Predicción de datos faltantes en series temporales usando métodos de regresión, investigación desarrollada para el Ideam, contrato No. 037/98.
4. Aguirre, Jaime (1994). Introducción al Tratamiento de Series Temporales. Escuela Nacional de Sanidad. Madrid, España.
5. Santillán Campos, Tirso (2001). Problemario de pronósticos para la toma de decisiones. Thomson-Learning. México, D. F.
6. Canavos, George (1988). Probabilidad y Estadística. Aplicaciones y métodos. Editorial McGraw-Hill / Interamericana de México, S. A. - de C. V. México.
7. Benjamín, Jack R. (1981). Probabilidad y Estadística en Ingeniería Civil. Editorial McGraw-Hill / Latinoamericana S. A. Colombia.
8. W.J., Gibbs. Definiendo el Clima. Revista oficial de Organización Meteorológica Mundial, OMM, volumen 36, No. 4, Octubre de 1987.
9. Organización Meteorológica Mundial, Guía de Prácticas Climatológicas, OMM No. 100, Ginebra, Suiza, 1990.
10. Lysen, E. H. (1983). Introduction to Wind Energy. Consultancy Services Wind Energy Developing Countries. P. O. Box 85 3800 AB Amersfoort The Netherlands.
11. Socolmet, Ideam (1996). IV Congreso Colombiano de Meteorología. Memorias. "La variabilidad y el cambio climático y su impacto socioeconómico" Bogotá, D. C.

Anexo 4

Modelamiento físico del viento y la energía eólica

Para realizar el modelamiento del campo espacial del viento, las series de tiempo han sido homogeneizadas y completadas por medio de modelos ARIMA (Modelos Autorregresivos Integrados con Media Móvil) para cada una de las estaciones y datos de la misma variable meteorológica se conocen en la frontera para hacer las interpolaciones necesarias hacia el interior del país. Por lo tanto, la técnica apunta a generar los campos espaciales del viento, a través de métodos de interpolación, y una física bajo criterios climatológicos representativos aplicables para una atmósfera como la que envuelve el territorio colombiano.

El algoritmo diseñado involucra los cálculos de dirección y velocidad del viento en superficie en una resolución fina de 10X10 kilómetros y a las alturas de 20 y 50 metros con el uso de perfiles verticales de viento que requieren, además de la velocidad del viento en superficie, el conocimiento de la rugosidad superficial. Finalmente se presentan las ecuaciones de la densidad de energía eólica a estas alturas, la cual necesita, adicional al conocimiento de la velocidad del viento a las alturas requeridas, el cálculo de la densidad del aire, que a su vez necesita los campos de la presión atmosférica y de la temperatura del aire, variables que en el campo medio dependen de elevación del terreno.

Muchas de las ecuaciones y procedimientos utilizados para los análisis finales que se muestran en este Atlas fueron extraídas de los algoritmos que se encuentran en el modelo meteorológico de mesoescala MM5; modelo regional, desarrollado en la Universidad de Pensilvania de los Estados Unidos que permite simular las con-

diciones meteorológicas reales y pronosticadas teniendo en cuenta: la orografía, los datos del campo de primera aproximación de cualquier modelo meteorológico global de baja resolución que se le suministre, la información meteorológica sinóptica directa e indirecta procedentes de las estaciones meteorológicas (in situ) y a través de sensores remotos. El MM5 permite definir dominios de resolución horizontal y vertical y, utiliza una física que aplica las ecuaciones de movimiento; los movimientos verticales son explicados a través de una meteorología dinámica no hidrostática, pudiéndose también ejecutar considerando equilibrio hidrostático (Melo & Ruiz, 2004). Así mismo, el modelo mencionado considera la ecuación de la primera ley de la termodinámica, la conservación de la masa, los cambios de fase del agua y las técnicas para resolver procesos meteorológicos de pequeña escala en términos de la gran escala meteorológica denominados parametrizaciones (Yamagishi, 2003)

Como complemento vale la pena mencionar que un modelo numérico meteorológico es un conjunto de ecuaciones diferenciales que gobiernan la dinámica y termodinámica de la atmósfera. Dependiendo del fenómeno meteorológico que se esté resolviendo en dichas ecuaciones, se hacen aproximaciones sobre ellas o se desprecian algunos términos con el fin de observar la naturaleza física del fenómeno que se está estudiando. También influye en ello la capacidad computacional, ya que resoluciones espaciales muy finas y de gran extensión horizontal exigen capacidad de almacenamiento de información de entrada y salida junto con recurso de computador para resolver las ecuaciones diferenciales y las parametrizaciones (Yamagishi, 2003). Dentro de los procesos físicos

que son parametrizados se destacan: los procesos de transferencia de calor en la atmósfera como la radiación, la convección y la conducción; los procesos físicos de Capa Límite Planetaria, donde el comportamiento de las variables meteorológicas están influenciadas ampliamente por la orografía junto con las características del suelo y, por último, los procesos físicos que generan la condensación de nubes, ya que esta última depende de la cantidad de los flujos de calor y humedad que la atmósfera superior recibe de los niveles bajos cuantificados dentro de los procesos de transferencia de calor y por las corrientes de aire junto con el estado del agua resultante al tope de la Capa Límite Planetaria.

4.1 METODOLOGÍA PARA EL ATLAS DE VIENTO

El desarrollo del trabajo requirió un amplio conocimiento de la climatología del país, en especial conocimiento de la posición media de los sistemas sinópticos que dominan el estado del tiempo en cada uno de los meses del año, particularmente la posición media de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), del anticiclón del mar Caribe, del Pacífico Sur y en general el comportamiento del flujo básico del este, con el fin de determinar que los resultados finales de interpolación son representativos de los sistemas atmosféricos que dominan el territorio nacional.

No obstante, antes de iniciar la explicación de la metodología empleada en el desarrollo del Atlas de Viento vale pena mencionar, a manera de ejemplo, cómo se prepararon los datos a nivel mensual y anual.

Promedios mensuales: Estos datos se generan a través de los datos horarios. Para cada dato de dirección φ_i y velocidad V_i de una hora específica y para cada una de las estaciones, se determinó el promedio así: por ejemplo, el mes de julio que tiene 31 días, tendrá 31 horas 01 para cada año, ahora para la serie 1982-1994 existirán 13 meses de julio que tendrán $13 \times 31 = 403$ datos de dirección y 403 datos de velocidad del viento de dicha hora; por lo tanto, existirán 403 datos de viento zonal u y 403 de viento meridional v , y el promedio de cada una de las componentes es calculado así (ver ecuaciones 4-1 y 4-2):

$$\bar{u}_{01} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=403} -V_i \sin \varphi_i$$

$$\bar{v}_{01} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=403} -V_i \cos \varphi_i$$

Por lo tanto, la dirección promedio de donde sopla el viento para la hora 01, será:

$$DIR_{01} = 90^\circ - \frac{360^\circ}{2\pi} \tan^{-1} \left[\frac{\bar{v}_{01}}{\bar{u}_{01}} \right] + \alpha$$

$$\text{donde } \alpha = \begin{cases} 0^\circ & \bar{u}_{01} < 0 \\ 180^\circ & \bar{u}_{01} \geq 0 \end{cases}$$

Y la velocidad promedio resultante será:

$$VEL_{01} = \sqrt{\bar{u}_{01}^2 + \bar{v}_{01}^2}$$

y así sucesivamente para las 24 horas restantes y para los otros meses del año. Este ciclo horario de la velocidad del viento será importante más adelante para determinar el potencial eólico a nivel mensual (ver ecuación 4-18), ya que la densidad de energía eólica es una cantidad proporcional a:

$$\frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24 \text{ horas}} V_i^3 = \frac{1}{24} (V_1^3 + V_2^3 + \dots + V_{24}^3)$$

Promedio anual: Una vez obtenidos los promedios mensuales, se calcula el promedio anual a través del conocimiento del ciclo mensual. En este caso el promedio de las componentes horizontales de viento se realiza sobre los datos promedio del mismo mes para la cantidad de años con información existente, por ejemplo y siguiendo con el caso de julio (mes 07), si existiesen 13 años disponibles, se tiene:

$$\bar{u}_{JUL} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=13} -V_i \sin \varphi_i$$

$$\bar{v}_{JUL} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=13} -V_i \cos \varphi_i$$

Por lo tanto, la dirección promedio de donde sopla el viento para el mes 07, será:

$$DIR_{JUL} = 90^\circ - \frac{360^\circ}{2\pi} \tan^{-1} \left[\frac{\bar{v}_{JUL}}{\bar{u}_{JUL}} \right] + \alpha$$

donde
$$\alpha = \begin{cases} 0^\circ & \bar{u}_{JUL} < 0 \\ 180^\circ & \bar{u}_{JUL} \geq 0 \end{cases}$$

Y la velocidad promedio resultante será:

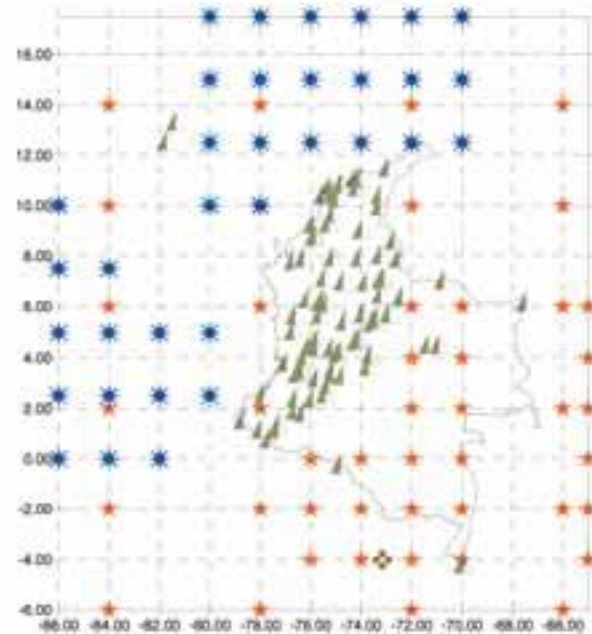
$$VEL_{JUL} = \sqrt{\bar{u}_{JUL}^2 + \bar{v}_{JUL}^2}$$

