

Universidad Técnica Federico Santa María
Departamento de Ingeniería Comercial

IPM-426 Seminario de Investigación

Informe Final

Pablo Cárdenas Zamorano 201141001 - 7

Profesor: Dr. Alex Flores Madariaga
Valparaíso, 4 de agosto de 2016

Índice

1. Introducción e Identificación de la Problemática	3
2. Estado del Arte y Marco Teórico	4
2.1. Naturaleza del Recurso Viento	4
2.2. Modelamiento Atmosférico	5
2.2.1. Modelos Aproximados	7
2.3. Capa Límite Planetaria	9
2.3.1. Temperatura Potencial	9
2.3.2. Tratamiento de la Turbulencia	10
2.3.3. Aproximaciones de Capa Límite	11
2.4. Fenómenos de la Mesoescala	12
2.4.1. Ondas de Gravedad	13
2.5. Métodos Numéricos Aplicados a Modelación Atmosférica	14
2.6. El Modelo WRF	14
2.6.1. WRF-ARW	15
2.6.2. Gráficos y Verificación	16
2.6.3. WRF-NMM	16
2.7. Evolución Científica y Tecnológica	18
3. Planteamiento	20
4. Objetivos	20
4.1. Objetivos Principales	20
4.2. Objetivos Específicos	20

1. Introducción e Identificación de la Problemática

La interacción del viento con nuestro entorno, es una escena a la cual ya se tiene costumbre y de cierta manera, el ser humano ya posee cierta intuición con respecto a que va a suceder si es que a algún objeto se somete a una corriente de aire. En este informe, se está interesado por ir mas allá de lo que se ve cotidianamente y se plantea de que manera se puede predecir la dinámica del viento con la superficie en las distintas escalas espaciales.

Se tienen razones para estar interesados en predecir de que manera se va a comportar la atmósfera, y en específico, el viento. Una gran masa de aire que se desplaza trae consigo una gran cantidad de energía, la cual, por una parte da origen a una serie de fenómenos climáticos que aún son objeto de investigación y que es relevante tener control sobre ellos, y por otra, esta energía puede ser utilizada para el beneficio humano y en este caso se habla del potencial eólico de cierta zona. Es relevante poder estimar el potencial de las geografías para que así los riesgos con respecto a los proyectos de energías renovables bajen y se fomente de cierta forma, la inversión en esta área.

Estudios preliminares han demostrado que existe un gran potencial eólico en Chile con respecto a otros países y si se suma a esto, el proyecto de Ley 20/20, que pretende que para el año 2020 se tenga un 20 % de ERNC en la matriz energética nacional, se tiene un escenario óptimo para poder desarrollar la investigación con lo que es el recurso viento. Sin embargo poco se ha desarrollado al respecto hasta el día de hoy.

Tomando todo esto en consideración, surge en la sociedad la **necesidad de tener una herramienta confiable para el diagnostico del comportamiento atmosférico en su interacción con el terreno** y en particular, en terrenos complejos, como lo es gran parte de la geografía chilena.

En el presente informe se hará una revisión bibliográfica y se expondrán las bases teóricas que sustentan el modelamiento computacional contemporáneo de la atmósfera, así como las herramientas necesarias para llevar a cabo el análisis de la interacción con la superficie en la llamada capa límite planetaria, a modo de tener una visión completa en lo que respecta al tema que se quiere estudiar.

2. Estado del Arte y Marco Teórico

2.1. Naturaleza del Recurso Viento

Se conoce que el movimiento de las masas de aire en la superficie terrestre están impulsadas por los gradientes de presión que ocasionan los cambios diferenciales de temperatura por la radiación solar en la tierra. Esto permite que, en un modelo muy idealizado, el aire se mueva desde las zonas mas cálidas (zona cercana al ecuador), hacia las mas frías (los polos), sin embargo, junto con esto, tenemos las fuerzas de Coriolis debido a la rotación de la tierra, la cual genera patrones de circulación en este movimiento ideal.

Se tiene entonces, a grandes rasgos, una caracterización bastante certera acerca de como se genera el viento en nuestra atmósfera (de manera muy simplificada), sin embargo este modelo no permite establecer aproximaciones, en términos de predicción de viento a corto plazo, ya que el recurso viento de por si es un fenómeno **altamente variable** en escalas geográficas y temporales mucho mas pequeñas que el ciclo radiativo solar.

Se analizarán entonces los tipos de variación y las escalas en que estas afectan al viento.

Variaciones Geográficas

Los movimientos producidos por la radiación solar y las fuerzas de coriolis, se distorsionan debido a la presencia de los continentes y a las masas de agua que rodean el planeta. De manera local, la complejidad de un terreno a estudiar puede alterar completamente la velocidad media del viento y su dirección.

La presencia de cimas o valles generan cambios en la velocidad locales que se traducen en cambios de presión, de la misma manera, terrenos con muchos obstáculos como bosques o edificios, desplazan la capa límite atmosférica provocando que los vientos mas fuertes se encuentren mas arriba de lo normal, además de la turbulencia inducida en su estela.

Según las dimensiones espaciales a analizar, se pueden separar las siguientes clasificaciones para caracterizar el movimiento atmosférico:

- Escala Planetaria: Con longitudes características del orden del radio terrestre, el movimiento atmosférico está regido por la descripción aproximada explicada en el párrafo anterior.
- Escala Sinóptica: Se tienen longitudes del orden de los 1000 [km], en esta zona se pueden ubicar los movimientos sobre los continentes o países (cuadros sinópticos). En esta parte ya se aprecia que la interacción con el terreno distorsiona el movimiento tanto por cadenas montañosas, como por masas de agua.
- Meso-Escala: Desde aproximadamente 10 [km] hasta 1000 [km]. Existe una fuerte relación entre el movimiento en esta escala y la interacción con la superficie. Este es el caso de la modelación de regiones o fenómenos atmosféricos como tornados o huracanes.
- Micro-Escala: Longitudes menores al kilómetro, en esta escala se aprecian los efectos viscosos como la separación de la capa límite en obstáculos y la disipación de energía cinética por viscosidad (turbulencia).

Variaciones Temporales

Para poder estimar correctamente la magnitud del viento en una zona, es necesario conocer de qué manera este puede variar en la escala temporal. Se tiene entonces un espectro de frecuencias para la variabilidad del viento, en donde se reconocen los cambios de largo plazo, los diurnos y aquellos que se dan de manera mas instantánea y se asocian a la turbulencia. Cada uno de estos funcionan a causa distintos mecanismos físicos y se pueden tratar de manera independiente para la estimación de alguna zona, según el tipo de proyecto a realizar.

- Inter-Anuales: Corresponden a las variaciones que ocurren en periodos de tiempo superior a un año. En esta clasificación entran los fenómenos que afectan directamente al método natural de movimiento de aire por radiación solar, por lo cual se puede nombrar al cambio climático u otros fenómenos climáticos extraños. Además, como observación, cabe destacar que aun es difícil hacer predicciones de largo plazo, aun con una amplia base de datos histórica de velocidad de viento, ya que aun hay incerteza con respecto a los mecanismos que alteran la temperatura de la tierra.

- **Anuales:** Las variaciones anuales en la velocidad media del viento corresponden básicamente a los cambios térmicos provocados en la superficie debido a la rotación de la tierra con respecto al sol, en otras palabras, existen claramente variaciones en el viento (y el clima en general) según las estaciones del año. De manera general, se puede esperar tener una velocidad promedio mayor en verano, mientras que en invierno los valores son menores (esto se explica por la estabilidad de la capa límite y su relación con los gradientes térmicos). Esta generalización depende mucho de la zona a estudiar y puede ser afectado en gran medida por la complejidad del terreno.
- **Diarias:** También conocidas como diurnas. La dirección y magnitud del viento se ven afectadas por la simple rotación de la tierra con respecto a su eje, por lo cual se aprecian grandes diferencias entre el comportamiento de día y el de noche, siendo el primero (particularmente a medio día) donde los gradientes térmicos pueden generar corrientes de viento más elevadas.
- **Micro Escala:** Por convención, entran dentro de esta categoría, aquellas variaciones que fluctúan en la escala de tiempo menor a los 10 minutos. Básicamente en este punto, la relevancia central se halla en los fenómenos de turbulencia asociados a la estabilidad del flujo, los cuales tienen relación con las distintas condiciones de rapidez, efectos superficiales, fuerzas de coriolis y gradientes térmicos con los que interactúa el flujo. Si bien la turbulencia es por definición caótica, un acercamiento estadístico permite aproximar de buena manera el comportamiento del flujo a esta escala. Tales aproximaciones se detallarán en las siguientes secciones. Dentro de esta escala se puede incluir también a las ráfagas (*gusts*) que surgen en las corrientes. Estadísticamente corresponden a los valores extremos que puede alcanzar el viento en periodos cortos de tiempo y son de vital importancia en los parámetros constructivos de turbinas, ya que pueden someter a estas a esfuerzos cíclicos no previstos y generar fallas por fatiga.

