



01084 6
UNIVERSIDAD NACIONAL 2g.
AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

PROYECCION GLOBAL DE TRAYECTORIAS
CICLONICAS (PACIFICO Y ATLANTICO
MEXICANOS) DESDE UN MARCO DE
REFERENCIA RELATIVISTA

TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTOR EN GEOGRAFIA

Presenta:

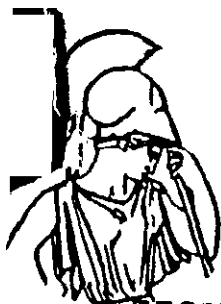
M. EN C. VICTOR MANUEL RAMOS GONZALEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. JOSE HECTOR SANDOVAL OCHOA

MEXICO, D.F.

1999



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

270715



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

GLOBAL PROJECTION OF THE CYCLONIC TRACKS (MEXICAN
PACIFIC AND ATLANTIC OCEANS) SINCE A RELATIVISTIC REFERENCE
FRAME.

ABSTRACT

Applying Einstein's Theory of General Relativity (TGR), appears a new theory that explain the global track of hurricanes of the Pacific and Atlantic Oceans, neighbors of Mexico, of those that have traveled along the territory and of others that have crossed from one coast to another.

The study area (0° - 40° Lat N and 50° - 135° Long W) is a natural laboratory that permitted to develop this theory; it include two of the ten most bigger geodesic depressions of the world, one at the west and the other at the east of México, and the 28% of the global total of the hurricane activity.

It was defined the "particle hurricane", and in respect to the winding of the "Geoid" there has been studied 48 years of tracks, the coriolis force in the sea and in the atmosphere; the seasonal change; El Niño phenomenon and the orography. By the form of the windings and the hurricane like a particle inside of them, it was set up the comparasion with a particle falling helicoidaly because of the gravity, and it was showed ina a computer program.

This theory shows that the windings of the geoid because of the gravity variatibns from the inside of the earth act like a "attractor", and that the hurricane movement is of a lagrange type. The seasonal change set up the ciclogenetics zones, "El Niño" does not has any influence and the orography does not modify the track permitting the hurricane, first, to come into land and second, to travel more inland with any change in its track.

In summary, the hurricane moves over a gravity topography, seen like a geodesical surface..

DEDICATORIA

A MI MAMÁ:

LUISA GONZÁLEZ

por su infinito amor y dedicación

A LA MEMORIA DE MI PADRE:

MANUEL RAMOS

A MIS HERMANOS:

MARÍA LUISA

RAMÓN

VICENTE

SALVADOR

A MIS CUÑADOS.

A MIS SOBRINOS,

DE QUIENES HE RECIBIDO CONFIANZA Y ÁNIMO PARA
CONTINUAR.

A TODOS MIS AMIGOS Y PROFESORES.

A LA FACULTAD DE FILOSOFÍA,

POR LA OPORTUNIDAD DE DESARROLLAR ESTE
TRABAJO DOCTORAL.

RECONOCIMIENTOS

Públicamente reconozco a quienes contribuyeron directamente en la elaboración de este trabajo. Al Doctor Héctor Sandoval Ochoa, por su valiosa dirección y el tiempo dedicado. Asimismo, a los Doctores Juan Carlos Gómez Rojas, Jorge Caire Lomelí, y Marta Cervantes, cuyas discusiones desde el inicio dieron el marco geográfico y enriquecieron esta investigación.

A los Doctores Mauro Valdés Barrón y Víctor Barradas, de quienes recibí invaluable orientación durante el proceso de revisión.

Muy especialmente destacaron por su utilidad las sugerencias recibidas del Meteorólogo Roberto Castillo Méndez.

Al Doctor Tomás Morales Acoltzi, cuyas discusiones sobre caos y atractores gravitacionales enriquecieron en lenguaje y conceptos esta tesis.

Un reconocimiento al Dr. Michael Rosengaus M. por su apoyo al inicio, y por sus sugerencias en el ámbito de la meteorología teórica como fluido geofísico.

Reconozco la labor del Fis. José Luis Pérez, en la parte de programación.

Igualmente a mis hermanos Vicente y Salvador, por la revisión de estilo del manuscrito.

Extiendo mi reconocimiento a la Facultad de Ingeniería, especialmente al Departamento de Geodesia de la División de Ingeniería Civil, Topográfica y Geodésica, donde como profesor de la asignatura de Geodesia Física, por más de diez años, emanó la idea de conjuntar a la Geodesia Física con la Meteorología.

Mi reconocimiento al Servicio Meteorológico Nacional, donde he laborado durante los tres últimos lustros, permitiéndome el contacto con la vanguardia de la tecnología meteorológica, radares e imágenes satelitales, así como bases de datos aplicados en el seguimiento de sistemas meteorológicos, entre ellos los huracanes, elementos sin los cuales la idea de esta teoría no hubiera fructificado.