Y de la misma forma se opera para el resto de los 11 meses del año y sobre cada una de las estaciones. Este ciclo mensual de la velocidad del viento será importante más adelante para determinar el potencial eólico a nivel anual (ver ecuación 4-18), ya que la densidad de energía eólica es una cantidad proporcional a:

$$\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} V_i^3 = \frac{1}{12} (V_{ENE}^3 + V_{FEB}^3 + \dots + V_{DIC}^3)$$

Adicionalmente para obtener información en la frontera, se completó la información de la red de referencia de los campos mensuales de dirección y velocidad del viento en color verde sobre la Fig. 4-1, con datos de baja resolución de 2.5X2.5° de Reanálisis de NCAR (National Center for Atmospheric Research) en naranja para la serie 1980-2000 (cualquier variable meteorológica se puede consultar en <http://www.cdc.noaa.gov/PublicData/>); no obstante, el IDEAM ya contaba con el software para extraer y ver los análisis de serie 1982-1994 (León & Zea, 1997). También se descargaron por la Internet datos de NOMADS NCEP del National Center for Environmental Prediction en azul (igualmente cualquier variable meteorológica se puede consultar a través del NOMADS3 en http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/wesley/ncep_data/index.html). El Servicio Meteorológico de Perú aportó información de Tamishiyacu (en color café) para la serie 1980-2000 como lo muestra la figura 4-1:

Figura 4.1. Información recolectada período 1980-2000



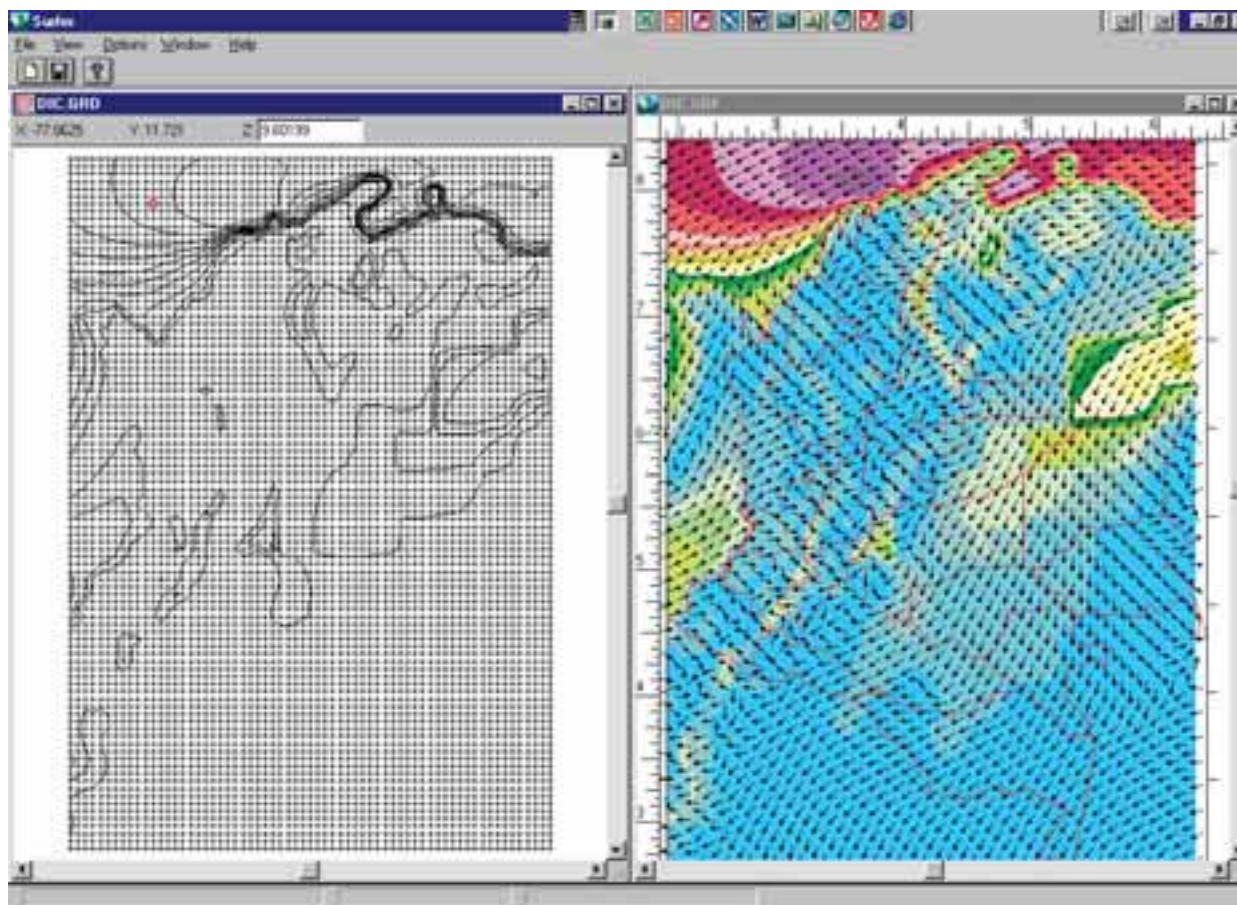
En general, los resultados de variables meteorológicas obtenidos por modelos globales de baja resolución corresponden a modelos numéricos meteorológicos que en las ecuaciones de movimiento han sido evaluadas bajo un estado hidrostático en la coordenada vertical:

$$-\frac{dp}{dz} = \rho g$$

Es decir, en los movimientos verticales existe balance entre el gradiente de presión (dp/dz) y la gravedad g , de esta forma se excluye toda clase de convección (formación de nubes), dado que los movimientos horizontales son más importantes en estas resoluciones.

Por otra parte, se obtuvieron los datos de dirección y velocidad del viento en superficie para la serie 1980-2000 del Modelo Acoplado Océano – Atmósfera de Alta Resolución del Japón con distanciamiento de 20X20 kilómetros en puntos de grilla en la horizontal tal como se presenta en la figura 4-2; dicho modelo fue corrido en el cuarto supercomputador del mundo y primero para estudios de ciencias naturales, el “Earth Simulator” (Mizuta, et al. 2005).

Figura 4.2. Resolución horizontal 20X20 kilómetros del modelo de alta resolución de Japón visto con el software SURFER



El resultado del modelo japonés fue obtenido con datos meteorológicos de estaciones ubicadas alrededor del globo terrestre que recibe hora a hora la Agencia Meteorológica Japonesa a través del Sistema Mundial de Telecomunicaciones (SMT), de las cuales Colombia reporta aproximadamente con 20 estaciones ubicadas principalmente en los aeropuertos del país. El algoritmo físico que este modelo usa es un esquema semilagrangiano de integración e involucra ecuaciones complejas de movimiento basadas en la segunda ley de Newton, conservación de la masa y la energía, la ecuación de continuidad y la ecuación de estado de gases. Su ventaja radica en que, a pesar de ser modelo global, es capaz de simular características regionales y locales considerando efectos topográficos y procesos físicos como radiación, esquemas de nubosidad, procesos físicos la Capa Límite Planetaria, entre otros.

4.2. INTERPOLACIÓN ESPACIAL DEL VIENTO

Para cada componente del viento, el método de interpolación espacial depende básicamente de:

- La densidad y distancia de las estaciones.
- La dirección predominante del viento.
- La orografía.

El viento como vector, tiene dirección φ y magnitud representada por su velocidad V , por lo tanto se puede descomponer en zonal u (sentido este-oeste) y meridional v (sentido norte-sur) de la siguiente forma:

$$u = -V \sin \varphi \quad [4-1]$$

$$v = -V \cos \varphi \quad [4-2]$$

Y serán cada una de estas componentes las que se interpolarán. En general, cuando se usa un software tipo Sistema de Información Geográfica (SIG), este suministra varios métodos de interpolación y ellos dependen básicamente de la densidad y la distancia entre los puntos de observación (Surfer for Windows, 1994).

El modelo meteorológico de mesoescala MM5 utiliza el *método Cresman* para interpolación espacial. Este método analiza la densidad de estaciones, la distancia entre ellas y tiene en cuenta la resolución del terreno y de los campos de primera aproximación para la meteorología (Duhia, et al. 2004). Finalmente recomienda que los radios de influencia en los métodos de interpolación tienen que ser comparables con las distancias en las estaciones. Con base en este criterio y teniendo en cuenta que la información de otros campos medios que se necesitaron para el cálculo de energía, como los de temperatura y tensión de vapor con las que cuenta el IDEAM son más densas, y corresponden a 685 y 177 estaciones meteorológicas del país respectivamente, se utilizó el siguiente dominio espacial para la modelación:

Tabla 4-1: Resolución de la malla de interpolación

	MÁXIMO	MÍNIMO	DIFERENCIA	Km	RESOLUCIÓN (10 km)
LONGITUD	-67.125	-79.125	12	1332	130
LATITUD	12.846	-4.404	17	1914.75	186

Para un total de 24.180 puntos de grilla resueltos, los cuales corresponden a una resolución aproximada de 10X10 kilómetros, ya que de lo contrario, si se utilizan resoluciones más finas, las interpolaciones, con las condiciones que se presentan más adelante, presentaron problemas debido a que el espaciamento entre los datos corresponde a este orden de magnitud y no a resoluciones tan finas como la del modelo de terreno USGS (US Geological Survey) disponible en www.usgs.gov o aun con resoluciones más gruesas como las de 2.5 y 5 kilómetros. Esto implica igualmente que el modelo de terreno también se ajustó a esta resolución (10X10km).