2.2. Modelamiento Atmosférico

A continuación se describen las ecuaciones fundamentales con las que se modela la atmósfera y algunas simplificaciones desarrolladas (y ampliamente utilizadas en la literatura) para ganar un poco de intuición física con respecto a los fenómenos atmosféricos.

Fuerzas Fundamentales

Antes de escribir la ecuación de conservación de momentum es necesario tener claro cuáles son las fuerzas que actúan sobre el fluido en estudio. Se considera:

- **Gradiente de Presión:**

La presión actúa como un potencial de movimiento, atrayendo las masas de aire a las zonas de menor presión. Además, en esta están incluidos los efectos por flotación (si se considera una atmósfera inestable, la flotación es la responsable de gran parte de la transferencia de momentum). Esta fuerza es de un orden considerable en todas las zonas de la atmósfera y por lo tanto no puede despreciarse. Se expresa como:

$$\frac{\mathbf{F}_p}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (1)$$

- **Fuerza Gravitacional:**

La tierra atrae las masas de aire según la ley universal de gravitación de Newton:

$$\frac{\mathbf{F}_g}{m} = \mathbf{g}^* = -\frac{GM}{r^2} \left(\frac{\mathbf{r}}{r} \right) \quad (2)$$

Se utiliza el superíndice *, para destacar que luego, debido a la rotación de la tierra se sumará un término para generar una aceleración de gravedad más amplia.

Con respecto a la ecuación 2 se debe tener en consideración que esta gravedad puede variar considerablemente con la altura a la cual se evalúe un punto en la atmósfera y por ende suele utilizarse otra expresión en función de \mathbf{g}_0^* que corresponde a la gravedad a nivel del mar:

$$\mathbf{g}^* = \frac{\mathbf{g}_0^*}{(1 + z/a)^2} \quad (3)$$

Donde a es el radio medio de la tierra, y z es la altura con respecto al nivel del mar.

■ **Fuerzas Viscosas:**

Es la fuerza que hace el fluido como oposición al movimiento. Para un fluido newtoniano e incompresible se considera como:

$$\frac{F_i}{m} = \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} \quad (4)$$

■ **Fuerza Centrífuga:**

Debido a la rotación de la tierra, la superficie de esta es un marco de referencia no inercial y por lo tanto la aceleración centrípeta que se genera por el giro debe considerarse como una fuerza ficticia (centrífuga) desde un marco de referencia pegado a la tierra. Esta fuerza apunta de manera radial al centro de la tierra y por consiguiente puede agregarse un término a la gravedad, para obtener una gravedad modificada:

$$\mathbf{g} = \mathbf{g}^* + \Omega^2 \mathbf{R} \quad (5)$$

Donde Ω es la frecuencia de giro de la tierra con respecto a su eje: $\Omega = 2\pi/86164$.

■ **Fuerzas de Coriolis:**

Para una partícula en movimiento con respecto a un marco de referencia en rotación, se genera otro tipo de fuerza ficticia que curva el movimiento de esta partícula, la fuerza de coriolis. Se omite el desarrollo matemático de la expresión que incluye una aproximación al considerar que la rapidez del aire es menor que la velocidad tangencial de la superficie de la tierra. La fuerza por unidad de masa se expresa para las dos componentes horizontales como:

$$\frac{dv}{dt} = -2\Omega u \sin \phi \quad ; \quad \frac{dw}{dt} = -2\Omega u \sin \phi \quad (6)$$

Donde es conveniente definir una nueva variable:

$$f = 2\Omega \sin \phi \quad (7)$$

Llamado parámetro de Coriolis. ϕ es la latitud.

Conservación del Momentum

El flujo de momentum que atraviesa las caras de una parcela de fluido debe ser igual a la sumatoria de las fuerzas que actúan sobre esta. Matemáticamente se tiene:

$$\frac{D\mathbf{U}}{Dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{U} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} + \mathbf{F}_r \quad (8)$$

Ecuaciones Primitivas

Al reordenar las ecuaciones precedentes y considerando a como el radio de la Tierra, se tiene un set de ecuaciones que describe completamente el movimiento de la atmósfera, estas ecuaciones son conocidas como ecuaciones primitivas y los primeros intentos de modelación numérica atmosférica se hicieron utilizando estas relaciones:

$$\frac{Du}{Dt} - \frac{uv \tan \phi}{a} + \frac{uw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \phi - 2\Omega w \cos \phi + F_{rx} \quad (9)$$

$$\frac{Dv}{Dt} - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + \frac{vw}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \phi + F_{ry} \quad (10)$$

$$\frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \phi + F_{rz} \quad (11)$$

Conservación de la Masa

La cantidad de aire que se encuentra en la atmósfera se mantiene constante¹, luego la conservación de masa queda definida como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{U}) = 0 \quad (12)$$

Donde la derivada temporal corresponde al término transiente, y la divergencia corresponde a los flujos de aire por cada cara de un elemento diferencial.

¹En este análisis no se consideran fuentes de masa de aire como podría ser el vapor de agua que entra a la atmósfera debido a la evaporación de masas de agua

Conservación de la Energía

La conservación de energía queda definida por:

$$\frac{D}{Dt} \left[\rho \left(e + \frac{1}{2} \mathbf{U} \cdot \mathbf{U} \right) \right] = -\nabla \cdot (p\mathbf{U}) + \rho \mathbf{g} \cdot \mathbf{U} + \rho J \quad (13)$$

Acá se pueden separar las contribuciones hacia la energía térmica y la otra hacia la energía cinética. Se tiene:

$$\rho \frac{D}{Dt} \left(\frac{1}{2} \mathbf{U} \cdot \mathbf{U} \right) = -\mathbf{U} \cdot \nabla p - \rho g w \quad (14)$$

$$\rho \frac{De}{Dt} = -p \nabla \cdot \mathbf{U} + \rho J \quad (15)$$

J es la razón de calor por unidad de masa.

Conservación de la Vorticidad

Derivando las componente x e y de las ecuaciones de momentum lineal y restando una con la otra, se llega a una expresión para la ecuación de vorticidad (análogo a la conservación de momentum angular en un análisis de transporte de Reynolds).

$$\frac{D}{Dt}(\zeta + f) = -(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x} \right) \quad (16)$$

El término $(\zeta + f)$ corresponde a la vorticidad absoluta (incluye la rotación inducida por la rotación de la tierra).

La ecuación (16) dice que la rapidez de cambio de la vorticidad absoluta siguiendo el movimiento de la partícula está dado por la suma de tres términos, los cuales son: el término de divergencia, el término de giro (*twisting*) y el término solenoidal respectivamente.

Analizando los distintos mecanismos de creación de vorticidad:

- Por divergencia: La creación de vorticidad por divergencia actúa de manera análoga al cambio de velocidad angular debido a un cambio en el momento de inercia en un sólido rígido girando. Si una parcela de aire contiene divergencia horizontal, su area aumentará, luego, como la circulación debe ser conservada, la vorticidad promedio dentro de la parcela deberá disminuir.
- Por giro de componentes: En presencia de un perfil de velocidades, el cortante generado tenderá a rotar al elemento de fluido en la dirección normal a este y por ende generará vorticidad.
- Por el término solenoidal: Debido al cambio de densidad en el campo de presión.

2.2.1. Modelos Aproximados

También conocidos como flujos balanceados, permiten describir ciertos comportamientos atmosféricos en estado estacionario si se desprecian algunos términos en las ecuaciones primitivas y se llega a un balance de fuerzas. De esta manera se puede entender la física detrás de cada movimiento si se considera que para cada situación en particular va a ser una combinación de estos y hasta existirá predominancia de alguno en ciertos casos.

Aproximación Geostrófica

Acá se tiene un balance perfecto entre las fuerzas de presión y fuerzas de Coriolis, de la forma:

$$fV_g = -\frac{\partial \Phi}{\partial n} \quad (17)$$

Con Φ función geopotencial. Se puede demostrar que su campo de velocidad, en coordenadas cartesianas es:

$$\mathbf{V}_g \equiv \mathbf{k} \times \frac{1}{\rho f} \nabla p \quad (18)$$

Aproximación Ciclostrófica

Si la escala horizontal de perturbación es lo suficientemente pequeña, la fuerza de Coriolis puede ser despreciada en comparación a los gradientes de presión y fuerzas centrífugas. Para esta aproximación, suele computarse el número de Rossby ($Ro = V/fR$).