CONTENIDO

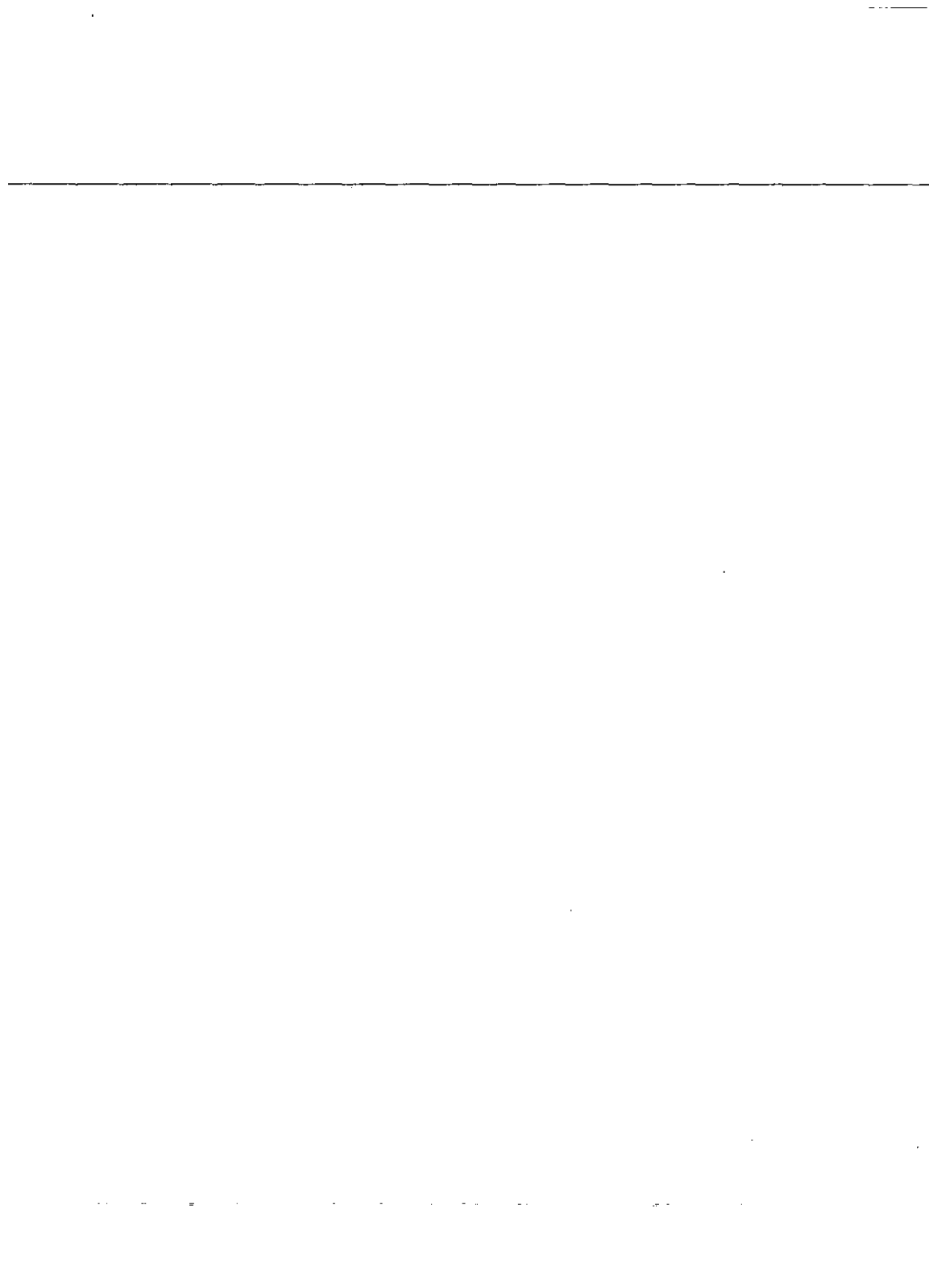
Introducción	1
1 Metodología	5
2 Marco teórico	17
Teoría de la Relatividad General.	18
Definición de:	
Sólido,	18
Huracán Partícula,	19
Sistema Coordinado.	20
Ecuaciones de movimiento y ecuación de Lagrange.	20
Ecuación Geodésica.	21
El Elipsoide.	24
El Geoide.	27
Plano Geodésico.	28
Desviación Geodésica.	28
Fuerzas de Constricción.	29
3 Proyección Global de Trayectorias, Pacífico y Atlántico mexicanos	31
<u>Análisis de trayectorias en el Pacífico.</u>	32
Estadística (1949-96).	34
Trayectorias mar adentro.	35
<u>Análisis de trayectorias del Atlántico.</u>	40
Estadística (1949-96).	41
Trayectorias mar adentro.	42
<u>Golfo de México y Mar Caribe.</u>	45
<u>Trayectorias Transcontinentales (Casos históricos).</u>	46
Trayectorias que entraron por el Atlántico.	46
Gert/DT 18.	
Fifi/Orlene	
Trayectorias que entraron por el Pacífico.	47
Cosme/Shantal	
Rosa	
Simone	
<u>Presencia de fenómenos no geodésicos.</u>	50
Relación NIÑO - HURACANES.	51
Estadística.	52
Ocurrencia de Cambio Estacional.	55
Presencia Orográfica.	59
Fricción	59
Colisión	60

Deflexión debida a la Fuerza de Coriolis.	61
Distribución de Masas Atmosféricas.	63
Balance de Agua Atmosférica.	64
4. Ecuación de movimiento restringido, Programa (RK11) de una partícula cayendo en un campo gravitacional, y el modelo de aproximación de trayectorias huracánica.	69
Coordenadas Generalizadas.	70
El principio de mínima acción (principio de Hamilton).	71
Ecuaciones de Lagrange.	71
Marco de referencia inercial	72
Principio de relatividad de Galileo.	73
El principio de relatividad de Galileo	73
La ecuación de Lagrange para un sistema de partículas.	74
Energía cinética y energía potencial.	74
Leyes de conservación.	74
Energía.	74
Momentum.	75
Centro de masas.	76
Movimiento como un todo.	76
Momento angular.	77
Momento angular o momento de momentum.	78
Ecuación de movimiento helicoidal cónico.	79
Programa Rk11 de una partícula cayendo en un campo gravitacional como modelo de aproximación de trayectoria huracánica.	80
Aproximación de trayectoria huracánica.	79
Ejecución del programa.	82
Aplicación del método.	80
Aplicación del método a casos individuales (históricos)	84
Aplicación del método en tiempo real (caso Georges)	84
5. Discusión y Conclusiones.	89
6. Resultados y Aportaciones	
Resultados.	93
Aportaciones.	95

APÉNDICES

A. Revisión de trabajos previos sobre pronósticos de trayectorias de huracanes	
Teoría vortical de los huracanes.	97
Método auxiliar para el pronóstico de las trayectorias de los huracanes.	98

A numerical scheme for prediction hurricane and typhon movement.	102
Sistema de pronósticos del movimiento de ciclones tropicales en el Golfo de México.	103
An alternative to the hurran (Hurricane Analog) tropical cyclone forecast system.	104
A revised National Hurricane Center NHC83 model (NHC90).	105
Description of the NMC global data assimilation and forecast system.	107
Consideraciones acerca de la trayectoria de los huracanes.	110
The influence on barotropic vortex motion.	111
B. Proyección cartográfica (proyecciones donde está representado el Geoide).	114
Mollweide.	115
Oblicua ortográfica.	122
Cilíndrica equidistante.	124
Mercator conforme.	128
C. Mapa base.	134
El campo de gravedad terrestre (sus potenciales de gravedad interno y externo).	135
Ecuación del campo de gravitación.	136
Elipsoide de revolución (de referencia).	137
Ondulación geoidal (altura geoidal).	138
Potencial gravitacional.	140
Potencial centrífugo.	141
Altura ortométrica.	142
Superficies equipotenciales.	143
Elipsoide de revolución.	145
Localización del elipsoide y reducciones de las observaciones.	148
Ecuación de Laplace.	150
El mapa base.	154
D. La fuerza de Coriolis y el Momento Angular	155
Fuerza de Coriolis.	155
Trayectoria de Coriolis (trayectoria virtual).	156
Tablas de aceleraciones verticales, horizontales y magnitudes.	157
Ciclo del momento angular.	158
El momento angular aplicado al sistema atmósfera, océano, corteza terrestre.	160
Intercambio de momento angular entre el océano y la litosfera.	162
Trayectoria global de huracanes.	165
Trayectoria de Coriolis o virtual.	166
E. Listado del programa	169
8. Lista de Referencias	181



INTRODUCCIÓN

“Proyección Global” es la acción de lanzar un cuerpo o un fluido como conjunto. Partiendo de este concepto se maneja, como hipótesis central de este trabajo, que es la fuerza de gravedad quien actúa sobre los huracanes en su movimiento, misma que da origen al Geoide, el cual, a su vez, es explicado por la Teoría General de la Relatividad.

Este trabajo destaca la manera en que la Forma de la Tierra y la gravedad correspondientes a la región de estudio modelan el paisaje de las trayectorias huracánicas en los océanos Pacífico y Atlántico mexicanos, así como en la parte continental mexicana.

La situación geográfica de México, entre dos litorales, lo convierte en el país con mayor número de huracanes, tanto de la parte del Caribe como la del Pacífico. La temporada de incidencia se inicia en mayo y termina en octubre, favoreciendo que algunos se internen al territorio desplazándose de costa a costa, mostrando que la orografía no es un escudo contra los huracanes, como se suponía hasta ahora. Aunado a su geografía geodésica, entre dos de las diez más grandes depresiones geodésicas, hacen de nuestro país, un laboratorio único que permite desarrollar esta teoría.