Un software como SURFER explica que:

- Cuando hay menos de 10 datos se debe considerar métodos como *Krigging* y *Funciones Radiales Básicas*. Para definir la tendencia recomienda *Regresión Polinomial*.

- Cuando el tamaño de los datos son menores a 250 observaciones, *Krigging* con un *variograma lineal* o *Funciones Radiales Básicas* con *funciones multicuadráticas* producen buenas representaciones.
- Con datos entre 250 y 1.000 observaciones el método de *Triangulación* es rápido y da buena representación de los datos. Sin embargo, *Krigging* y las *Funciones Radiales Básicas* realizan el cálculo más lento pero mucho más fino.
- Para un conjunto de datos superior a 1.000 observaciones, la *Mínima Curvatura* es un método rápido y produce una adecuada representación en los datos, *Triangulación* toma más tiempo pero mejora el resultado. No obstante, *Krigging* y la *Función Radial Básica* probablemente producen los mejores contornos, pero son demasiado lentos en el procesamiento de cómputo.

Si no se tiene la suficiente confianza en los datos se pueden usar interpoladores exactos como:

- *Inverso de la distancia* cuando no se especifica un factor de suavizamiento
- *Krigging* sin especificar efectos
- *Funciones Radiales Básicas*
- *El Método Sheppard* cuando no se especifica un factor de suavizamiento
- *Triangulación* con Interpolación Lineal.

Otra ventaja que tienen los métodos de interpolación que ofrece SURFER, es que puede analizar el **tipo de alcance** dividiendo espacialmente los datos por cuadrantes y/o por octantes, de manera que es capaz, para cada uno de los cuadrantes u octantes, analizar la densidad espacial de los datos y realizar la estimación de los pesos de forma distinta situación que es importante para la distribución final del campo de viento ya que sectores como los Llanos Orientales y la Amazonia se presenta una densidad muy baja de estaciones comparadas con las ubicadas en el resto del país.

Una **regla de alcance** que permite dicho software, es que una vez seleccionado el *tipo de alcance* (simple, cuadrante u octante) elige el alcance

de puntos a considerar cuando la interpolación se realiza. Para el caso de viento, anisotropía tipo elíptica horizontal con eje mayor a lo largo de la longitud (eje X) se aplica para la componente zonal del viento, mientras que para la componente meridional del viento, anisotropía elíptica vertical con eje mayor a lo largo de la latitud (eje y), fue lo más conveniente. Esta interpolación así, está fundamentada teniendo en cuenta similitudes de lo que hace la Interpolación Cressman en el modelo de Mesoescala MM5, la cual forja el campo de primera aproximación del viento hacia las observaciones mediante una interpolación óptima, con la diferencia de que el modelo observa el campo de viento que se está introduciendo en los campos horizontales de la atmósfera. Dependiendo del campo de viento que el módulo esté observando, la Interpolación tipo Cressman puede elegir entre este tipo de anisotropías:

- Circular: cuando el campo espacial del viento es débil.
- Elíptico: cuando el campo espacial del viento es fuerte pero cuasilaminar.
- Banana: cuando el campo espacial del viento es curvo pero fuerte.

Ya, con el uso de SURFER y por la teoría expuesta, se utilizó como método de interpolación **Krigging octante** en el *tipo de alcance* junto con anisotropías elípticas en las reglas de alcance para cada una de las componentes del viento.

4.3 CORRECCIÓN DEL VIENTO HORIZONTAL POR OROGRAFÍA

Una vez interpoladas cada una de las componentes horizontales del viento, ellas deben ser corregidas por la orografía en cada punto de la malla. El módulo NESTDOWN de MM5 ofrece una solución para la corrección del viento horizontal por la orografía, basado en la diferencia de elevación de las superficies interpoladas sobre el terreno de dominio fino. Para ello, dicho modelo requiere la variación de la velocidad a lo largo de una superficie sigma y la diferencia de presión entre dichos niveles de superficie. Basado en este argumento y siguiendo la física en la modelación que ofrece el mencionado módulo de MM5, se construyó la

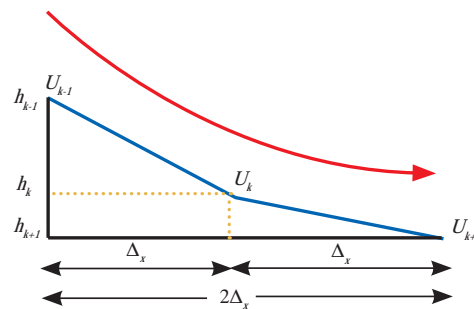
corrección por orografía para las componentes horizontales del viento de la siguiente manera:

Para la corrección de la componente u :

$$u_{kc} = u_k + f \left(\frac{\Delta h}{\Delta x} \right) \quad \text{o lo mismo que} \quad u_{kc} = u_k + f \left(\frac{\Delta h}{\Delta x} \Delta u \right)$$

donde u_{kc} es el viento zonal corregido, u_k es el viento en el punto k a corregir, y la función f es la corrección, que desde el punto de vista de la ecuación de la izquierda puede interpretarse como la variación de la altura Δh por el gradiente de u respecto a x ($\Delta u / \Delta x$ a lo largo de una latitud) o, que desde el punto de vista de la ecuación de la derecha puede interpretarse como la pendiente $\Delta h / \Delta x$ del terreno por la variación de u (Δu). Teniendo en cuenta la Fig. 4.3, se puede observar que:

Figura 4.3. Corrección del viento por orografía



$$u_{kc} = u_k + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{h_{k+1}^{LAT} - h_{k-1}^{LAT}}{\Delta x} \right) u_{k-1} + \left(\frac{h_{k+1}^{LAT} - h_k^{LAT}}{\Delta x} \right) u_{k+1} \right] \quad [4-3]$$

El superíndice *LAT* indica que son las alturas h que va encontrando el modelo a lo largo de la latitud. Expandiendo la anterior ecuación y sacando factores comunes, se tiene que:

$$u_{kc} = u_k + \frac{h_{k+1}^{LAT} + h_{k-1}^{LAT} - 2h_k^{LAT}}{2\Delta x} u_{k-1} + \frac{h_k^{LAT} - h_{k-1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k+1} + \frac{h_k^{LAT} - h_{k+1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k+1}$$

Obteniéndose

$$u_{kc} = \left(1 + \frac{h_{k+1}^{LAT} + h_{k-1}^{LAT} - 2h_k^{LAT}}{2\Delta x} \right) u_{k-1} + \frac{h_k^{LAT} - h_{k-1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k+1} + \frac{h_k^{LAT} - h_{k+1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k+1} \quad [4-4]$$

Este dato corregido sirve como dato de entrada para el siguiente punto central de u_k y de esta

forma se corrigen todos los u_k en la malla fina del terreno. Similarmente se obtiene la corrección del viento meridional v a lo largo de una longitud (LON):

$$v_k = \left(1 + \frac{h_k^{1.25} + h_{k+1}^{1.25} - 2h_k^{1.25}}{2\Delta y}\right)v_k + \frac{h_k^{1.25} - h_{k+1}^{1.25}}{2\Delta y}v_{k+1} + \frac{h_{k+1}^{1.25} - h_k^{1.25}}{2\Delta y}v_{k-1} \quad [4-5]$$

Sin embargo, para nuestro caso $\Delta y = \Delta x$. Por lo tanto, el viento horizontal corregido por orografía en el punto k es:

Para la dirección:

$$DIR_{kc} = 90^\circ - \frac{360^\circ}{2\pi} \tan^{-1} \left[\frac{v_{kc}}{u_{kc}} \right] + \alpha \quad [4-6]$$

donde $\alpha = \begin{cases} 0^\circ & u_{kc} < 0 \\ 180^\circ & u_{kc} \geq 0 \end{cases}$

Para la velocidad:

$$VEL_{kc} = \sqrt{u_{kc}^2 + v_{kc}^2} \quad [4-7]$$

De esta forma se obtuvo la distribución del campo de viento tanto en dirección como en velocidad para cada uno de los meses.

En conclusión, el modelo construido observa tres archivos: el campo de la orografía (alturas en metros), el campo del viento zonal y el campo del viento meridional (en m/s).

En la fig. 4.4, se presenta un flujo zonal del oeste (el meridional es cero) discurriendo desde los 3.000 a los 2.000 metros de altura en un movimiento descendente. El campo corregido reflejó un aumento en la intensidad en el punto k a 2.1 m/s y conservó la dirección del oeste.

Así mismo, el modelo se puso a prueba para varios casos con orografías regulares, con el fin de observar que en estos casos la dirección y la velocidad no deben cambiar, puesto que $\Delta h=0$. También el modelo fue probado con orografías irregulares para observar cambios en las direcciones del flujo del viento. Entre los casos que más se probaron se encuentran el flujo encañonado, zonas de confluencia y difluencia en el flujo, ascenso y descenso orográfico y flujo valle montaña y viceversa. En general, los resultados mostraron que los ajustes en la velocidad no son más de ± 0.2 m/s y las interpolaciones espaciales utilizando la metodología descrita aquí se presentan en el Capítulo I, pero en dirección puede haber variaciones hasta de 10 grados asegurando un suave trazado en las líneas de corriente.