En el balance de fuerzas se tiene:

$$\frac{V^2}{R} = -\frac{\partial\Phi}{\partial n} \quad (19)$$

Donde R corresponde al radio de giro de una parcela de aire. La solución a esta ecuación corresponde a la velocidad del viento ciclostrófico:

$$V = \left(-R \frac{\partial\Phi}{\partial n} \right)^{1/2} \quad (20)$$

Aproximación de Flujo Gradiente

Si se considera la misma aproximación que para flujo geostrófico, pero con un radio de giro finito, se tiene un flujo gradiente. La velocidad del viento gradiente se resuelve como:

$$V = -\frac{fR}{2} \pm \left(\frac{f^2 R^2}{4} - R \frac{\partial\Phi}{\partial n} \right)^{1/2} \quad (21)$$

Una observación a esta ecuación es que, no todas las raíces de esta, tienen un significado físico, y por lo tanto, según sea el signo de R , y el signo del gradiente de presión se tendrá un cierto rango válido para V .

Aproximación de Viento Térmico

En esta aproximación se agrega otra condición proveniente de la ecuación de energía. Consideremos el viento geostrófico, hasta ahora la aproximación se había hecho en superficies isobaras, sin embargo un cambio entre dos isobaras trae consigo un cambio de temperatura, y por lo tanto la existencia de un gradiente térmico que altera el movimiento. En coordenadas isobáricas se tiene:

$$\frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f} \mathbf{k} \times \nabla_p T \quad (22)$$

Y se define el viento térmico como la diferencia entre el viento geostrófico entre las dos superficies:

$$\mathbf{V}_T = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \nabla (\Phi_1 - \Phi_0) \quad (23)$$

El viento térmico es una herramienta bastante útil para diagnosticar y comprobar análisis sobre la velocidad del viento o los campos de temperatura. También se usa para estimar el promedio de la advección de temperatura horizontal.

Aproximación Barotrópica

En la barotropía, la densidad solo es función de la presión. Luego, se modela a la atmósfera como un fluido homogéneo e incompresible de profundidad h . La ecuación de continuidad se tiene:

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = -\frac{\partial w}{\partial z}$$

Reemplazando en la ecuación (16) y tomando en cuenta la barotropía:

$$\frac{D_h(\zeta + f)}{Dt} = (\zeta + f) \frac{\partial w}{\partial z} \quad (24)$$

Si consideramos ahora que para una atmósfera barotrópica no existe viento térmico, y que la velocidad y vorticidad se pueden reemplazar por aquellas en la aproximación geostrófica, se integra y reemplaza para llegar a:

$$\frac{D_h}{Dt} \left(\frac{\zeta_g + f}{h} \right) = 0 \quad (25)$$

Esta ecuación se conoce como el teorema de conservación de vorticidad potencial, que fue deducida por Rossby.

Ahora, si el flujo es puramente horizontal ($w = 0$), se obtiene la ecuación de vorticidad barotrópica:

$$\frac{D_h(\zeta_g + f)}{Dt} = 0 \quad (26)$$

Esta ecuación nos dice que la vorticidad absoluta se conserva siguiendo el movimiento horizontal. Esta ecuación presenta muy buenos modelos para predicción a corto plazo en la escala sinóptica ya que en esta zona el flujo es casi no divergente.

Aproximación Baroclínica

Si consideramos una atmósfera baroclínica (densidad en función de la presión y temperatura), además de calentamiento y roce, se puede expresar una ecuación análoga para la conservación de la vorticidad, sin embargo esta queda en una forma mucho mas sencilla si se deja en coordenadas isoentrópicas (x, y, θ) (θ corresponde a la temperatura potencial, y se explica mas adelante) y en función de la vorticidad potencial de Ertel, $P = (\zeta_\theta + f)(-g\partial\theta/\partial p)$.

A través de un procedimiento que se omite en este informe se llega a:

$$\begin{aligned} \frac{\tilde{D}P}{Dt} &= \frac{\partial P}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_\theta P = \\ \frac{P}{\sigma} \frac{\partial}{\partial \theta}(\sigma \dot{\theta}) + \sigma^{-1} \mathbf{k} \cdot \nabla_\theta \times \left(\mathbf{F}_r - \dot{\theta} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \theta} \right) \end{aligned} \quad (27)$$

Donde $\sigma \equiv -g^{-1}\partial p/\partial \theta$, es la densidad en coordenadas isoentrópicas, y \mathbf{F}_r es la fuerza por roce. El lado derecho de la ecuación presenta los términos diabáticos y de fricción respectivamente, si estos pueden despreciarse, se tiene que la vorticidad potencial de Ertel se conserva en superficies isoentrópicas.

2.3. Capa Límite Planetaria

La capa límite planetaria es la porción de la atmósfera en la cual el campo de flujo se ve fuertemente influenciado por la interacción con la superficie de la tierra. La dependencia de esta interacción radica en la viscosidad del fluido, sin embargo, es en los primeros milímetros de esta capa en donde los efectos viscosos son considerables, con respecto a los otros términos en la ecuación de momentum, y se tienen gradientes verticales muy intensos en la velocidad. Fuera de esta sub-capa viscosa los efectos moleculares son despreciables en las ecuaciones, pero de todas formas la condición de no deslizamiento en la superficie de la tierra va a permitir la generación progresiva de vórtices turbulentos, los cuales aceleran la transferencia de momentum y de calor en las cercanías, en escalas mucho mas pequeñas que aquellas en donde se logran resolver las ecuaciones.

Por lo tanto, en contraste con las ecuaciones que aproximan el comportamiento mas general o sinóptico de la atmósfera, para la capa límite planetaria, que es la encargada de realizar la interacción entre el terreno complejo con la atmósfera, es necesario caracterizar o parametrizar la turbulencia, a modo de tener ecuaciones que permitan aproximar el comportamiento en esta escala.

2.3.1. Temperatura Potencial

Es conveniente definir una nueva variable para las ecuaciones de conservación, la temperatura potencial θ :

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{R/c_p} \quad (28)$$

Esta temperatura es la temperatura de un elemento diferencial de fluido si se comprime o expande adiabáticamente hacia una presión estándar p_s (generalmente 1 bar). Por lo tanto para procesos secos y adiabáticos, este valor permanece constante.

Se puede clasificar entonces de mejor forma la estabilidad atmosférica:

$$d\theta_0/dz > 0 \quad \text{Estable}$$

$$d\theta_0/dz = 0 \quad \text{Neutra}$$

$$d\theta_0/dz < 0 \quad \text{Inestable}$$

2.3.2. Tratamiento de la Turbulencia

Para lograr resolver la turbulencia dentro de las ecuaciones de conservación, es necesario hacer modificaciones ya que las variaciones turbulentas están muy por debajo de la escala en la cual podemos solucionar. Se trabaja con dos modificaciones:

Aproximación de Boussinesq: Si bien el aire es un flujo compresible y su densidad en la atmósfera puede llegar a variar un 10 %, en la mayoría de los casos se puede considerar despreciable ya que si expresamos esta densidad como la suma de un valor medio más sus desviaciones, las desviaciones son solo un pequeño porcentaje del valor medio. Sin embargo los cambios de densidad influyen importantemente en las fuerzas de flotación y por lo tanto no debe despreciarse en ese aspecto. La aproximación de Boussinesq consta de considerar la densidad un valor fijo ρ_0 , excepto para la ecuación de momentum vertical (donde influye la flotación).

Promedios de Reynolds: En vez de resolver las ecuaciones para los valores absolutos, se promedian las leyes de conservación y se resuelve para los valores medios. Este desarrollo introduce nuevos términos que son covarianzas de variables y físicamente representan flujos turbulentos.

Finalmente el sistema de ecuaciones a resolver es:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (29)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + f\bar{v} - \left[\frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \right] + \bar{F}_{rx} \quad (30)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + f\bar{u} - \left[\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \right] + \bar{F}_{ry} \quad (31)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{w}}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} + g\frac{\bar{\theta}}{\theta_0} - \left[\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'w'}}{\partial z} \right] + \bar{F}_{rz} \quad (32)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{\theta}}{Dt} = -\bar{w} \frac{d\theta_0}{dz} - \left[\frac{\partial \overline{u'\theta'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'\theta'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \right] \quad (33)$$

Energía Cinética Turbulenta La generación continua de vórtices en un régimen turbulento, es consecuencia de un ingreso permanente de energía cinética al sistema para que pueda desarrollarse de manera estacionaria. Ahora se revisará de manera preliminar las componentes de esta energía.

Trabajando con las ecuaciones (15) hasta la (19) se puede llegar a:

$$\frac{\bar{D}(\text{TKE})}{Dt} = \text{MP} + \text{BPL} + \text{TR} + \varepsilon \quad (34)$$

Donde: TKE es la energía cinética turbulenta, MP es la producción mecánica por el perfil de velocidad (y el esfuerzo de corte), BPL es la energía por los movimientos de flotación, TR corresponde a la energía por fenómenos de transporte como la presión y ε es la disipación en la microescala.