Superponiendo sobre el mapa de la *forma “real” de la superficie de la Tierra (Geoide)* el mapa del *paisaje de trayectorias huracánicas históricas*, se obtiene un mapa de información cruzada, cuya significación principal muestra que la naturaleza de la variación espacial de las trayectorias se debe a las inhomogeneidades asociadas a la superficie de la Tierra, siendo aparentemente estas irregularidades las que dominan los patrones de trayectorias, las cuales, hasta ahora, como muchos otros hechos de la naturaleza, son tratados esencialmente con carácter bidimensional, debido a que nuestras observaciones no corresponden al espacio real, cuando pasamos a la escala global (o hemisférica).

Así, por un lado se tiene que el *paisaje natural de trayectorias huracánicas*, desarrolladas en la *esfera geográfica*, es también el producto de la topografía de gravedad, representada

como espacio ondulado y, por otro lado, que el contacto directo entre el Huracán y la *capa de la formación de los paisajes geográficos* es la gravedad.

En estos términos se plantea la hipótesis central de este trabajo, la cual surge, asimismo, del hecho de contemplar a la *relatividad general*, que considera al movimiento de los cuerpos sujetos a un campo gravitacional independiente de su masa, adjudicando la interacción con el campo gravitacional respecto de algo externo y común a ellos, es decir, a las **propiedades geométricas del espacio - tiempo en que se mueven**. De esta manera, los campos producidos por las masas gravitantes se caracterizan por la *curvatura* que generan sobre el *espacio - tiempo*, estableciéndose una equivalencia entre el campo gravitacional y el campo generado por la *curvatura* del *espacio - tiempo*.

Una de las implicaciones de la hipótesis central, en forma extensiva, es que la trayectoria del Huracán sólo se modifica por *ondas de gravedad*, es decir, por el movimiento relativo entre masas. Para este estudio se maneja la información cruzada del campo gravitatorio, resultado de aquellos dos campos, y las trayectorias huracánicas particulares de nuestro país.

Primeramente, se tiene que el *espacio curvo* sobre el cual se mueve el Huracán se representa por superficies equipotenciales, traducido a una configuración de líneas de altura, se muestran como las ondulaciones del Geoide, originadas por la irregular distribución de la densidad del *interior terrestre*, mismas que a su vez pueden determinarse por medidas de gravedad a partir de un elipsoide de referencia. En condiciones gravitacionales (y relativistas) el efecto de la *rugosidad superficial* del terreno es compensado por Isostasia (equilibrio hidrostático entre la corteza Terrestre y el manto superior), de tal manera que se justifica el mapa de alturas Geoidales [aquí llamado Mapa Base, figura 13 del apéndice C, y donde se observa que un mínimo de gravedad se asocia a una zona de menor densidad, mostrándose como un combamiento; en contraparte, un máximo de gravedad se asocia a una zona de alta densidad, evidenciándose como una depresión, definiéndose así las *Ondulaciones del Geoide*.

Se propone incluir en el estudio del paisaje de las trayectorias huracánicas la fuerza de gravedad y, en términos relativistas, la gravitación, como principales factores de influencia del proceso de producción de las trayectorias huracánicas en la llamada capa de formación de los paisajes.

En seguida, se estudia el cúmulo de trayectorias históricas a manera de flujo, comúnmente moviéndose con carácter bidimensional en el plano del lugar, como consecuencia de dos condiciones:

a) la rotación de la Tierra, la cual da una trayectoria global definida en dirección al oeste en el plano horizontal; y b) la influencia de la geometría local de la superficie sobre la que se apoya (geoide local). En este sentido, la forma no esférica ni lisa de la Tierra tiene consecuencias sobre el flujo en trayectorias que experimentan variaciones locales.

Así, con los datos cruzados en sus representaciones gráficas se analizan las congruencias comparativamente con un modelo de trayectorias teóricas. Se estudian como experimento estadístico para el tratamiento de los datos cruzados, las trayectorias históricas, observándose concordancia con la distribución de las ondulaciones locales del Geoide, evidenciando un patrón de movimiento que acusa a la superficie ondulada como respuesta gravitacional, y del comportamiento del Huracán como un sólido, de lo cual, hasta ahora, no se tienen reportados trabajos similares en la literatura especializada (ver apéndice A).

Finalmente, el estudio de la simulación del movimiento cinético de un sólido como una partícula material dentro de un **recipiente cónico** sometida a la atracción de la gravedad, se reduce a una ecuación diferencial de segundo grado que, en forma abstracta, corresponde al *espacio geográfico* de una depresión del Geoide, donde el huracán se mueve cinéticamente, y la trayectoria presenta consistencia con las ecuaciones de movimiento consabidas.

Para describir el movimiento del Huracán por medio de la ecuación de Lagrange, se aplican técnicas y métodos probados, como el de Runge-Kutta. El modelo así considera al

movimiento general de la partícula determinado por la inclinación de las paredes del recipiente, y la acción de la gravedad permite variar y combinar las condiciones iniciales de velocidad, pendiente del cono, ángulo acimutal y el valor de la gravedad.

La ecuación de Lagrange calcula la evolución en tiempo de las posiciones del punto. La combinación de configuraciones hace al método particularmente conveniente para comparar los experimentos numéricos con las observaciones estadísticas, puesto que la visualización es esencialmente Lagrangiana.

Ésta tesis se abarca el proceso esencial de las trayectorias como movimiento cinético; se muestra que el Huracán está sujeto a la superficie de la Tierra por medio de la gravedad, y del conocimiento de la forma Geoidal de la superficie local donde se localiza, así como del ángulo de entrada respecto de una ondulación de la misma permite proyectar globalmente la trayectoria, y el hábito de una secuencia de huracanes, sobre corredores previsibles, en las condiciones "normales", aquí discutidas. El programa cibernético de proyección global de trayectorias huracánicas para las latitudes mexicanas valida la hipótesis y apoya los resultados concluyentes de los análisis.

Finalmente se incluye un listado de proposiciones y contribuciones que se someten a la consideración de la comunidad científica.

CAPÍTULO 1. METODOLOGÍA

A partir del historial de los ciclones tropicales ocurridos en el Atlántico y Pacífico mexicanos, se muestra cómo el comportamiento global de sus trayectorias obedece a un factor de influencia determinante, entre algunos otros de menor importancia.

Este factor es de índole gravitacional, actuando sobre la masa ciclónica una vez constituida como huracán, y cuyo comportamiento es el de un elemento de masa sólido en un sistema de referencia (relativista) inercial, y sujeto a las atracciones newtonianas de componente subhorizontal, que le impelen tanto los centros de atracción gravitacional por excesos de masa, como los efectos por defecto de masa en la litosfera y la cima del manto superior. Siendo así que las trayectorias históricas de los huracanes, como elementos de masa puntual, responden gravimétricamente a la distribución de masa bajo la superficie, misma que, a su vez, queda expresada en las ondulaciones ponderadas de la gravedad del Geoide, es decir, la orden de movimiento de la partícula masa es gravitacional, recibida de la distribución y magnitud de masas de la superficie geodésica, reflejándose las ondulaciones del Geoide en la distribución de haces de trayectorias sobre corredores interpretativos de las trayectorias históricas de los huracanes en la región de estudio.