Resultado del flujo del viento se observa en las gráficas 4-5, 4-6 y 4-7 donde las líneas de corriente a escala mensual están sobrepuestas a la orografía de Colombia.

Figura 4-4. Mallas del modelo para realizar la corrección de la velocidad horizontal por orografía

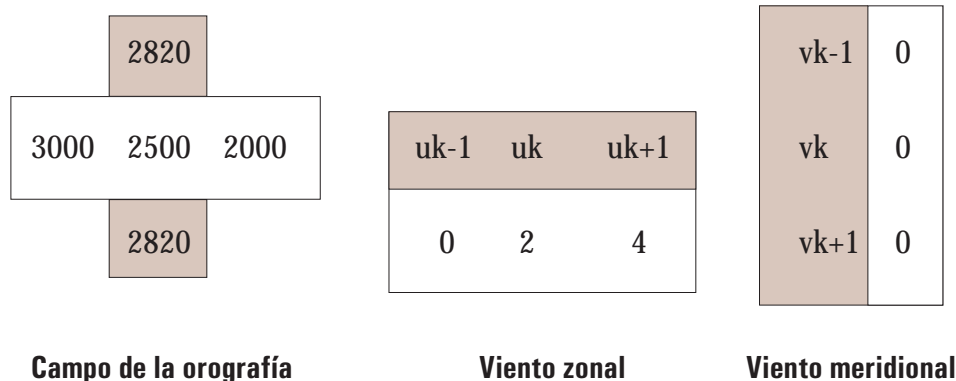


Figura 4-5. Líneas de corriente entre enero y abril

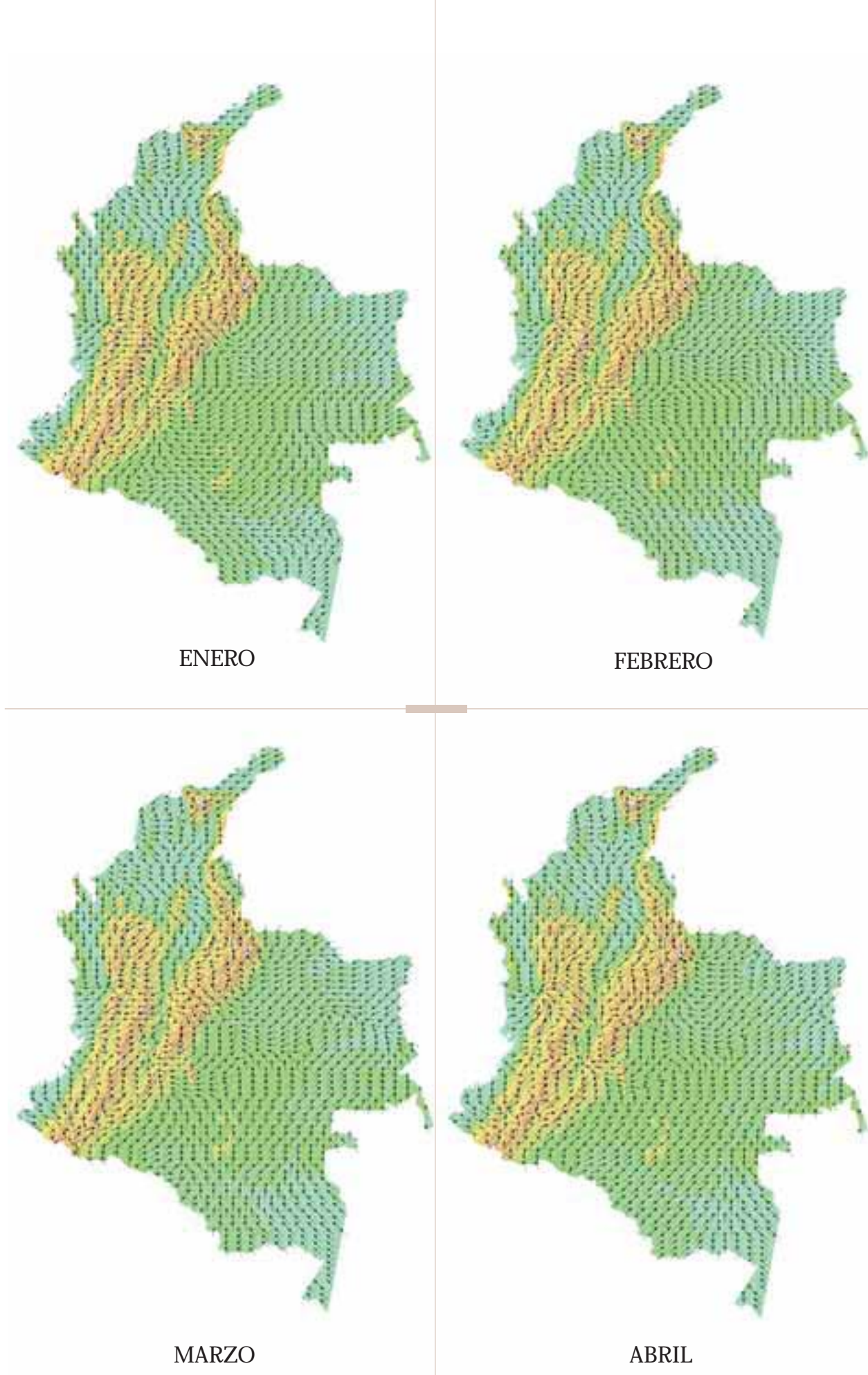


Figura 4-6. Líneas de corriente entre mayo y agosto



MAYO



JUNIO

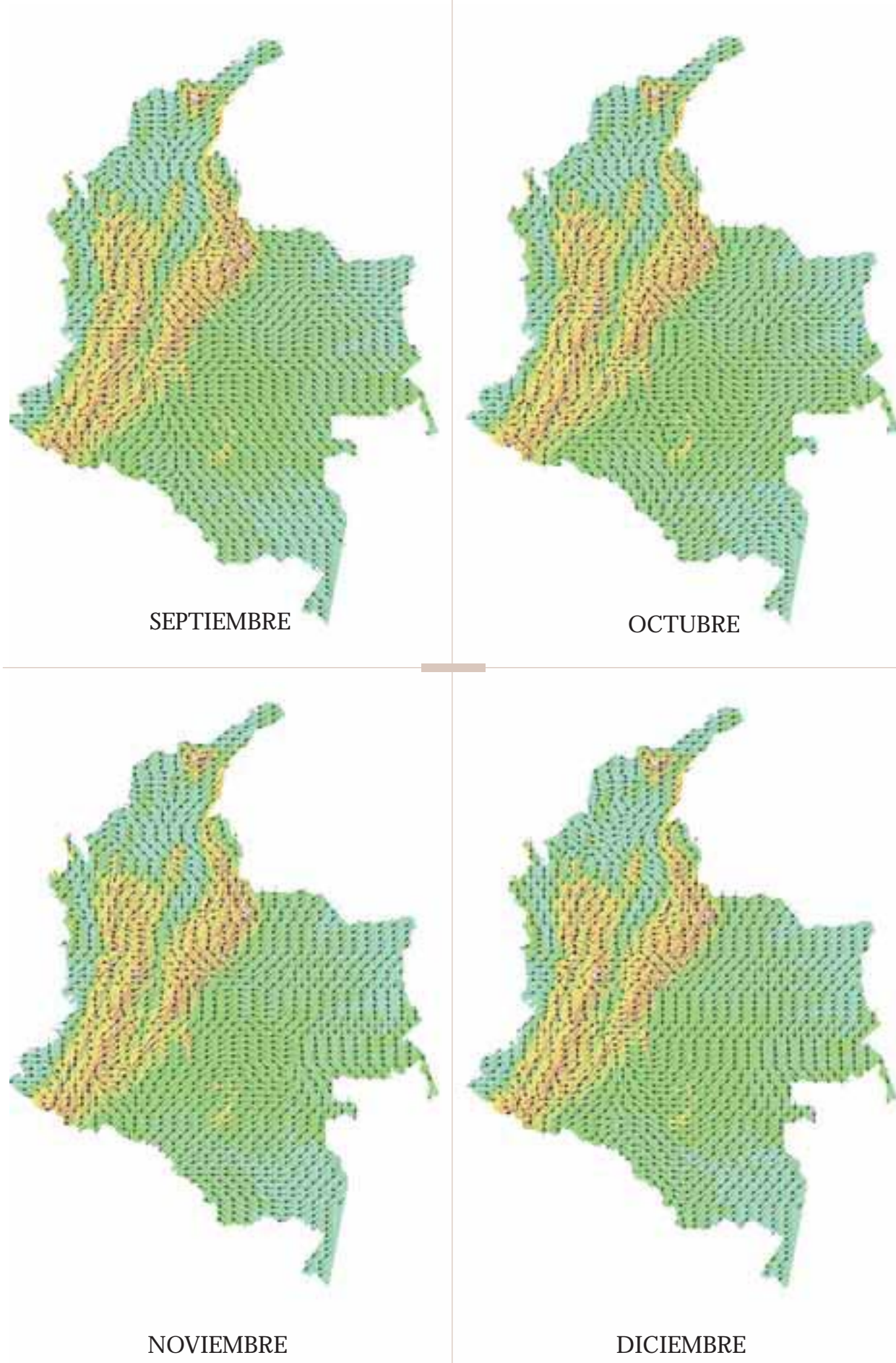


JULIO



AGOSTO

Figura 4-7. Líneas de corriente entre septiembre y diciembre



4.4 CARACTERIZACIÓN ESTADÍSTICA DEL VIENTO

La información de viento para estudios de micrometeorología debe ser mirada con mucho más cuidado que en otros campo de la meteorología. Cuando se informa que el viento sopla de los 220 grados con 16 nudos pocas veces se piensa que hay “algo más”. El flameo de una bandera presenta fluctuaciones más o menos en torno de su dirección básica. Lo propio sucede con la velocidad del viento; cuando este es moderado o fuerte puede observarse simplemente mirando por ejemplo el movimiento de las hojas de los árboles; existen rachas fuertes y calmas parciales superpuestas a la velocidad media del viento. En problemas relacionados con micrometeorología interesan fundamentalmente estas fluctuaciones, que son en realidad movimientos aleatorios o caóticos en las componentes del viento y en las distintas escalas de tamaño y tiempo y forman parte integrante del movimiento del aire (Puigcerver, 1979). Dichas fluctuaciones aparentemente irregulares alrededor de un valor promedio es conveniente estudiarlas en términos de variables estadísticas.