Con respecto a este punto es necesario hacer una gran observación, podemos distinguir a grandes rasgos dos tipos de turbulencia en la capa límite: una provocada por los movimientos de convección debido a la inestabilidad del aire (la superficie de la tierra caliente al aire e induce un movimiento vertical) y otra provocada por los esfuerzos de corte en la proximidad de la tierra. La turbulencia asociada a convección genera una capa mucho más grande que la capa viscosa (debido a que el aire básicamente se desplaza hacia arriba) y los fenómenos de mezcla se ven en gran parte favorecidos por la generación de grandes vórtices. Se puede definir un número adimensional para caracterizar que efecto rige más en la capa límite:

$$Rf = -\frac{BPL}{MP} \quad (35)$$

Corresponde al *número de flujo de Richardson*. Experimentalmente se ha observado que para valores menores a 0.25, las fuerzas viscosas pueden soportar la turbulencia asociada a la convección.

2.3.3. Aproximaciones de Capa Límite

Teniendo en consideración entonces, todo lo antes expuesto sobre las bases teóricas de las ecuaciones que modelan el movimiento del aire, se pueden encontrar distintos tipos de capas límites si consideramos o despreciamos términos en las ecuaciones.

Si se considera el flujo dentro de la capa como homogéneo y horizontal (por encima de la subcapa viscosa), la viscosidad se puede despreciar y también los flujos turbulentos horizontales. Se tiene entonces para las ecuaciones de momentum:

$$\frac{\bar{D}\bar{u}}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + f\bar{v} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (36)$$

$$\frac{\bar{D}\bar{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + f\bar{u} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (37)$$

Ahora es necesario modelar los esfuerzos viscosos. A continuación se tiene un listado de aproximaciones para diversos tipos de capas límites planetarias y sus principales características y aplicaciones.

Capa de Mezcla (Well-Mixed BL)

- Ocurre cuando una capa convectiva (inestable) se ubica bajo una capa estable
- La temperatura potencial se mantiene casi constante en esta capa y por lo tanto también el perfil de velocidad.
- Se asume que arriba de esta capa, hay viento geostrófico y por ende los flujos turbulentos varían linealmente hasta desaparecer en la altura.
- El flujo de momentum superficial se aproxima por la fórmula de arrastre aerodinámico:

$$(\overline{u'w'})_s = -C_d |\bar{U}| \bar{u} \quad ; \quad (\overline{v'w'})_s = -C_d |\bar{U}| \bar{v} \quad (38)$$

Teoría de Gradiente de Flujo (K Theory)

- Para capas estables o neutras el perfil de velocidad no es constante.
- Se modela el flujo de momentum turbulento como si fuera proporcional al gradiente vertical (análogo como si fuera un mecanismo de difusión).

$$\overline{u'w'} = -K_m \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \quad \overline{v'w'} = -K_m \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right) \quad (39)$$

$$\overline{\theta'w'} = -K_h \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)$$

- Se estima el valor tanto para K_m y K_h . La aproximación mas simple consta en considerarlos constantes.
- Sirve para flujos a baja escala, ya que hay que considerar que algunos vórtices pueden ser del tamaño de la capa entera.

Hipótesis de Longitud de Mezcla

- Considera que una parcela de aire recorre una distancia característica ξ' antes de mezclarse con su entorno, de la misma manera que una partícula recorre una distancia media antes de transmitir momentum.
- Se responsabiliza a esta distancia de generar las oscilaciones en las variables de manera análoga a los mecanismos moleculares (proporcional al gradiente):

$$\theta' = -\xi' \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}; \quad u' = -\xi' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}; \quad v' = -\xi' \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (40)$$

- Considerando una atmosfera estable, los efectos de flotación pueden despreciarse, y de la misma manera expresar:

$$w' = \xi' \left| \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right| \quad (41)$$

- Finalmente el flujo de momentum queda como:

$$-\overline{u'w'} = \overline{\xi^2} \left| \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (42)$$

- Y se define la longitud de mezcla l como la media cuadrática de los desplazamientos de los elementos de aire y sirve como referencia de los tamaños promedios de los vórtices:

$$l \equiv (\overline{\xi^2})^{1/2} \quad (43)$$

Capa de Ekman

- Resuelve las ecuaciones del gradiente de flujo considerando K_m constantes. Se llega a:

$$u = u_g(1 - e^{-\gamma z} \cos \gamma z) \quad ; \quad v = u_g e^{-\gamma z} \sin \gamma z \quad (44)$$

- Con $\gamma = (f/2K_m)^{1/2}$ y u_g el viento geostrófico. Se puede determinar entonces la altura de la capa de Ekman como $D_e = \pi/\gamma$
- Si se considera que experimentalmente se tiene $D_e = 1$ [km], $f = 10^{-4}$ [s⁻¹], $K_m \approx 5$ [m²s⁻¹]. Esto genera una longitud de mezcla de 30 [m], la cual es pequeña en comparación a la capa y por lo tanto podría considerarse válida la teoría de Prandtl.
- En la realidad este comportamiento no se da debido a que los flujos turbulentos de momentum no son simplemente proporcional a los gradientes, además que K_m no podría ser constante muy cerca de la superficie, donde el perfil de velocidad cambia abruptamente.

Capa Superficial

- Corresponde al 10 % mas bajo de la capa límite en donde la transferencia de momentum lineal depende solo de los vórtices turbulentos y no de las fuerzas de Coriolis o gradientes de presión.
- Se considera una velocidad de fricción u_* :

$$u_*^2 = K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = (kz)^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (45)$$

- Como el análisis se realiza cerca de la superficie, es lógico expresar la longitud de mezcla como $l = kz$, donde k es la constante universal de *von Karman*
- Integrando en las ecuaciones se llega a la ley de potencia para el perfil de velocidad:

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln(z/z_0) \quad (46)$$

- z_0 corresponde a una constante de integración denominada como longitud de rugosidad y depende de las características de la superficie.

Ekman Modificado

- Es la unificación de la teoría de capa superficial con la capa de Ekman. Si bien presenta un comportamiento mas cercano a la realidad, aún se mantiene distante debido principalmente a los efectos transientes y al hecho de que hasta ahora se han despreciado las componentes verticales, las cuales son en escala comparable a las horizontales.

2.4. Fenómenos de la Mesoescala

Al igual que cualquier otro medio, la atmósfera está sujeta a sufrir perturbaciones las cuales son propagadas en forma de onda y se dispersan debidos a distintas fuerzas restaurativas. Es relevante entonces discutir cuales son el tipo de onda que se generan, cómo lo hacen, y cuál es su método de análisis.

De manera preliminar, sabemos que cualquier ecuación de onda (como en este caso), admite como solución una función de la forma:

$$\exp(i\phi) = \cos \phi + i \sin \phi$$

Y luego, a través de una serie de Fourier se puede expresar cualquier forma de onda.

$$f(x) = \sum (A_s \sin k_s x + B_s \cos k_s x) \quad (47)$$

Con k_s número de onda. Además se define ν , frecuencia de oscilación y $c = \nu/k$, rapidez de onda.

Algunos ejemplos de ondas en fluidos son, las ondas de sonido (o de presión) y las ondas de Saint-Venant en pozos poco profundos.

2.4.1. Ondas de Gravedad

También llamadas onda de flotación (boyamiento, etc). Se producen cuando en una atmósfera con estratificación estable un elemento es desplazado verticalmente. En esta situación, la fuerza de flotación va a actuar como fuerza restaurativa haciendo que la parcela sufra oscilaciones.

Estas oscilaciones en la atmósfera se pueden dar tanto en dirección vertical, como horizontal. En el caso vertical, se habla de ondas de gravedad internas. La ecuación que rige el movimiento de esta onda, se desprende de las leyes de conservación y de un análisis de perturbación (separar las variables dependientes de una parte fija y otra desviatoria). Se llega a una ecuación de onda de la forma:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}\frac{\partial}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial y^2}\right) + N^2 \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} = 0 \quad (48)$$

Con $N^2 = g d \ln \bar{\theta} / dz$, es el cuadrado de la frecuencia de flotación, el cual se asume constante.

Esta ecuación tiene solución para las oscilaciones w' de la componente vertical de la velocidad con su correspondiente número de onda y frecuencia, sin embargo, para el alcance de este informe, se omitirá tanto desarrollo matemático y nos enfocaremos en la practicidad de estas ondas.

Es relevante ahora entender de qué forma se generan las perturbaciones dentro de la atmósfera. Para los casos en la mesoescala gran parte de las pequeñas variaciones se deben a la complejidad del terreno, en este caso se habla de ondas topográficas.