Uno de los fundamentos conceptuales de consideración global es la forma geoidal de la superficie de la Tierra en el área de estudio (fig. 1 y 2). Con esta superficie se maneja la meteorología sinóptica, y la vigilancia de huracanes. Esta problemática involucra la disciplina de la Meteorología Sinóptica como el estudio de las causas, efectos y naturaleza del movimiento de la atmósfera, asociados al estado del tiempo y clima, observando a la atmósfera como un medio continuo fluido, o un continuo (Holton, 1979). Asimismo, en términos actuales como fluido geofísico y la vigilancia de huracanes mediante el uso de series de mapas reales y de previsión, anticipa la evolución, así como la dirección y velocidad del movimiento del Huracán, como se cita en el apéndice "REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA". Además también en nuestro país, como Base de Datos, se maneja el acervo del paquete estadístico FUERZA 12 (en adelante sólo se referirá a él como FUERZA

12), instalado en el Centro de Previsión del Tiempo del Servicio Meteorológico Nacional, que contiene la historia de los ciclones mexicanos, para el Pacífico 47 años, y 110 años para el Atlántico, aquí se tratan 47 años de estadística del período de 1949-96 de trayectorias del Pacífico Mexicano, el Golfo de México y Caribe (Tablas 1 y 2, p.p. 34,41).

Para representar patrones de las trayectorias y corredores interpretativos de los ciclones, de aquel acervo, se sobrepone un transparente de las líneas equipotenciales del Mapa Base (fig. 1) a los mapas de trayectorias del fuerza 12, obteniendo los mapas en los cuales se va a trabajar.

La región de estudio (0° a 40° Lat. N y 135° a 50° Long. O, fig. 1 y 2), comprende dos depresiones geoidales, una al Este y otra al Oeste de México, que están entre las diez anomalías mayores del Geoide. La del Oeste, casi circular, de -50 metros en su parte más baja, y la del Este, elíptica, deformada con -62 metros en su parte más baja {west of Lower California [WLC]; western North Atlantic [WNA], respectivamente (Petr Vaníček, 1994)}; entre ellas la parte continental, donde se encuentra México, como una planicie ligeramente inclinada al Norte con -25 metros, la parte sur (Centroamérica) es un mínimo gravitacional subyacente a la curva de 0 metros.

Los valores de las componentes horizontal y vertical de la aceleración debido al efecto de CORIOLIS son términos relativos, demasiado pequeños respecto del valor numérico de la atracción de gravedad, como se muestra en las tablas 1, 2, y 3 (p.p 157,158), no obstante su pequeña magnitud, impone la energía inicial de movimiento del Huracán, la aceleración de la fuerza en componente vertical de la gravedad de ocurrencia global, como una constante se anula en presencia de los máximos o mínimos de gravedad anómala, resaltados en la Proyección Tridimensional del Mapa Base (fig. 2) .

Como información general sobre los Huracanes se aplica, en esta parte, la Clasificación de Categorías de Huracanes, de acuerdo con la escala de Saffir-Simpson la Tabla 1, en escalas de uno a cinco, y la Tabla 2 de James F.(1995) que los clasifica por tamaño, de muy chico a

muy grande, en base al radio promedio medido en grados, de la isobara cerrada más exterior; asimismo un mapamundi mostrando las zonas ciclogénicas, siendo una de las más activas la del Golfo de Tehuantepec, en el Pacífico, y menos activas las del Caribe y del cercano Atlántico (fig.3).

En lo sucesivo, se manejan todas las categorías de Huracán, desde tormenta tropical hasta la categoría cinco. Para identificarlos se dan las tablas de clasificación. Las más ampliamente aceptadas son la de Saffir-Simpson (tabla 1) , y la basada en el Radio Promedio de la Isobara Cerrada más Exterior (tabla 2).

Se considera ciclón tropical cuando los vientos cerca del ojo exceden una velocidad tangencial de 32m/seg., y se clasifican por categorías, como se muestra en la Tabla 1. Las dimensiones de un huracán en la horizontal de 100 a 2 000 km, altura a la base de las nubes, 500 m, y el tope alcanza hasta 15 km; el periodo de vida media es de decenas de días; generalmente estas tormentas se forman en latitudes bajas (5° y 20° fig. 3), pero no en el Ecuador, donde la Fuerza de Coriolis es casi nula.

Mediante el análisis en la parte del **Pacífico** (1949-96), desplegando el fuerza 12 por mes, se observan varias trayectorias. Una primera trayectoria o rama principal, es la tendencia que se delinea por la dominación de eventos en dirección Oeste, alejada de la “depresión”; una rama secundaria, casi paralela al continente, se mueve por la pendiente de la “depresión”, influyendo en el noroeste de México, definiendo la rama sobre el “ Pacífico Mexicano”, como se muestra en la figura 33 (p. 67). Tierra adentro algunos huracanes viajan a través del país que, referidos al Mapa Base, se mueven sobre equipotenciales (fig. 20-22, p.p. 54,55), independientemente del relieve, en apariencia.

Para definir patrones de comportamiento en el Golfo de México y Caribe se abren recuadros del fuerza 12, tomando como base el mapa de regiones de formación de sistemas tropicales en el periodo 1949/96 (fig. 9 a 12 p.p. 42,43).

Geodésicamente, el Golfo de México, Caribe y Centroamérica pertenecen a la zona de influencia de la depresión del Atlántico (fig. 1 y2). Los eventos entre 10° y 15° Lat. N, muy alejados del atractor, viajan libres de su influencia, siguiendo la Trayectoria (virtual) de CORIOLIS, prácticamente sin recurvar, y pueden remontar el continente hasta el Pacífico. Eventos moviéndose entre 15° y 20° Lat. N quedan dentro de la zona de influencia del atractor, curvando al N (fig. 32 y 33, p.p.67,68).

Tabla 1. CATEGORÍA DE HURACANES DE ACUERDO CON LA ESCALA SAFFIR-SIMPSON (1997).

CATEGORÍA	PRESIÓN BAROMÉTRICA (mb)	VELOCIDAD DEL VIENTO (km./h)	MAREA DE TORMENTA (m)	DAÑO POTENCIAL
H1 DÉBIL	980.02 O MAS	117.0 a 147.6	1.2 A 1.5	DAÑO MÍNIMO A LA VEGETACIÓN
H2 MODERADO	965.12 a 979.68O	149.4 171.0	1.8 A 2.0	DAÑO MODERADO A CASAS
H3 FUERTE	945.14 a 964.78	172.8 a 203.0	2.7 A 3.7	DAÑOS MAYORES A PEQUEÑAS CONSTRUCCIONES
H4 MUY FUERTE	920.8 a 944.80	205.2 a 243.0	3.9 A 5.5	DAÑO EXTREMO A ESTRUCTURAS
H5 DEVASTADOR	MENOS DE 920.08	MAYOR a 243.0	5.0 A MÁS	CATASTRÓFICO. POSIBLE CAÍDA DE CONSTRUCCIONES

TABLA 2. CATEGORÍAS DE CICLONES TROPICALES BASADA EN EL RADIO PROMEDIO DE LA ISOBARA CERRADA MÁS EXTERIOR (James F. & Joseph P. 1995)

CATEGORÍA (TAMAÑO)	GRADOS	MILLAS NAUTICAS
muy pequeño	<2	<120
pequeño	2-3	120-180
promedio	3-6	181-360
grande	6-8	361-480
muy grande	>8	>480

Haciendo particular hincapié en la información cruzada, en el Mapa Base los eventos que entran a tierra a la altura de Tampico recurvan al Norte, viajando en trayectoria curva debido a la pendiente de la depresión, definiendo la "rama del noreste de México", que, Geodésicamente, se inicia al Norte de Veracruz.