En particular, una variable meteorológica es la realización de un proceso estocástico (Sozzi, 1998) y por lo tanto, la velocidad del viento es una variable estocástica, la cual está completamente definida si se conoce la estadística. Para el viento total, la desviación estándar está dada por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})^2} \quad [4-8]$$

y permite dar una idea de la dispersión de los datos V_i alrededor de su valor medio \bar{V} . Este

dato estadístico fue calculado para cada uno de los meses y los resultados se presentaron en el Capítulo 2. Pero la estadística de esta variable no puede definirse en términos únicamente del valor promedio y la desviación estándar excepto en el caso de la distribución gaussiana (Molina, 1986), es por esto que se requiere información de otros momentos estadísticos.

En micrometeorología se usan, además del promedio y la desviación estándar, los siguientes momentos estadísticos: el sesgo y la kurtosis (Sozzi, 1998). El sesgo describe el grado de asimetría de la distribución, mientras que la kurtosis define la forma de la distribución estadística. Para el caso del viento, el sesgo aporta información en el sentido de que la distribución de la cola o rama de curva más larga aporta información sobre la ubicación de los datos restantes hacia vientos más fuertes cuando la asimetría es positiva. De lo contrario, si la asimetría es negativa los valores medios son más persistentes, situación importante para la energía eólica siempre y cuando los valores medios presenten intensidades significativas, ya que dicho recurso natural sería muy favorable para el aprovechamiento energético (ver ecuación 4-18). El sesgo para cada uno de los meses fue calculado mediante la siguiente relación (Sozzi, 1998) y sus resultados presentados en el Capítulo 3:

$$S_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N \left[\frac{V_i - \bar{V}}{\sigma} \right]^3 \quad [4-9]$$

Para asimetría a la derecha, en la Fig. 4-8a, la moda corresponde al intervalo de mayor frecuencia y la mediana y la media quedan a la derecha de aquella. Si la asimetría es a la izquierda, en la

Figura 4-8. Distribución asimétrica de los datos

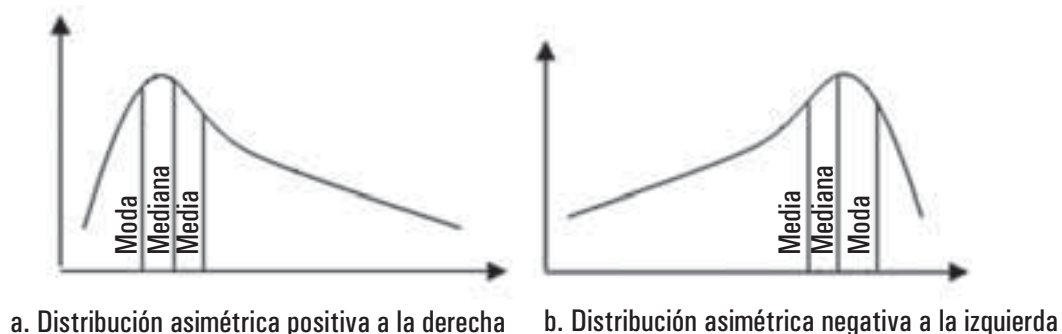


Fig 4.8b, la media queda a la izquierda de los dos parámetros, siendo la moda el de más a la derecha. No obstante, hay que señalar que en la actualidad la mediana y la moda no tienen un significado importante dentro de los estudios hidrometeorológicos (Molina, 1986).

4.5. METODOLOGÍA USADA PARA EL CÁLCULO DE LA ENERGÍA EÓLICA

CONAE, la Comisión Nacional para el Ahorro de Energía de la ciudad de México, presenta un marco teórico simple pero profundo de lo que consiste básicamente el cálculo del aprovechamiento de viento en energía. El parámetro que interesa del viento es su energía disponible, la cual podrá ser convertida posteriormente a energía mecánica, química, eléctrica, etc.

La energía está definida como la capacidad para producir trabajo y la potencia P se define como la energía E por unidad de tiempo t así:

$$P = \frac{E}{t} \quad [4-10]$$

El viento se define como el movimiento del aire y por lo tanto tiene energía cinética E_c que, de acuerdo con la física clásica, se define como:

$$E_c = \frac{1}{2} mV^2 \quad [4-11]$$

aquí m es la masa del aire y V su velocidad. Pero la masa del aire está dada a través de la ecuación de densidad:

$$\rho = \frac{m}{v} \quad [4-12]$$

Donde ρ es la densidad, m la masa del aire y v el volumen ocupado por esta masa. El volumen v de aire es igual a la velocidad V a la que viaja el aire en un tiempo dado por unidad de área, esto es:

$$\frac{m}{t} = \frac{\rho v}{t} = \rho \frac{d}{t} A = \rho VA \quad [4-13]$$

o lo mismo que: $m = \rho VA t$, donde el volumen v se definió como distancia d por unidad de área A y, por definición clásica en la física, la razón entre espacio recorrido por unidad de tiempo d/t es la velocidad V . Por lo tanto, la Potencia

P será:

$$P = \frac{E}{t} = \frac{\frac{1}{2} mV^2}{t} = \frac{\frac{1}{2} (\rho VA t)V^2}{t} = \frac{1}{2} \rho AV^3 \quad [4-14]$$

entonces:

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} \rho V^3 \quad [4-15]$$

Donde P/A se conoce como la **densidad de potencia** y se expresa en W/m^2 , la densidad del aire es diferente para cada sitio y solo para casos prácticos se puede asumir con un valor de $1 \text{ Kg}/m^3$. Como se puede observar, la densidad de potencia es proporcional al cubo de la velocidad del viento. Debido a que esta función es cúbica, pequeñas variaciones en la velocidad del viento pueden representar grandes cambios en el contenido de energía y de ahí que en casos de tormentas, tornados, huracanes y ciclones, los daños pueden ser sorprendentes. Por ejemplo: si en un sitio medimos 5 m/s como media de velocidad y en otro cercano medimos 6 m/s , se puede evaluar cuánto impacta la variación en un solo metro cuadrado. De la ecuación de potencia tenemos:

$$P/A = 1/2 * 1 * 5^3 = 62.5 \text{ W}/m^2$$

$$P/A = 1/2 * 1 * 6^3 = 108.0 \text{ W}/m^2$$

Esto demuestra que un cambio en un 16% en la velocidad del viento puede resultar en un cambio del 58% en la densidad de potencia. La velocidad media es un parámetro que permite comparar un sitio con otro. Sin embargo, el uso de la velocidad media puede subestimar el valor de densidad de potencia, ya que la velocidad es un término cúbico. Ejemplo: Supóngase de un sitio donde se midió 5 m/s por una hora y 15 m/s a la siguiente hora, durante este periodo la velocidad media es 10 m/s , lo que resultaría una densidad de potencia de $500 \text{ W}/m^2$; sin embargo, la potencia de la primera hora fue de $62.5 \text{ W}/m^2$ y de la segunda hora de $1687.5 \text{ W}/m^2$, lo que resulta una media de $875 \text{ W}/m^2$.

Con la apreciación anterior, Lysen (1983) introdujo a la anterior ecuación una corrección que depende del ciclo diario para el caso mensual o del ciclo mensual para el caso anual con el fin de determinar el potencial eólico en el campo medio, denominado Patrón de Factor de Energía

k_E que es la razón entre:

$$k_E = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n^3}{\left(\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n\right)^3} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n^3}{V^3} \quad [4-16]$$

y la ecuación a tener en cuenta es la siguiente (Lysen, 1983):

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} k_E \rho V^3 \quad [4-17]$$

Reemplazando el valor de k_E de la ecuación [4-16] en la anterior igualdad, se tiene:

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} k_E \rho \bar{V}^3 = \frac{1}{2} \rho \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n^3 \quad [4-18]$$

Por lo tanto, la densidad de energía mostrada en la ecuación [4-18], aparte de necesitar el campo medio de la velocidad, requiere del cálculo de la densidad del aire ρ , la cual se calcula a través de la ecuación de estado de gases ideales:

$$P = \rho RT \rightarrow \rho = \frac{P}{RT} \quad [4-19]$$

Donde P es la presión atmosférica, ρ es la densidad del aire, T la temperatura del aire y R la constante universal de gases ideales con un valor de $286.8 \text{ Joule kg}^{-1}K^{-1}$. Sin embargo, un cálculo más exacto de la densidad del aire se obtiene cuando R depende de la *tensión de vapor* del aire e . (García & Castejon, 1986):

$$\rho_s = \frac{P}{R^* T} \quad [4-20]$$

Reflejando de alguna manera el grado de humedad de la atmósfera según la ecuación:

$$R^* = R \left(1 + \frac{3 e}{8 P} \right) \quad [4-21]$$

donde e , se puede encontrar a través de la siguiente ecuación en función de la temperatura T (Sozzi, 1998):

$$e = \exp \left[-\frac{6763.6}{T} \right] - 4.9283 \ln T + 54.23 \quad [4-22]$$

El valor físico de la densidad del aire es importante: si en un volumen dado la densidad del gas es poca, la interacción molecular también lo es; en cambio, si la densidad del gas es mayor, la interacción molecular también lo será y este efecto provocaría, en el caso eólico, que un aire más denso golpee mejor las aspas de un molino o haga girar mejor los rotores de una turbina. Por ejemplo, para el caso de una velocidad media de 5 m/s:

Si la densidad es 0.7 kg/m^3 entonces densidad de energía = $0.5 * 0.7 * (5)^3 = 43.75 \text{ W/m}^2$.