Para un primer análisis sobre el efecto de la geometría en las perturbaciones de la atmósfera, consideremos un terreno con forma infinitamente sinusoidal como se muestra en la figura 1. Como en este caso, las ondas serán estacionarias relativas al suelo, la ecuación de onda anterior se reduce a:

$$\left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial y^2}\right) + \frac{N^2}{\bar{u}^2} w' = 0 \quad (49)$$

La cual presenta dos soluciones para las perturbaciones verticales:

$$w'(x, z) = \begin{cases} -\bar{u} h_M k e^{-\mu z} \sin kx & \bar{u}k > N \\ -\bar{u} h_M k \sin(kx + mz) & \bar{u}k < N \end{cases} \quad (50)$$

La primera, que es la solución de cresta estrecha, se dispersa a través de la altura y decae rápidamente. La segunda, que es la solución de cresta ancha la amplitud máxima se mantiene constante a lo largo de la altura y por ende, la onda gravitacional se propaga tal como lo muestra la figura 1.

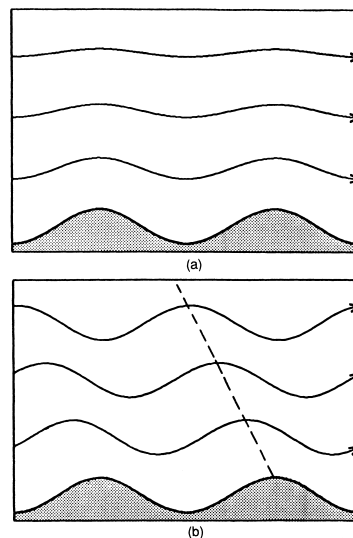


Figura 1: Dos casos para la solución de ondas topográficas.

2.5. Métodos Numéricos Aplicados a Modelación Atmosférica

El primer intento por generar una aproximación al comportamiento de la atmósfera se realizó en 1922. Aquí Richardson logró discretizar las ecuaciones de movimiento y creo un esquema de solución el cual le tomó cerca de seis semanas en resolver para un pronóstico de 6 horas en el futuro. Este intento fue un completo fracaso, los resultados obtenidos estaban en un orden de magnitud de diferencia con los valores observados y esto se debió a una suma de factores, entre los que se podría nombrar la incertidumbre e imbalance de los valores iniciales, y el hecho de que el esquema de Richardson no era un esquema aproximado, si no que incluía bastantes mecanismos físicos, como las ondas acústicas y las de gravedad, las cuales si no se manejan bien, ocasionan inestabilidades numéricas.

Luego, en 1948 Charney logró filtrar las soluciones de onda de este esquema, utilizando tanto la suposición geostrófica, como la hidrostática y así en 1950 se realizó el primer pronóstico en base al modelo barotrópico.

De aquí en adelante los esquemas han ido aumentando en precision y alcance, a la par de los avances computacionales, actualmente existen una gama de modelos que permiten modelar la atmósfera en escalas planetarias, sinópticas, meso o micro, anexando a estos modelos una infinidad de fenómenos físicos como lo son la humedad, la formación de nubes, la precipitación, radiación, vegetación, etc.

Entre los modelos mas importantes a nivel académico e internacional se tiene:

Modelos globales:

- GFP: Global Forecast System
- NOGAPS: U.S. Navy's Operational Global Atmospheric Prediction System Model
- GEM: Global Environmental Multiscale Model
- IFS: Integrated Forecast System
- UM: Unified Model
- GME: Operational Global Numerical Weather Prediction Model de la German Weather Service
- ARPEGE: Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
- IGCM: Intermediate General Circulation Model

Modelos regionales:

- WRF: Weather Research and Forecasting Model
- WRF-NMM: WRF Nonhydrostatic Mesoscale Model
- WRF-ARW: Advanced Research WRF
- NAM: North American Mesoscale Model
- RAMS: Regional Atmospheric Modeling System
- MM5: Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model
- ARPS: Advanced Region Prediction System
- HIRLAM: High Resolution Limited Area Model
- GEM-LAM: Global Environmental Multiscale Limited Area Model
- ALADIN: Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement InterNational
- COSMO: Consortium for Small-Scale Modelling

Debido a su condición como uno de los modelos mas exitosos para diagnóstico y pronóstico de la atmósfera, en el desarrollo del trabajo de tesis se propone la utilización del modelo WRF.

2.6. El Modelo WRF

El modelo WRF es un modelo desarrollado por un consorcio formado por agencias nacionales de gobierno y universidades de Estados Unidos. Representa el “estado del arte” de modelos de diagnóstico y pronóstico del tiempo. Es un modelo no hidrostático que resuelve las ecuaciones primitivas que controlan el movimiento atmosférico y realiza esto solucionando aproximadamente 10 variables (las componentes del viento u, v, w , la temperatura, la presión, humedad, y otras especies microfísicas que representan las fases del agua) en una grilla tridimensional. El tamaño de las grillas define la resolución del modelo. WRF está diseñado para resolver fenómenos de la meso y micro escala, y por lo tanto su malla puede alcanzar resoluciones de hasta unos cientos de metros, aunque sacrificando recurso computacional. También, para incorporar todos los efectos atmosféricos, WRF utiliza mallas anidadas (multi-escala), donde la malla mas gruesa se encarga de capturar los fenómenos sinópticos, y las mallas mas finas, circulaciones regionales que podrían ser consecuencia de la interacción con el terreno.

WRF presenta dos variantes de su modelo o solvers: WRF-ARW (Advanced Research WRF) y WRF-NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) y a continuación se presentan las características y utilización de cada uno.

2.6.1. WRF-ARW

El modelo ARW se viene desarrollando desde los últimos años y su versión mas actual es la versión 3, este modelo es adecuado para un gran rango de aplicaciones en las distintas escalas incluyendo:

- Simulaciones idealizadas (LES, convección, ondas baroclínicas)
- Investigación en Parametrización
- Investigación en Asimilación de Información
- Investigación en Pronóstico
- NWP en tiempo real
- Investigación de Huracanes
- Investigación de clima regional
- Aplicaciones con modelos acoplados
- Enseñanza

El modelo es gratuito y de dominio público disponible para la comunidad.

Estructura Computacional de ARW

El sistema para modelar de WRF consiste en 4 grandes programas y se puede visualizar en el diagrama anexo a este informe:

1. WPS (WRF Preprocessing System)
2. WRF-DA
3. ARW solver
4. Post procesamiento y visualización

La mayor parte de los códigos de estos programas están escritos en Fortran 90.

WPS

Este programa es utilizado principalmente para simulaciones de datos reales. Sus funciones incluyen: definir los dominios de simulación, interpolar datos terrestres (como el terreno y tipo de suelo) al dominio de la simulación y extraer (el término es *degribbing* que significa sacar los datos de los archivos .grib normalizados para información histórica en meteorología) e interpolar información meteorológica desde otro modelo a este. Sus características principales incluyen:

- Información meteorológica de varios centros alrededor del mundo (formato GRIB)
- Proyecciones de mapa para sistemas: stereográfico polar, Lambert-Confornal, Mercator y latitud-longitud.
- Anidación (*nesting*)
- Interfaz para ingresar otros datos estadísticos.

Consiste en 3 subprogramas y el rol colectivo que cumplen es el de preparar el input del programa real, para simulaciones reales. Cada programa realiza una etapa de la preparación:

1. geogrid: define el dominio del modelo e interpola los datos estáticos geográficos a las mallas.
2. ungrib: extrae los campos meteorológicos de archivos con formato GRIB.
3. metgrid: interpola horizontalmente los campos meteorológicos ,extraídos con ungrib, a la malla generada con geogrid. (la interpolación vertical se hace en el programa real)

WRFDA

Es un programa opcional, su objetivo es generar la primera aproximación (background) y su respectivo error para entregar una estimación del estado atmosférico. Puede ser usado para asimilar observaciones dentro del análisis interpolado creado por el WPS. También se puede usar para actualizar las condiciones iniciales del modelo cuando WRF está corriendo en modo de ciclo. Características principales:

- Esta basado en una técnica de asimilación de datos variacional incremental y tiene capacidades 3D-Var y 4D-Var.
- Incluye la opción de asimilación híbrida de datos (variacional + conjunto)
- El analysis se realiza en una malla-A de Arakawa no escalonada
- Capacidad para computar sensibilidad adjunta
- La componente horizontal del error del background (primera aproximación) es representada a través de un filtro recursivo (para regional) o por espectros de potencia (para global). La componente vertical es aplicada por medio de proyecciones en autovectores promedios generados climatológicamente y sus correspondientes autovalores.
- Los errores verticales y horizontales del background son no separables.
- Un programa auxiliar para actualizar el archivo con las condiciones de borde en WRF después de WRF-DA.