Existen presencias no geodésicas como: El Niño, el Cambio Estacional, y la Orografía. Analizados desde el marco de referencia de atracción gravitacional, El Niño no supera el efecto de la fuerza de la depresión Geodésica local; la Orografía está contenida en el Geoide. Los cambios estacionales sólo circunscriben las regiones ciclogénicas durante los veranos, razón por la que estas presencias no influyen sobre el huracán.

Durante el desarrollo preparatorio de los datos para las aplicaciones de información cruzada, en la metodología empleada se tomó la totalidad disponible del acervo histórico de trayectorias de huracanes mexicanos y se consideraron necesariamente períodos máximos de 47 años para tratarlos de las seis maneras siguientes:

Espacialmente, del fuerza 12. Como en todos los casos donde se requirió este acervo se analizan por separado: *mar adentro* la zona del Pacífico, y del Atlántico; las trayectorias sobre litorales; y *tierra adentro* los huracanes históricos que han cruzado el Continente. El resultado de lo anterior, sobrepuesto al Mapa Base, muestra cómo la forma del espacio gravitatorio influye en las trayectorias (fig. 13, p.p. 48,49).

Temporalmente por mes, y por estación. Por mes, se conoce la variación veraniega; por estación, se obtienen las zonas ciclogénicas, por ser éstas función de la época del año, y su ubicación respecto de las ondulaciones del Geoide y la latitud.

Estadísticamente se muestra en tablas y gráficas en barras el número de eventos del fuerza 12 que se emplearon, desde tormenta tropical hasta Huracán categoría cinco, los cuales desplegados sobre las equipotenciales determinan la influencia del Geoide sobre las trayectorias, y se toman como **experimentos estadísticos**, cuyos resultados aportan la factibilidad de definir los corredores de trayectorias.

Teóricamente se trata al Huracán como una partícula moviéndose sobre una superficie ondulada; este movimiento mecánico está definido por las ecuaciones de Lagrange (Cap. 4) en su caída relativista en el espacio tiempo curvo hacia el polo de atracción gravitacional.

Numéricamente con las trayectorias expresadas en el modelo la simulación a partir de la ecuación de Lagrange de segundo orden que, resuelta, y con aplicación de métodos probados como el de Runge-Kuta, se obtiene un programa numérico, que permite realizar fácilmente experimentos numéricos de aproximación de trayectoria huracánica dentro de una depresión geodésica.

Descriptivamente el Huracán (nombre con el cual se designan en México a los ciclones tropicales) no es el fenómeno natural más destructivo, pero sí el más espectacular. Se estudia por su *peligro* (probabilidad de que se presente un fenómeno natural) y por su *riesgo* (pérdidas de vidas humanas y económicas por la presencia de un fenómeno natural).

Desde siempre los ciclones tropicales han tenido fama de ser devastadores y el esfuerzo del hombre por mitigar sus efectos negativos ha sido constante. Cuando un ciclón tropical se desplaza muy próximo a las zonas costeras o penetra en tierra firme, es capaz de originar daños a la población y a sus bienes, debido a la generación de cualquiera de las siguientes situaciones: precipitación intensa y prolongada, marea de tempestad, de hasta 6 metros de altura vientos fuertes con ráfagas de hasta 360 km/h, e inundaciones.

Por fortuna, los daños causados a las vidas humanas se ha reducido gracias al mejoramiento de los sistemas de detección y avisos que han desarrollado las organizaciones nacionales e internacionales responsables en la materia, así como a las acciones de protección civil.

Las afectaciones, más evidentes en las últimas décadas, debido a la acelerada urbanización y a las concentraciones humanas se clasifican de acuerdo a la Dirección General de Administración y Control de Sistemas Hidrológicos, en su Boletín Anual "Evaluación de Daños Causados por Inundaciones y Perturbaciones Atmosféricas en la República Mexicana" de la siguiente manera:

PÉRDIDAS DIRECTAS

a) Daños a la propiedad privada: casas - habitación, enseres domésticos, equipo, maquinaria y otros; a las zonas agrícolas y ganaderas; y a las obras de infraestructura: carreteras, puentes, alcantarillados, servicios de energía eléctrica, agua potable y fuentes de comunicación.

b) Gastos reales que se efectúan por parte de las autoridades federales, estatales y municipales, a consecuencia de la inundación: desalojos de población, suministro de alimento, ropa y manejo de albergues, además programas para prevención de epidemias, entre otros.

PÉRDIDAS INDIRECTAS: Interrupción de la vida económica de la población a consecuencia del receso de los medios de producción, con la consecuente pérdidas de ingresos.

PÉRDIDAS INTANGIBLES: Pérdidas de vida, enfermedades, heridos, damnificados, emigración de la población al encontrar condiciones inseguras para su bienestar. Todos estos son efectos de una catástrofe.

Se resalta que el riesgo por Huracán abarca su entorno central de sólo cientos de kilómetros, y que su presencia es esperanza de precipitación para miles de kilómetros, recargando acuíferos subterráneos y superficiales, humedeciendo el suelo, aliviando la sequedad del ambiente, favoreciendo el confort y hábitat.

La ubicación geográfica de las zonas ciclogénicas (Pacífico y Atlántico mexicanos) se muestra en la figura 3 (Robert A. Houze. 1993) , resaltando que en ésta se genera el 28% de la actividad ciclónica total (James Lighthill. 1993), y es la más activa del mundo. Se muestra en la figura 4 (Robert A. Houze. 1993) la localización de las zonas ciclogénicas tropicales y sus posibles trayectorias, en función de las temperaturas (y distribución de masas) para el Pacífico y Atlántico Mexicanos.

No es posible conocer un ciclón tropical o huracán, a partir de los daños, es un complejo termodinámico del cual, a la fecha aún se sabe muy poco y se ha idealizado su estructura interna. Por ser un evento de ciclicidad estacional, y por su peligro potencial, se han desarrollado innumerables modelos numéricos de pronóstico, principalmente de trayectoria y precipitación potencial, y para evaluar sus hipótesis, se les debe suministrar registros directos en superficie (intensidad y dirección del viento, lluvia, presión, etc), de sensoramiento remoto (radares, imágenes de satélite, etc), siendo fundamentales los registros en espacio y tiempo reales.