Si la densidad es 1.2 kg/m^3 entonces densidad de energía = $0.5 * 1.2 * (5)^3 = 75.00 \text{ W/m}^2$.

Y la diferencia es de 31.25 W/m^2 .

Observemos que a medida que aumenta el viento, las diferencias en la densidad de energía son significativas tal como se muestra en la Tabla 4-2, donde se calcula la densidad de energía (W/m^2) con 2 valores distintos de densidad del aire:

Tabla 4-2: Comparativos de densidad de energía P/A (W/m^2) para dos densidades del aire

Velocidad del viento en m/seg	P/A (W/m^2) para $\rho = 0.7 \text{ kg/m}^3$	P/A (W/m^2) para $\rho = 1.2 \text{ kg/m}^3$
0.0	0.00	0.00
0.5	0.04	0.08
1.0	0.35	0.60
1.5	1.18	2.03
2.0	2.80	4.80
2.5	5.47	9.38
3.0	9.45	16.20
3.5	15.01	25.73
4.0	22.40	38.40
4.5	31.89	54.68
5.0	43.75	75.00
5.5	58.23	99.83
6.0	75.60	129.60

Ahora, la densidad del aire húmedo es menor que el aire seco (Retallack, 1973) y en promedio, la humedad relativa del país es del orden del 80%

(húmedo!!). Por lo tanto, un valor equivocado en la densidad del aire puede generar falsas expectativas en el cálculo de la densidad de energía eólica.

La revisión de las ecuaciones [4-19], [4-20] y [4-22] para calcular la densidad de energía, requieren de los campos de Presión atmosférica y Temperatura del aire, los cuales se calcularon con el uso de las ecuaciones que propone el modelo meteorológico de mesoescala MM5. El capítulo INTERPF del modelo MM5 (Duhia et al. 2004), presenta una aproximación para calcular la presión en superficie:

$$P_{s0} = P_{850} \left(\frac{P_{850}}{850} \right)^{\frac{Z}{H_{850}}} \quad [4-23]$$

donde H_{850} representa la altura geopotencial a 850 hectopascales o milibares de presión, un valor promedio de H_{850} es 1.480 metros y la ecuación es acertada aun para lugares donde las alturas son superiores a los 1.480 m.s.n.m. como Bogotá (2.547 m.s.n.m. a la altura del Aeropuerto Internacional Eldorado).

$$P_{BOGOTA} = 1008 \left(\frac{1008}{850} \right)^{\frac{2547}{1480}} = 751.6 hPa$$

y la presión promedio anual medida en Bogotá es 751.9 hPa.

Debido que la energía eólica debe ser calculada también a una altura superior h con respecto a superficie Z (por ejemplo $h = 50$ metros de altura sobre superficie), el valor de P_{s0} es calculado para $Z_h = Z + h$ en la ecuación [4-23] y el valor será tenido en cuenta para ser reemplazado en la ecuación [4-24] para determinar la temperatura a distintas alturas. En últimas para determinar el campo de Presión Atmosférica, solo se hace necesario el campo de elevación del terreno. No obstante, el modelo de presión en superficie descrito en la ecuación [4-23] ha sido calibrado a través de regresiones lineales con los datos promedios mensuales de 38 estaciones meteorológicas que miden dicha variable y se obtuvieron los siguientes resultados con coeficientes de correlación de 0.99:

Tabla 4-3. Presión corregida para la época del año

Mes	Presión Corregida
Enero	$P_{ENE} = 0.994P_{SO} + 3.877$
Febrero	$P_{FEB} = 0.994P_{SO} + 3.646$
Marzo	$P_{MAR} = 0.992P_{SO} + 5.605$
Abril	$P_{ABR} = 0.993P_{SO} + 4.814$
Mayo	$P_{MAY} = 0.990P_{SO} + 7.811$
Junio	$P_{JUN} = 0.994P_{SO} + 4.951$
Julio	$P_{JUL} = 0.995P_{SO} + 3.809$
Agosto	$P_{AGO} = 0.993P_{SO} + 5.322$
Septiembre	$P_{SEP} = 0.992P_{SO} + 5.727$
Octubre	$P_{OCT} = 0.993P_{SO} + 5.081$
Noviembre	$P_{NOV} = 0.993P_{SO} + 4.701$
Diciembre	$P_{DIC} = 0.995P_{SO} + 2.594$

Para la temperatura del aire, se utilizó la ecuación que ofrece el modelo de Mesoescala MM5, la cual está formalizada con la ecuación del estado base de referencia mediante un perfil de temperatura idealizado en equilibrio hidrostático. Ello está especificado por la ecuación:

$$T_s = T_{s0} + A \ln \left(\frac{P_{s0}}{P_{850}} \right) \quad [4-24]$$

donde $T_s(p_s)$ está explicada por 3 constantes: p_{850} es la presión a nivel del mar aproximadamente 10^5 Pa. T_{s0} es la temperatura de referencia en p_{850} y A es una medida tasa de cambio de 50k, representando la diferencia de temperatura entre p_{850} y $p_{850}/e = 36788$ Pascal. Usualmente solo T_{s0} necesita ser seleccionada con base en un sondeo típico dentro del dominio. El perfil de referencia representa una línea continua sobre un diagrama termodinámico T - $\log P$. La aproximación del ajuste no es importante y, típicamente T_{s0} es tomado como 270, 280, 290, 300 kelvines en regiones polares, invierno y verano de latitudes medias y para condiciones tropicales respectivamente. Un ajuste muy fino, sin embargo, reduce el error en la fuerza del

gradiente de presión asociado con la coordenada superficial inclinada sobre el terreno, así T_{s0} debería ser seleccionado por comparación con el perfil en la baja troposfera (Duhia, et al. 2004). Calibraciones de este modelo para Colombia han sugerido tomar $P_{00} \approx$ de 1008 mb, $A \approx 47k$ y $T_{s0} \approx 300k$.

El modelo de temperatura descrito en la ecuación [4-24] ha sido ajustado a través de regresiones lineales con los datos promedios mensuales de 685 estaciones meteorológicas que miden dicha variable y se obtuvieron los siguientes resultados:

Tabla 4-4. Temperatura del aire corregida

Mes	Correlación R	Temperatura Corregida
Enero	0.97	$T_{ENE} = 1.033T_0 + 0.432$
Febrero	0.97	$T_{FEB} = 1.037T_0 + 0.566$
Marzo	0.97	$T_{MAR} = 1.035T_0 + 0.741$
Abril	0.97	$T_{ABR} = 1.017T_0 + 0.988$
Mayo	0.98	$T_{MAY} = 1.055T_0 + 1.087$
Junio	0.97	$T_{JUN} = 1.019T_0 + 0.629$
Julio	0.96	$T_{JUL} = 1.045T_0 + 0.073$
Agosto	0.96	$T_{AGO} = 1.048T_0 + 0.116$
Septiembre	0.97	$T_{SEP} = 1.033T_0 + 0.368$
Octubre	0.98	$T_{OCT} = 1.007T_0 + 0.705$
Noviembre	0.98	$T_{NOV} = 1.002T_0 + 0.816$
Diciembre	0.98	$T_{DIC} = 1.015T_0 + 0.704$

Resultados muy similares se presentan cuando se aplica un gradiente vertical de temperatura para una atmósfera estándar tipo OACI (García & Castejon, 1986):

$$T_z = T_{s0} - \frac{0.65C}{100m} Z$$

Ya con los campos de presión y temperatura obtenidos, se puede aplicar la ecuación [4-20], para calcular la densidad del aire.