Solver

Es el componente clave del modelo, el cual está compuesto de varios programas de inicialización para simulaciones ideales o con datos reales, y el programa de integración. Características principales:

- Ecuaciones compresibles y no hidrostáticas con la opción de hidrostáticas.
- Aplicaciones globales y regionales.
- Términos de curvaturas y Coriolis completos.
- Anidación de dos vías, con multiples nidos y niveles.
- Espaciamiento vertical de la malla puede variar con la altura.
- Malla-C de Arakawa escalonada.
- Opciones de RK-2 y RK-3 para integrar en el tiempo.
- Forma conservativa para variables de pronóstico.
- Opciones de 2do a 6to orden para la advección.
- Pequeños pasos temporales para modos de ondas acústicas y de gravedad
- Condiciones de borde laterales
 - Casos ideales: periódicos, simétricos y radiativo
 - Casos reales
- Opciones de física completa para: superficie del terreno, capa límite atmosférica, radiación, microfísica y convección de cúmulos.
- Modelos Oceánicos.
- Inicialización con filtro digital.
- Pasos de tiempo adaptativos.
- Algunos ejemplos idealizados.

2.6.2. Gráficos y Verificación

WRF soporta varios programas para realizar la visualización de datos, entre ellos: RIP4, NCL, VAPOR, MET, etc.

2.6.3. WRF-NMM

El modelo no hidrostático para mesoescala se encuentra actualmente en su versión 3 y se utiliza para una amplia gama de aplicaciones, entre ellas:

- Investigación en Parametrización
- Investigación en Pronóstico
- NWP en tiempo real
- Aplicaciones con modelos acoplados
- Enseñanza

El modelo también es gratuito y de dominio público disponible para toda la comunidad.

Estructura Computacional de NMM

Un diagrama completo se puede visualizar en el anexo 2 de este informe. A grandes rasgos el programa consiste en 4 componentes:

1. WPS
2. WRF-NMM Solver
3. Postprocesamiento y gráficos
4. MET (Model Evaluation Tool)

WPS

Su funcionamiento es análogo que en ARW ya que corresponde al mismo programa.

NMM Solver

Algunas características del solver:

- Modelo no hidrostático y compresible con opción de hidrostático.
- Coordenada vertical híbrida (σ -presión).
- Malla-E de Arakawa.
- Esquema forward-backward para las ondas rápidas que se propagan horizontalmente. Esquema implícito para las ondas acústicas verticales. Esquema de Adams-Bashforth para la advección horizontal, y Crack-Nicholson para la vertical. Se usa el mismo paso de tiempo para todos los términos.
- Opciones de física completa para: superficie del terreno, capa límite atmosférica, radiación, microfísica y convección de cúmulos.
- Conservación de un número de cantidades de primer y segundo orden, incluyendo energía y enstrofia.
- Anidación de una y dos vías.

Funciona por medio de dos programas, uno de inicialización *real_mm.exe*, y otro de integración *wrf.exe*.

Postprocesamiento

Se suelen utilizar dos programas auxiliares: RIP (Read Interpolate Plot) y UPP (Unified Post Processor). UPP se utiliza para post-procesar los datos tanto de ARW como NMM y fue diseñado para:

- Interpolar las predicciones de la coordenada vertical del modelo a los niveles standard NWS.
- Cambiar los datos de la malla escalonada a una malla regular no escalonada.
- Computar cantidades de diagnóstico.
- Sacar los resultados en GRIB1, en los standard NWS y WMO.

RIP permite plotear los pronósticos tanto de ARW como NMM. Algunas características:

- Utiliza un programa de reprocesamiento que permite traspasar los datos de salida de WRF a un formato standart RIP
- Genera gráficos horizontales, secciones verticales, entre otros.
- Calcula y plotea trayectorias hacia adelante y hacia atrás.
- Genera un archivo que puede ser usado por el software VIS5D.

MET

Permite evaluar los datos utilizando las siguientes técnicas:

- Compara los valores de la malla por valores puntuales de observaciones.
- Compara valores de la malla con los valores mallados de las observaciones.

2.7. Evolución Científica y Tecnológica

El modelo WRF, y en especial el WRF-ARF, actualmente se utiliza mucho para desarrollo e investigación con respecto al pronóstico y al diagnóstico de la atmósfera. Esta sección se centrará en realizar una síntesis en torno a las últimas publicaciones en revistas especializadas que tienen relación con WRF y la modelación de la capa límite atmosférica. Un listado de las revistas y journals mas relevantes con el tema se puede ver a continuación:

- **Monthly Weather Review:** A cargo de la AMS (American Meteorological Society), publica resultados de investigación relevantes para el análisis y predicción de la circulación atmosférica y su física.
- **Boundary-Layer Meteorology:** Publicado por Springer, se encarga de divulgar papers acerca de los procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren en los primeros kilómetros de la atmósfera terrestre.
- **Journal of the Atmospheric Sciences:** Publicado por la AMS, divulga investigaciones acerca de la física, dinámica y química de la atmósfera de la Tierra y otros planetas.
- **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Science:** Uno de los journals mas relevantes en meteorología publicado por la Royal Meteorological Society. Publica investigaciones originales acerca de la ciencia atmosférica, meteorología aplicada y oceanografía física.

Otros journals que también contienen avances relevantes para este tema son: Renewable Energy, Computer and Fluids, Journal of Applied Meteorology And Climatology, etc.

Se pueden separar las últimas publicaciones con respecto a WRF en lo que es optimización del modelo como tal y lo que es aplicación y contraste con datos observados.

Cabe destacar que el modelo sigue en desarrollo (versión actual 3.8), por lo cual muchas de las investigaciones de vanguardia probablemente se anexas a una nueva versión de este la cual está planeada para Abril 2017 (ver. 4.0).

Con respecto a la mejora del modelo, muchas investigaciones contemporáneas se están dedicando a testear las diferentes parametrizaciones que se utilizan dentro del modelo tales como radiación, humedad, formación de nubes, neblina, turbulencia, etc. Y en este sentido existe una amplia literatura y papers proponiendo y contrastando algoritmos y ecuaciones, en especial, para los fenómenos meteorológicos que no tienen una base teórica formada.

Las investigaciones respecto a la mesoescala y la parametrización de la CLP en WRF muestran que aún existen discrepancias con respecto a otros modelos y simulaciones de LES en los fenómenos de ondas gravitacionales (Muñoz et al., 2015), estratificación atmosférica (Jimenez et al., 2011) y con el modelo de turbulencia utilizado (Kim, Yum, 2012)

Comparaciones de WRF con otros modelos como MM5 (Gilliam y Pleim, 2009) y RAMS (Ercolani et al., 2015) demuestran que la nueva versión 3.0 es mas consistente con los datos observados y supera en algunos aspectos a otros modelos en la simulación de mesoescala.

En el ámbito de las aplicaciones, se utiliza WRF para simular fenómenos atmosféricos pasados como huracanes o tormentas, o también precipitaciones en terreno complejo como es el caso de *Verification of precipitable water-vapour in high resolution WRF simulations over a mountainous archipelago* (Gonzalez et al., 2013)

Existen también investigaciones locales con el uso de WRF para estimación de potencial eólico fuera de la costa de Chile (Mattar, Borvarán, 2016) en la región del Maule. Esta investigación, realizada por la Universidad de Chile, modela el campo de viento para un año completo (febrero 2006, marzo 2007) que es el intervalo en donde se poseen datos observados y así, nuevamente se demuestra la capacidad del modelo al contrastar los valores simulados con los reales.

Otras aplicaciones nacionales en el último tiempo incluyen el Explorador Eólico desarrollado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, en conjunto con otras instituciones. El Explorador Eólico Chileno está basado en datos obtenidos a partir de simulaciones regionales realizadas en WRF que consistieron en las siguientes características:

- **Modelo:** WRF-ARW Versión 3.2
- **Periodo de simulación:** Enero a Diciembre del año 2010. Con almacenamiento de datos cada una hora.
- **Dominios Computacionales:** 17. Abarcando desde Arica a Chiloé. Cada malla tiene un traslape con la otra de mínimo 24 km entre ellas, lo que permite reducir las discontinuidades en los campo de viento entre un dominio u otro.

- Resolución Horizontal: 1 [km]
- Coordenada Vertical: 41 niveles (12 en los primeros 250 metros). Recordar que la coordenada vertical está en función del terreno por lo tanto es espaciado físico es variable, pero se mantiene la tendencia de tener mas capas cerca de la superficie.
- Condición de borde: GFS (Global Forecast System) análisis operacionales
- Topografía: SRTM (90 m) (Shuttle Radas Topography Mision)
- Modelos de Parametrizaciones usado:
 - Microfísica: WSM 5-especie
 - Radiación onda larga: RRTM
 - Radiación onda corta: Dudhia
 - Capa Límite: QNSE
 - Capa Superficial: QNSE
 - Suelo: Esquema simple de 5 capas.
- Características de la superficie: las propiedades del terreno (rugosidad, vegetación, tipo de suelo, etc.) se definieron a través de los instrumentos satelitales MODIS de la NASA.