El riesgo puede ponderarse a través de cuánto se conozca del ciclón tropical, que a grandes rasgos son: génesis; desarrollo; y trayectoria. Por excelencia es el PROJECT STORMFURY (Proyecto Tormenta Furiosa) de la NOAA, que se inicia en 1961, y queda formalmente establecido al año siguiente (62), llevándose a cabo desde entonces. Contempló, entre muchos proyectos, disminuir la intensidad del Huracán por medio de siembra con Yoduro de Plata o con Hielo Seco, penetrando en la segunda pared del ojo del Huracán del primer cuadrante (fig. 5), para hacerla precipitar. Los registros recabados por este proyecto, y con reconocimientos aéreos (entre otros), alimentan los programas numéricos de pronóstico de trayectorias, como se establece en el Apéndice A.

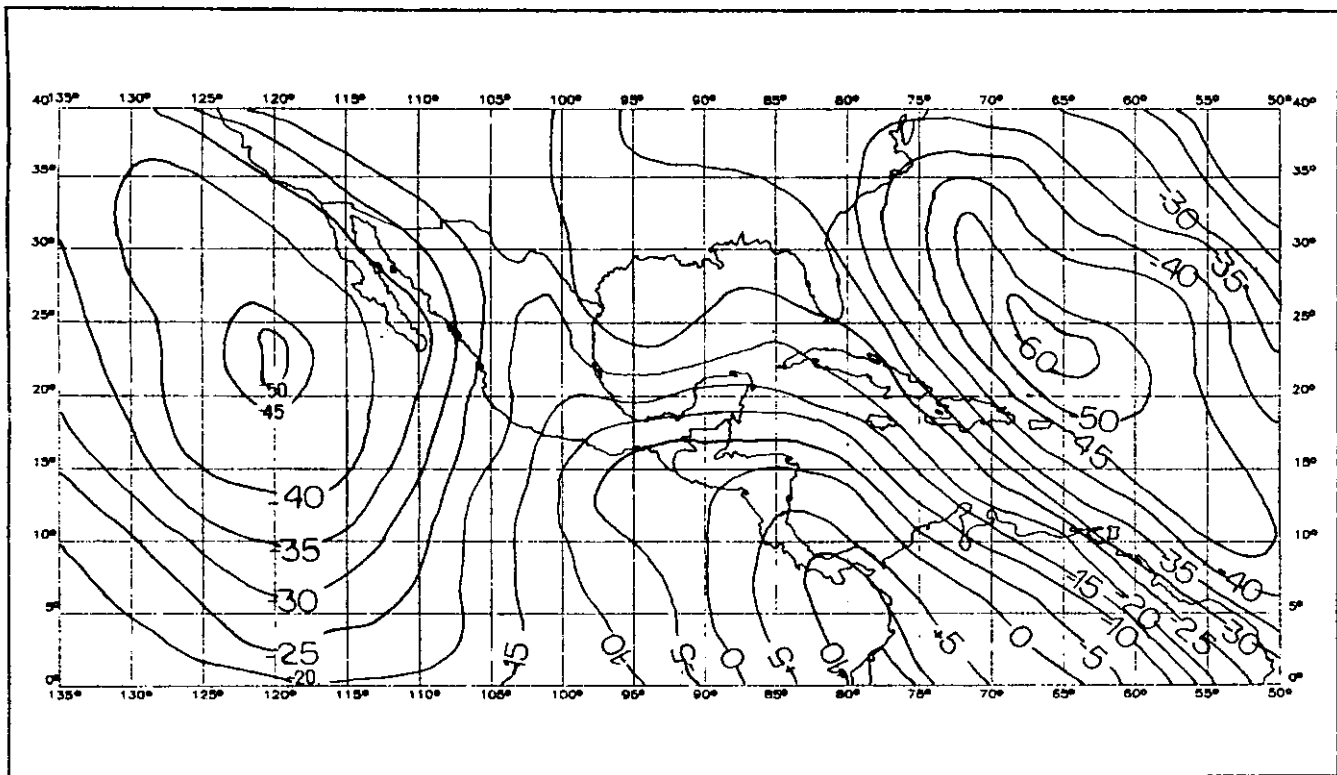
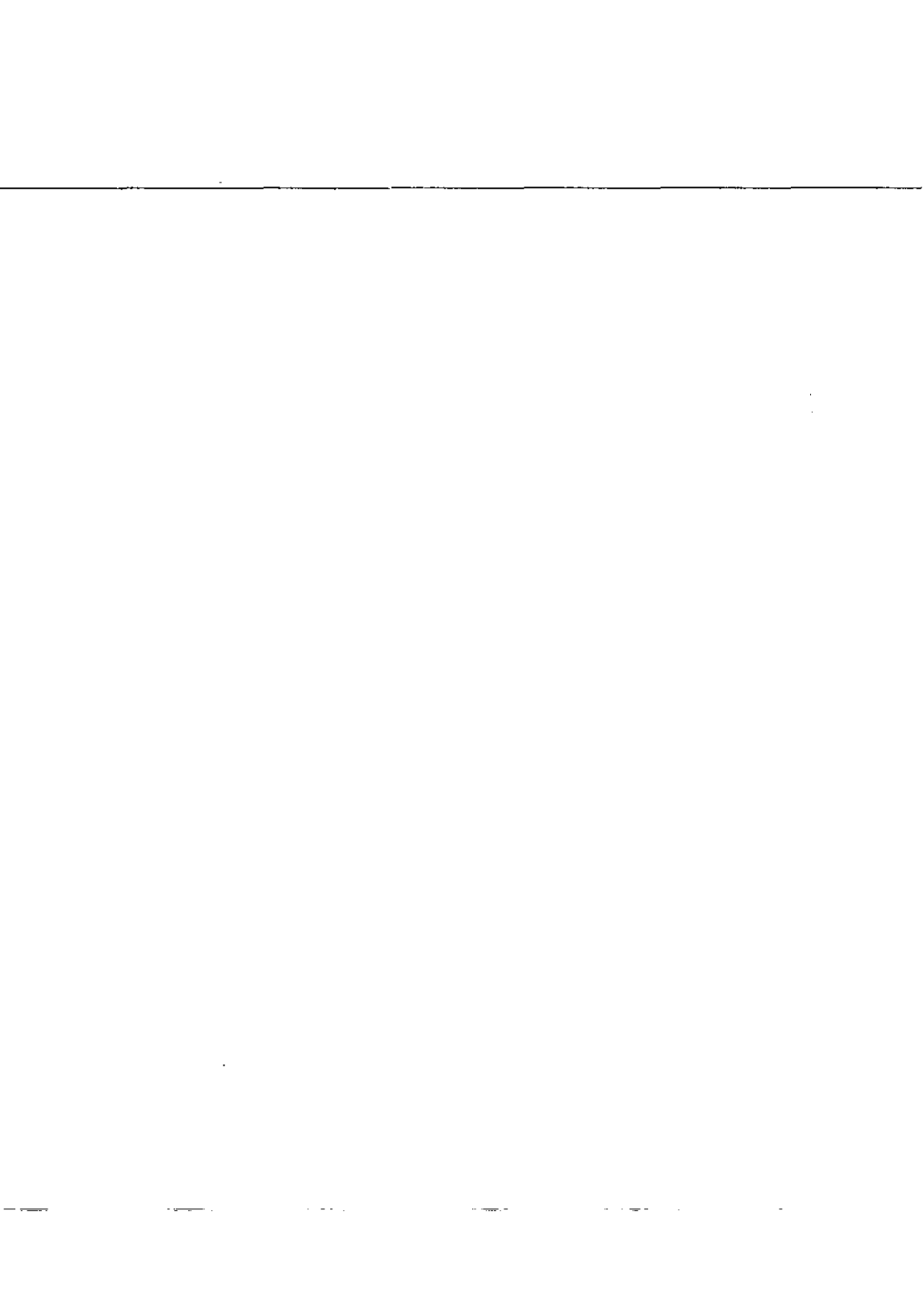


Figura 1. Mapa Base Regional. Sobre este mapa se tratarán las trayectorias de los huracanes. Las isobras están espaciadas de cinco en cinco metros, positivos arriba del elipsoide de referencia y negativos abajo del elipsoide de referencia.