La última parte de la ecuación [4-18] requiere del valor de la intensidad del viento, la cual es aplicada directamente para una situación en superficie (10 metros de altura); sin embargo, para obtener datos de vientos a otras alturas se requiere como información mínima:

- El viento total a 10 metros de altura
- Altura de rugosidad superficial (depende del tipo de suelo)
- Estabilidad de la atmósfera

Es de indicar que todas las metodologías desarrolladas que se encuentran de distintas fuentes son válidas dentro de la Capa Superficial de la Capa Límite Planetaria, es decir, son válidas, en promedio, para los primeros 150 metros de altura. El modelo utilizado corresponde al perfil de Lysen (Lysen, 1983):

$$\frac{V(z)}{V(z_r)} = \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left[\frac{z_r}{z_0}\right]} \quad [4-25]$$

donde $z_r = 10$ metros y z_0 toma los siguientes valores:

Tabla 4-5. Rugosidad Superficial Z_0

Rugosidad Superficial	z_0 (metros)
Terrenos llanos: mares, hielo, nieve, océano	0.0005
Terrenos abiertos: pasos, aeropuertos cultivos	0.03
Rugoso: Cultivos altos	0.10
Muy rugoso: bosques, huertos	0.50
Terrenos cerrados: villas, suburbios	1.0
Ciudades	> 2

Esta formulación es la más adoptada en la comunidad internacional para fines de elaborar Atlas de Energía Eólica. Para este trabajo, se obtuvo la altura de z_0 (metros), aplicando el valor correspondiente a cada una de las unidades del mapa de uso de vocación del suelo del

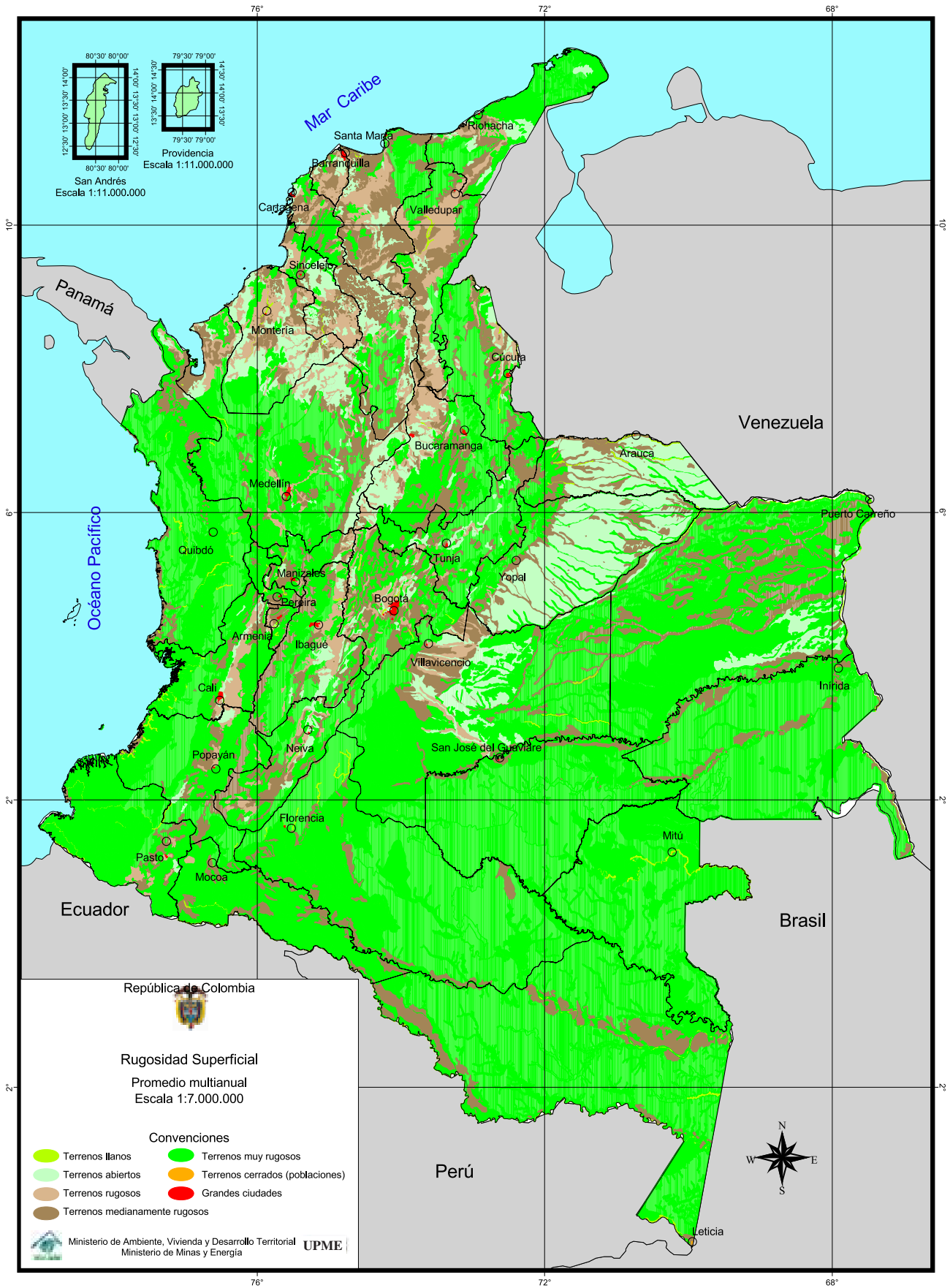
Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC, una homologación que se muestra en la siguiente tabla correlativa 4-6:

Tabla 4-6: Homologación entre la rugosidad del perfil de Lysen con el uso de vocación del suelo del IGAC para asignar el valor de z_0

RUGOSIDAD SUPERFICIAL WaSP) Lysen, 1983)	USO PRINCIPAL DEL MAPA DEL IGAC	HOMOLOGACIÓN	RUGOS SUP ¹ Z ₀ (metros)
Terrenos llanos: mares, playas, hielo, nieve oceáno.	Ríos, lagos, lagunas, E.	Ríos-lagos-lagunas.	0.0005
Terrenos abiertos: pastos bajos aereopuertos, cultivos bajos.	Pastoreo extensivo.	Pastos bajos.	0.03
Terrenos abiertos: pastos aereopuestos, cultivos bajos.	Pastoreo intensivo y semiintensivo.	Pastos bajos.	0.03
Pastos altos y cultivos bajos.	Cultivos transitorios intensivos.	Cultivos bajos.	0.1
Pastos altos y cultivos bajos.	Cultivos transitorios semiintensivos.	Cultivos bajos.	0.1
Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños.	Agrosilvopastoril.	Cultivos-alt-árboles pequeños.	0.25
Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños.	Cultivos semipermanentes y semiintensivos.	Cultivos-alt-árboles pequeños.	0.25
Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños.	Pantanos y ciénagas.	Pantanos y ciénagas.	0.25
Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños.	Recuperación.	Árboles pequeños.	0.25
Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños.	Recursos hídricos e hidrobiológicos.	Páram-subpáram-humedal.	0.25
Muy rugoso: bosques, árboles frutales.	Forestales de protección.	Bosques.	0.5
Muy rugoso: bosques, árboles frutales.	Producción.	Bosques de producción.	0.5
Muy rugoso: bosques, árboles frutales.	Protección y producción.	Bosques de producción y protección.	0.5
Muy rugoso: bosques, árboles frutales.	Silvoagrícola.	Cultivos bajo árboles.	0.5
Muy rugoso: bosques, árboles frutales.	Silvopastoril.	Ganadería bajo árbol grande.	0,5
Terrenos cerrados: villas, suburbios	Centros poblados (pueblos, caseríos).	Centros urbanos pequeños.	1
Ciudades.	Centros poblados (grandes ciudades y ciudades intermedias).	Centros urbanos pequeños.	2

El resultado final de aplicar dicha homologación se presenta en la figura 4-9.

Figura 4-9. Rugosidad Superficial z_0 que involucra un perfil de viento tipo Lysen



Sin embargo, se revisaron otros modelos como:

- Ley de exponenciales de Deacon (*Wark & Warner, 1998*)
- Modelo ISCST (*EPA, 1995*)
- Teoría de la Similaridad (*Arya, 1988*)

Dentro de los alcances y limitaciones de los modelos mencionados para generar perfiles de viento, vale la pena destacar lo siguiente:

- Si se usa la Ley de Deacon o la relación que usa el perfil sugerido por Lysen, el cálculo computacional es rápido y solo serán suficientes los campos medios del viento a 10 metros de altura junto con la rugosidad superficial que depende del tipo de suelo. No obstante, la Ley de Deacon presenta una variante que involucra la estabilidad de la atmósfera en niveles bajos.
- Si se opta por usar un perfil sugerido por el modelo de calidad de aire ISCST, se necesitará información adicional como la nubosidad y temperatura para determinar la Radiación Neta y obtener los cálculos de estabilidad de Pasquill–Guifford.

- Si se opta por usar Teoría de la Similaridad, lo recomendable es tener los 24 campos medios horarios del viento, temperatura, radiación solar global y neta para cada mes, ya que el cálculo de la velocidad de fricción es un cálculo complejo que exige el conocimiento del flujo de calor sensible, la temperatura de escala y la longitud de Monín y Obukhov L que, a su vez, depende de la hora del día y la época del año; pues en general, las situaciones estables se dan en horas nocturnas mientras que hacia las horas diurnas prevalecen condiciones más inestables, especialmente cuando hay elevada radiación solar con intensidades fuertes en la velocidad del viento. Este cálculo toma demasiado tiempo debido a que hay que desarrollar un algoritmo de estabilización para L (*Sozzi, 1998*).

En conclusión, retomando a la ecuación [4-18], **la densidad de energía en W/m^2 en superficie**, puede ser conocida en función de las variables meteorológicas: la presión (P) en milibares, la temperatura (T) en kelvines y la velocidad del viento (V) en m/s:

$$\frac{P}{A}(P, T, V) = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{1 + \frac{3}{8P} \left\{ \exp\left(-\frac{6763.6}{T}\right) - 4.9283 \ln T + 54.23 \right\}} \right] \frac{P}{RT} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_i^3 \quad [4-26]$$

Si se usa un perfil de viento tipo *Lysen*, se puede determinar la densidad de energía, dentro de la Capa Superficial, a alturas h distintas de la de referencia, 10 metros para el viento; simplemente reemplazando el valor de V por el perfil en las relaciones anteriores y corrigiendo la presión y temperatura a dichas alturas, entonces:

$$\frac{P}{A}(P_{z_0+h}, T_{z_0+h}, V, h) = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{1 + \frac{3}{8P_{z_0+h}} \left\{ \exp\left(-\frac{6763.6}{T_{z_0+h}}\right) - 4.9283 \ln T_{z_0+h} + 54.23 \right\}} \right] \frac{P_{z_0+h}}{RT_{z_0+h}} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{\ln \frac{h}{z_0}}{\ln \frac{10}{z_0}} \right]^3 V_i^3 \quad [4-27]$$

donde, $R = 286.8 J kg^{-1} K^{-1}$ y z_0 toma los valores que se presentaron en la Tabla 4-5. Con la ecuación [4-27] se construyeron los mapas mensuales de densidad de energía eólica a 20 y 50 metros del capítulo V.