3. Planteamiento

Para la posterior investigación se propone utilizar el modelo WRF acoplado a este un modelo de turbulencia microescala que permita tener una mejor aproximación a los fenómenos físicos que ocurren en la interacción del viento con el terreno complejo, y por ende, con los fenómenos típicos de la mesoescala.

Debido a que la interacción de la atmósfera con la superficie terrestre queda confinada en la llamada Capa Límite Planetaria (CLP), es relevante para la simulación computacional poseer una buena parametrización de los fenómenos que escapen de las escalas estándares de análisis. El estado del arte nos provee buenas aproximaciones para los efectos de radiación e interacción con la humedad y cambio de fase, entre otros. Sin embargo el fenómeno mas característico dentro de la CLP es la turbulencia permanente con sus consecuencias directas de transferencia de momentum y generación progresiva de vórtices.

La parametrización actual de la CLP y la turbulencia dentro de esta en el modelo WRF está separada en 3 componentes que se están explicados en el manual técnico del modelo. Basicamente se calculan los flujos de calor y de momentum dentro de la capa superficial, tomando en consideración los efectos propios del terreno, y luego se llevan a los cálculos de la CLP. Los cálculos están basados en la teoría clásica de la turbulencia.

Del acoplamiento de los modelos, se espera tener un sistema capaz de resolver la turbulencia de manera estable y rápida computacionalmente, a modo de proveer mejoras en comparación a lo que actualmente se tiene en la vanguardia científica.

4. Objetivos

4.1. Objetivos Principales

- Acoplar el modelo WRF mesoescala con un modelo microescala que permita parametrizar, o resolver, los fenómenos turbulentos desarrollados en la capa límite planetaria en su interacción con el terreno complejo.
- Desarrollar un algoritmo computacional capaz de optimizar y mejorar los resultados obtenidos en los cálculos de turbulencia dentro de la capa límite planetaria.

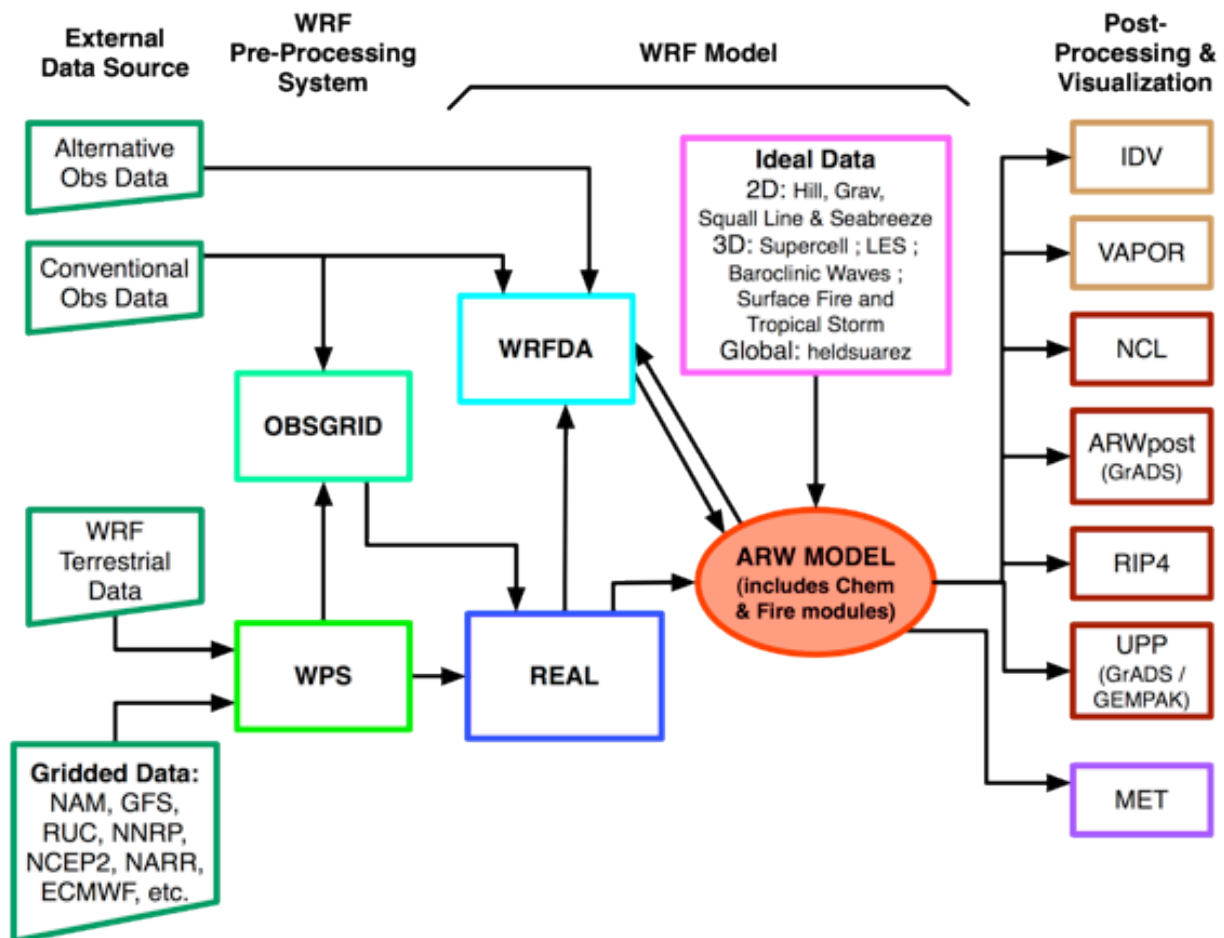
4.2. Objetivos Específicos

- Estudiar a profundidad los fenómenos de transporte atmosférico para la evaluación del recurso viento.
- Estudiar alternativas de simulación precisa multiescala del viento sobre terreno complejo.
- Desarrollar y optimizar los códigos para modelación atmosférica multiescala.
- Verificar y validar resultados obtenidos con aquellos presentes en el estado del arte y experiencias reales.
- Entregar a la comunidad una herramienta fiel de diagnostico de la atmósfera en su interacción con terreno complejo.