MAPA GEODESICO DE MEXICO

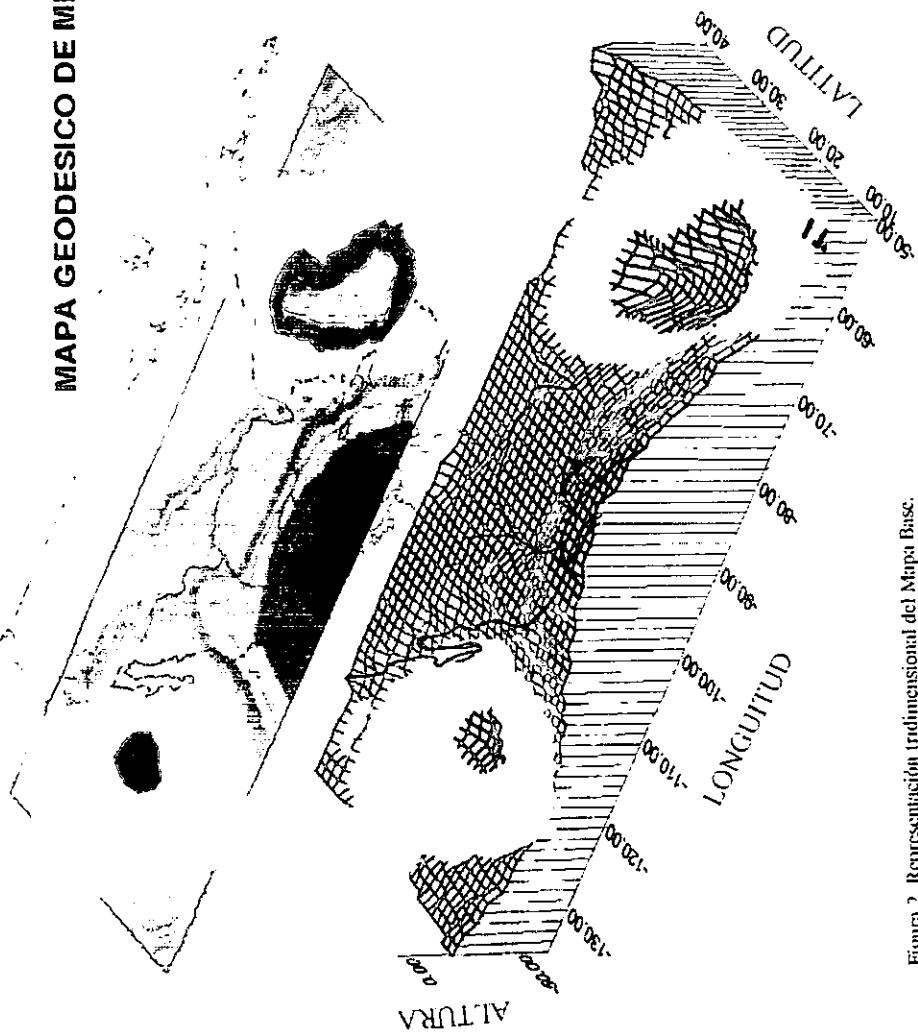
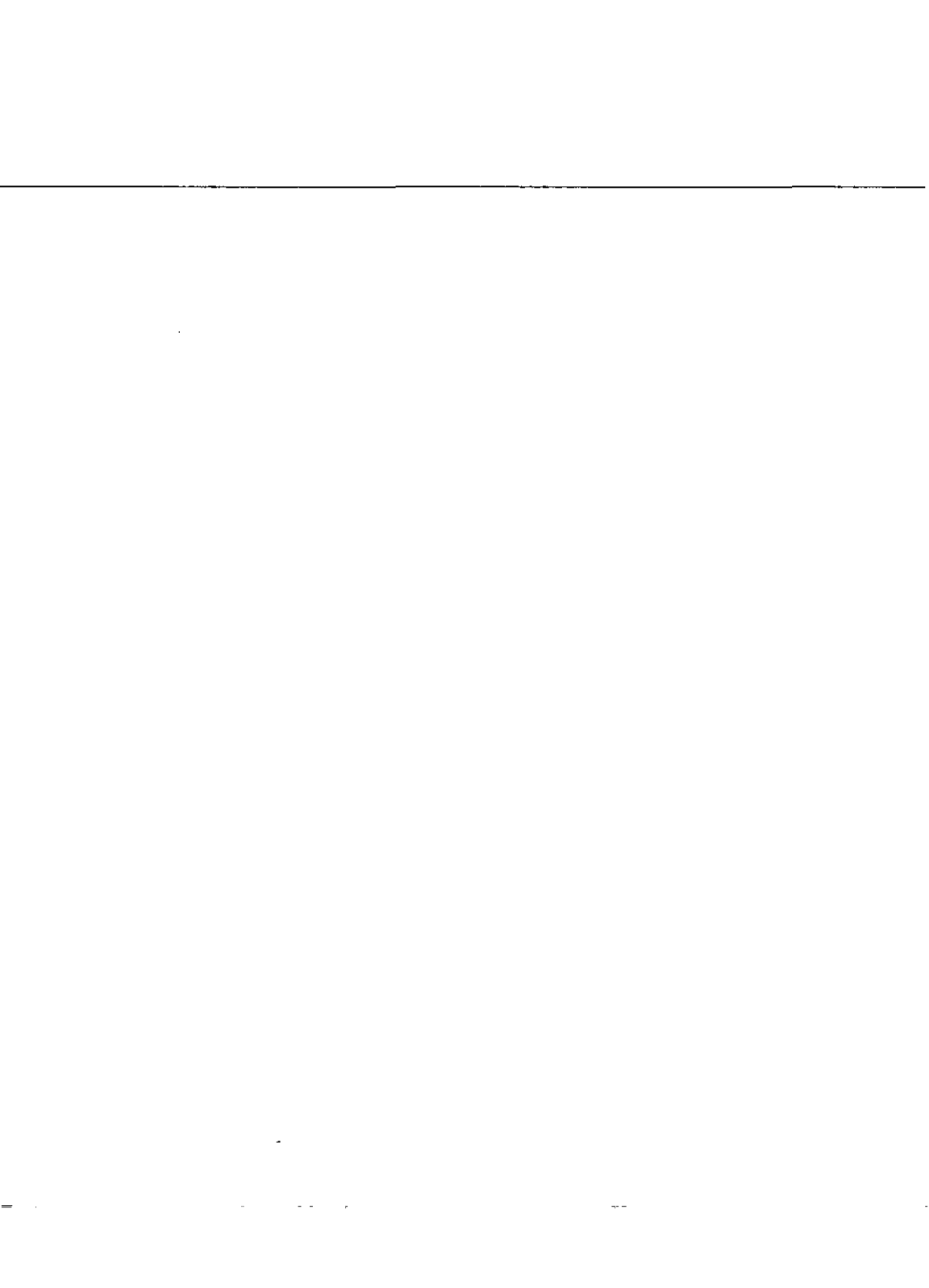


Figura 2. Representación tridimensional del Mapa Base.