4.6. ESTIMACIÓN DE INCERTIDUMBRES PARA EL CALCULO DE LA DENSIDAD DE ENERGÍA EÓLICA

Teniendo en cuenta que pueden existir varias fuentes de error en las medidas de la velocidad del viento por errores provenientes del instrumento en sí: como la inercia, el coeficiente de retardo, la falta de alineación de ejes y los errores como las diferencias de densidades introducidos por el mismo aire; el grado de precisión de los datos de viento tomados con anemógrafos mecánicos como los descritos en el Anexo 2, fue estimado mediante comparación con el anemómetro ultrasónico triaxial de alta precisión. La intercomparación realizada en trabajo de campo mostró que los valores obtenidos por la estación convencional se encuentran dentro del rango de ± 0.1 m/s.

Por otro lado, la densidad del aire para Colombia oscila entre 0.7 kg/m^3 sobre zonas de alta montaña y 1.2 kg/m^3 en lugares ubicados a nivel del mar sin mostrar cambios significativos en su parte estacional. Por lo tanto, se estimó que pueden existir variaciones $\pm 0.1 \text{ kg/m}^3$ dependiendo de la época del año, aunque en principio esta variación puede ser despreciada.

Con la información anterior, la incertidumbre teórica de la densidad de energía eólica se puede

estimar a partir del grado de incertidumbre que pueden aportar las variables meteorológicas que la explican. Tomando como valor promedio la densidad del aire 1 kg/m^3 , se tiene:

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} \rho V^3$$

Entonces

$$d\left(\frac{P}{A}\right) = \frac{3}{2} \rho V^2 dV + \frac{1}{2} V^3 d\rho \quad [4-28]$$

Donde $dV = 0.1 \text{ m/s}$, $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$ y $d\rho = 0.1 \text{ kg/m}^3$. Aquí se observó que a medida que aumenta la intensidad del viento, la incertidumbre en el porcentaje del cálculo de densidad de energía eólica decrece tal como se aprecia en la Fig. 4-10 y la Tabla 4-7, la cual se puede ajustar mediante la siguiente relación, en función de la velocidad del viento con un coeficiente de correlación de 0.98, indicando de alguna manera la propagación del error en la medición de la velocidad del viento sobre el cálculo de la densidad de energía eólica (línea negra en la Fig. 4-10):

$$\% = 37.385V^{-0.3688}$$

Figura 4-10. Gráfico donde se aprecia que la incertidumbre en la densidad de energía eólica disminuye a medida que aumenta la velocidad del viento

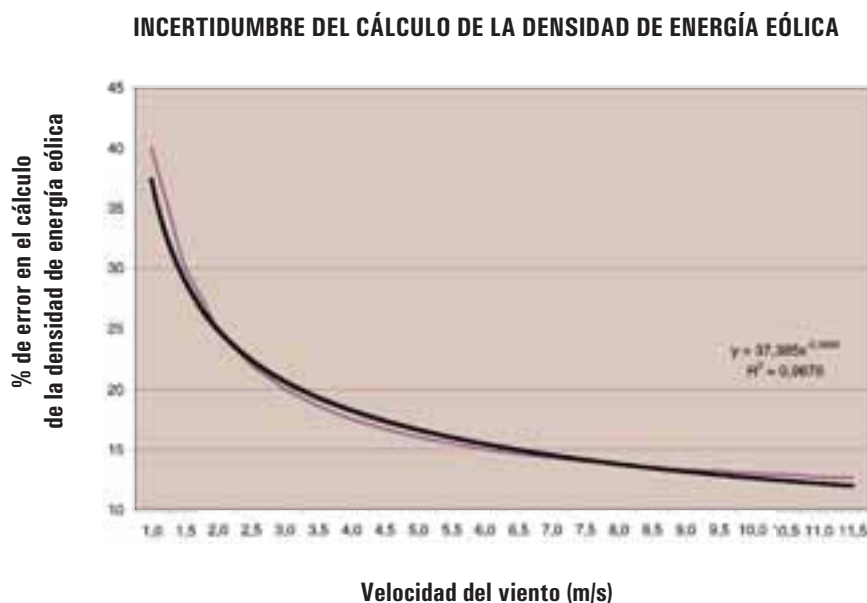


Tabla 4-7. Valor teórico de la incertidumbre en la densidad de energía eólica teniendo en cuenta las incertidumbres de velocidad del viento y la densidad del aire

VELOCIDAD DEL VIENTO (m/s)	DENSIDAD DE ENERGÍA (W/m ²)	VARIACIÓN DE LA DENSIDAD DE ENERGÍA (W/m ²)	INCERTIDUMBRE EN PORCENTAJE (%)
1.0	0.5	0.2	40.0
1.5	1.7	0.5	30.0
2.0	4.0	1.0	25.0
2.5	7.8	1.7	22.0
3.0	13.5	2.7	20.0
3.5	21.4	4.0	18.6
4.0	32.0	5.6	17.5
4.5	45.6	7.6	16.7
5.0	62.5	10.0	16.0
5.5	83.2	12.9	15.5
6.0	108.0	16.2	15.0
6.5	137.3	20.1	14.6
7.0	171.5	24.5	14.3
7.5	210.9	29.5	14.0
8.0	256.0	35.2	13.8
8.5	307.1	41.5	13.5
9.0	364.5	48.6	13.3
9.5	428.7	56.4	13.2
10.0	500.0	65.0	13.0
10.5	578.8	74.4	12.9
11.0	665.5	84.7	12.7
11.5	760.4	95.9	12.6

BIBLIOGRAFÍA

1. Arya, S., 1988: Introduction to micrometeorology. Academic Press Inc. San Diego. Estados Unidos.
2. CONAE, 2002: Tecnología de la Energía Eólica. Comisión Nacional para el Ahorro de Energía. México D.F., México. <http://www.conae.gob.mx/wb/distribuidor.jsp?seccion=620>.
3. Duhia, J.; Gill, D., Manning, K.; Wang, W. & Bruyere, C., 2004: PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User Guide: MM5 Modeling System Version 3. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research. Universidad de Pennsylvania. Estados Unidos. Págs. 1.11, 7.5, 7.8.

4. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, EPA, 1995: User's Guide For The Industrial Source Complex (ISC3) Dispersion Models, Volume II Description Of Model Algorithms. United States.
5. García, C., & Castejon, F., 1986: Problemas de Meteorología I. Estática y Termodinámica de la Atmósfera. Instituto Nacional de Meteorología. Publicación B-22. Madrid, España. Págs. 141 y 142.
6. León G. & Zea J., 1997: Software de adaptación para la interpretación de datos de los Modelos sinópticos globales medios multianuales. Proyecto Reanálisis NCAR (National Center for Atmospheric Research) - Clsinop. Bogotá, D.C. Colombia.
7. Lysen E., H., 1983: Introduction To Wind Energy. Consultancy Services Wind Energy Developing Countries. Segunda Edición, Mayo. Holanda.
8. Melo, J. & Ruiz F., 2004: Generalidades del modelo meteorológico de mesoescala MM5. Nota Técnica IDEAM-METEO/010-2004. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM. Bogotá, Colombia
9. Mizuta, R.; Oouchi, K.; Yoshimura, H.; Noda, A.; Katayama, K.; Yukimoto, S; Hosaka, M.; Kusunoki, S.; Kawai, H. & Nakagawa, M., 2005: 20km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model. Meteorological Research Institute, MRI. Tsukuba, Japan.
10. Molina I., 1986: Estadística aplicada a la Hidrometeorología. Instituto Nacional de Meteorología. Publicación D-47. Madrid, España. Págs. 28-38, 49-50.
11. Puigcerver, M., 1979: Atmósfera y Contaminación Atmosférica. Scientific American. Julio 1979, pp. 104-120.
12. Retallack, B. J., 1973: Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV. Capítulo IV – Humedad del Aire. Publicación Organización Meteorológica Mundial OMM-266. Ginebra, Suiza. Pág. 50.
13. Sozzi, R., 1998: La turbulencia de la atmósfera y la dispersión de los contaminantes en el aire - Vol. 1 Micrometeorología y turbulencia del aire. México, D.F.
14. SURFER, 1994: Surfer for Windows – User's Guide Contouring And 3D Surface Mapping. Golden Software, Inc. Colorado, Estados Unidos.
15. Wark, K. & Warner, C., 1998: Contaminación del Aire: Origen y Control. Ed. Limusa. México D.F.
16. Yamagishi, Y., 2003: Introduction to the numerical weather prediction with emphasis on the application to the short term weather forecasting. Japan Meteorological Agency. Octubre 2003. Tokyo, Japan. Pp. 2–11.



www.imprenta.gov.co
PBX: (571) 4578000
Diagonal 22 B No. 67-70
Bogotá, D.C., Colombia