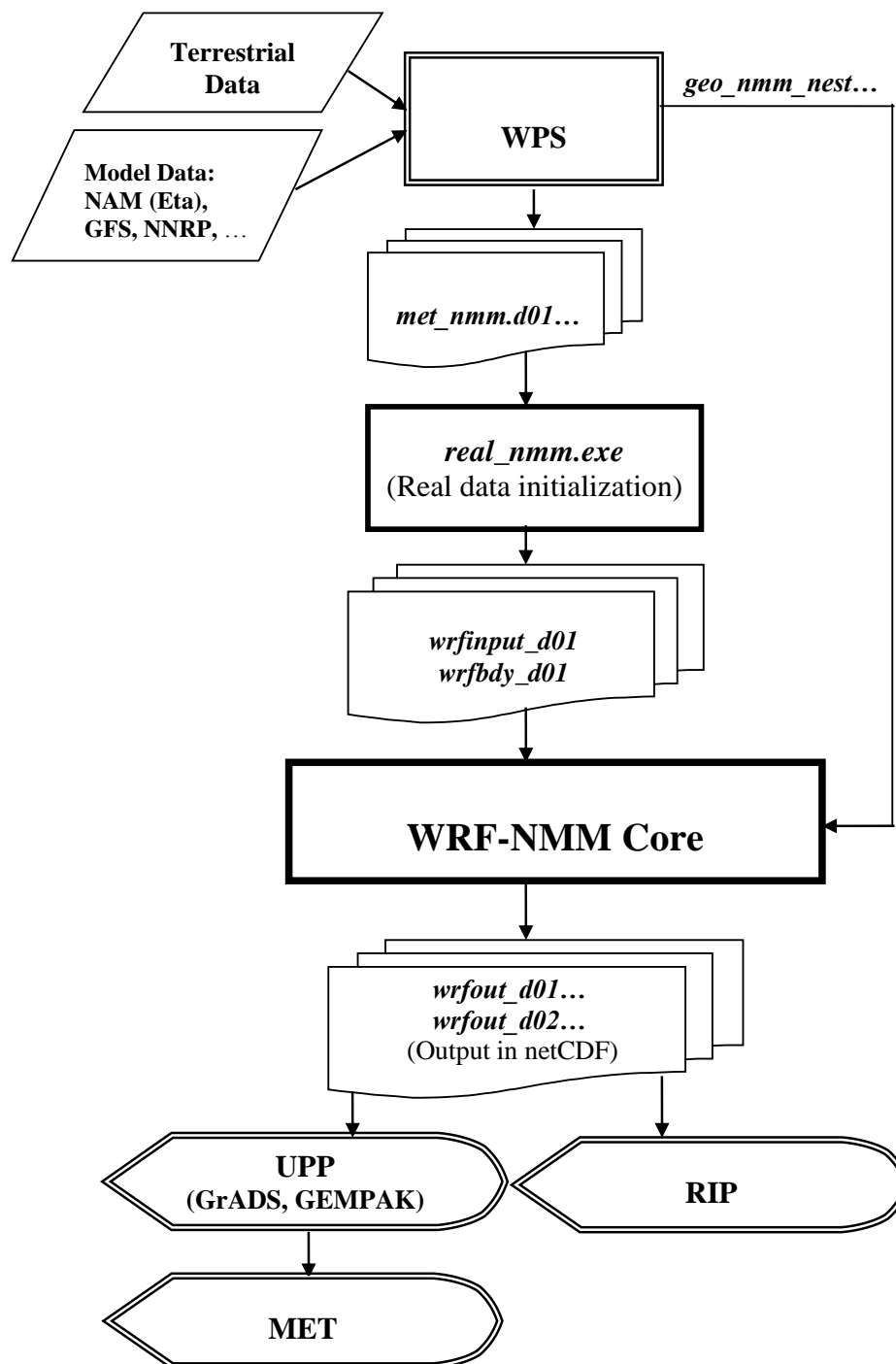
Referencias

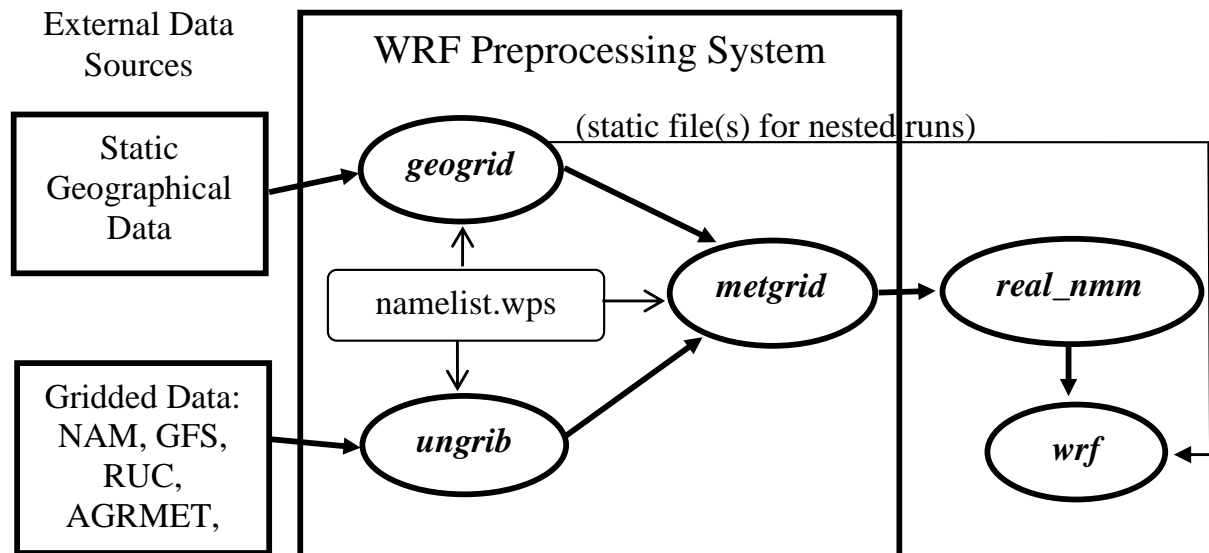
- [1] Manwell, J., McGowan, J. & Rogers, A., (2009), *Wind Energy Explained. Theory, Desing and Application*, 2nd Edition.
- [2] Burton, T., Jenkins, N., Sharpe, D. & Bossanyi, E., (2011), *Wind Energy Handbook*, 2nd Edition.
- [3] Ehrlich, R., (2013), *Renewable Energy, A First Course*.
- [4] Holton, R., (1992), *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 3rd Edition.
- [5] Pielker, R., (1984), *Mesooscale Meteorological Modeling*.
- [6] Stull, R., (2000), *Meteorology for Scientist and Engineers*, 2nd Edition.
- [7] MMMD,NCAR, (2016), *ARW User Guide V3*.
- [8] NCAR, (2008), *ARW NCAR Tech Notes*.
- [9] NOAA,NCEP, (2014), *NMM User Guide V3*.
- [10] NCAR, (2010), *NMM NCAR Tech Notes*.
- [11] Ministerio de Energía, Universidad de Chile, (2012), *Documentación Explorador Eólico*.
- [12] Mattar, C., Borvarán, D., (2016), *Offshore wind power simulation by using WRF in the central coast of Chile*.
- [13] González, A., et. al., (2013), *Verification of precipitable water vapour in high-resolution WRF simulations over a mountainous archipelago*.
- [14] Muñoz-Esparza, D., et. al., (2015), *Limitations of One-Dimensional Mesoscale PBL Parametrizations in Reproducing Mountain-Wave Flows*.
- [15] Gilliam, R., Pleim, J., (2008), *Performance Assessment of New Land Surface and PBL Physics in the WRF-ARW*.
- [16] Jimenez, P., et. al., (2011), *A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation*.
- [17] Kim, C., Yum, S., (2011), *A numerical study of sea-fog formation over cold sea surface using a one-dimensional turbulence model coupled with the WRF*.
- [18] Ercolani, C., et. al., (2015), *RAMS and WRF sensitivity to grid spacing in large-eddy simulations of the dry convective boundary layer*.

WRF Modeling System Flow Chart

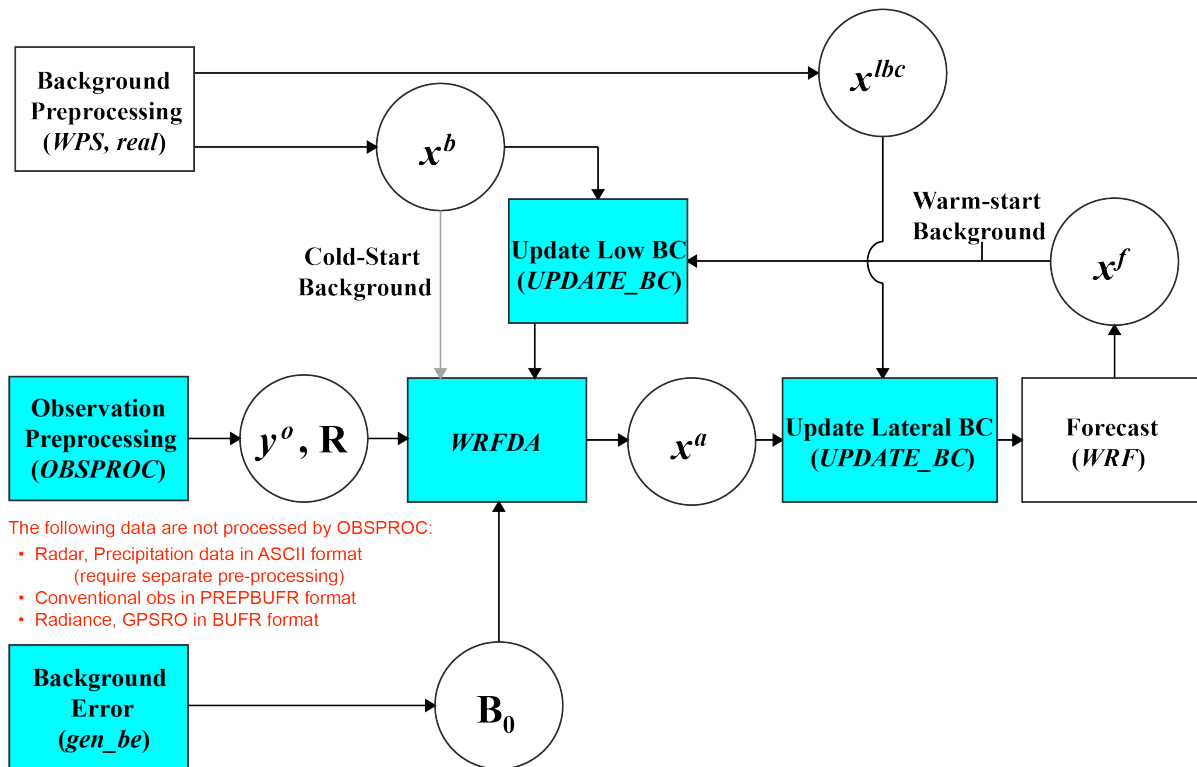


WRF-NMM FLOW CHART





WRFDA in the WRF Modeling System



x^b first guess, either from a previous WRF forecast or from WPS/real.exe output.

x^{lbc} lateral boundary from WPS/real.exe output.

x^a analysis from the WRFDA data assimilation system.

x^f WRF forecast output.

y^o observations processed by OBSPROC. (note: PREPBUFR input, radar, radiance, and rainfall data do not go through OBSPROC)

B_0 background error statistics from generic BE data (CV3) or gen_be.

R observational and representative error statistics.