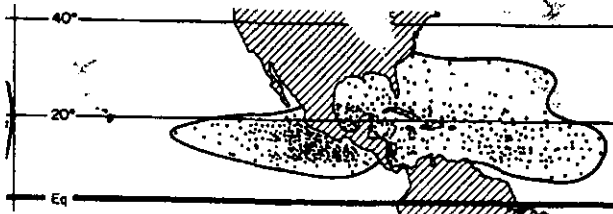


Figura 3. Localización de zonas ciclogénicas tropicales para un periodo de 20 años (Robert A. Houze. 1993), la ocurrencia global para el Pacífico, es de 14 eventos al año, que corresponde al 17%, y para el Atlántico es de nueve eventos al año, que corresponde al 11% (James Lighthill. 1993).

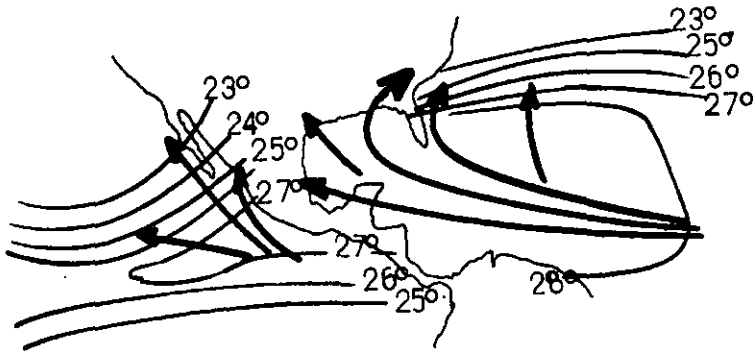


Figura 4. Trayectoria de ciclones tropicales (líneas gruesas) en relación con la temperatura (líneas delgadas) de la superficie media del mar (°C) (Robert A. Houze. 1993).

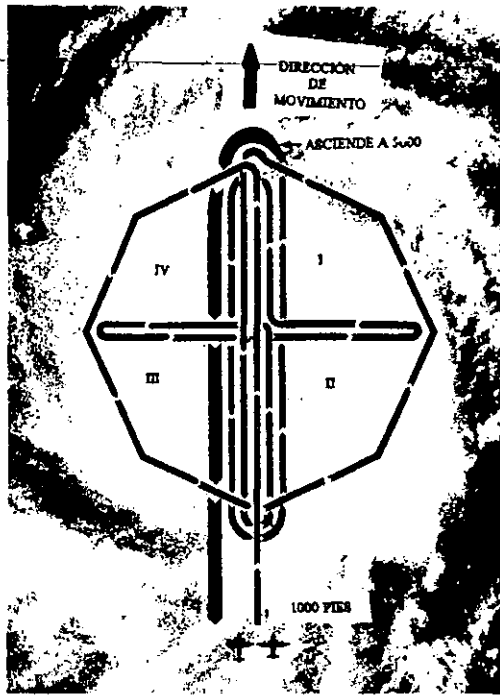


Figura 5.- Del proyecto Stormfury, se muestra la Trayectoria de vuelo de las Aeronaves Caza Huracanes, para reconocimiento y captura de datos, dentro de un Huracán, y para sembrarlo con AgI (Yoduro de Plata) o con CO₂ (hielo seco), en el primer cuadrante (I), a una altitud de 45 000 pies, en la segunda "pared del ojo". Se inicia con un reconocimiento, penetrando dos aeronaves equipadas con instrumental de física de nubes, a una altitud de 1 000 pies, circundando primero al huracán, posteriormente recorriéndolo cuatro veces a lo largo de la dirección de movimiento (flecha gruesa), y dos veces perpendicularmente, pasando seis veces por el ojo (a 1000 pies), y una vez en la ruta de salida, a 5 000 pies (línea gruesa). Los cuadrantes se cuentan hacia la derecha, a partir de la dirección del movimiento (NOAA/PA 77026. 1977).

CAPÍTULO 2. MARCO TEORICO

El Huracán Partícula es un concepto que se acuña en este trabajo a partir de los principios de la mecánica, y del análisis de los movimientos fundamentales de un Huracán, y de la forma de la trayectoria sobre una superficie ondulada (geodésica), justificado mediante las ecuaciones de movimiento restringido o ecuaciones de Lagrange, mostrándose la trayectoria como la respuesta del móvil a la Desviación Geodésica en un espacio y tiempo, también relativistas.

Aquí se considera que la Teoría de la Relatividad General (TRG) justifica la ondulación de la superficie debido a diferencias de densidad que, particularizando a la Tierra, es la forma del Geoide, sobre el cual se mueve el Huracán.

Los conceptos fundamentales de Geoide y Elipsoide son entendidos como figuras de referencia de la Tierra, siendo el Geoide un cuerpo teórico, donde la topografía superficial está compensada, y que por ello su presencia no interviene en la trayectoria, de tal manera que el enlace entre el Huracán y Geoide es la gravedad.

Se revisaron los temas fundamentales para dar tratamiento mecánico al Huracán como partícula elemental de masa en movimiento, a manera de un sólido para los fines de su trayectoria.

Una moderna definición de Geodesia es: "la ciencia que determina el tamaño y la forma de la Tierra, incluyendo su campo gravitacional, en cuatro dimensiones espacio temporales" (Richard B. Langley, 1991), uniendo ésta con la TRG (que trata la propiedad geométrica del espacio - tiempo), se establece el lazo de unión entre la superficie de la Tierra y el Huracán, que se moverá mecánicamente sobre las ondulaciones del Geoide debido a la fuerza gravitacional, de acuerdo con las ecuaciones de Lagrange, que describen las

trayectorias sobre la superficie Geodésica en las condiciones relativistas del modelo simulado.

La Relatividad General es la teoría propuesta por Einstein para considerar los efectos gravitacionales, cuyas interacciones hacen que el movimiento de los cuerpos sujetos a un campo gravitatorio sea independiente de su masa, adjudicando el efecto de la interacción con el campo gravitacional a algo externo y común a ellos, los cuerpos, es decir, a las **propiedades geométricas del espacio - tiempo** en que se mueven.

La idea describe las interacciones gravitacionales en términos geométricos, razón por la que las propiedades espacio-tiempo, **en especial la curvatura**, juegan un papel fundamental en la **Relatividad General**. De esta manera, los campos gravitacionales producidos por las masas gravitantes se caracterizan por la **curvatura** que generan sobre el **espacio-tiempo**, estableciéndose una equivalencia entre el campo gravitacional producido por la **materia y la curvatura del espacio-tiempo** (Hans Stephani, 1990).

De acuerdo con Landau (1984), en mecánica se entiende por sólido al cuerpo cuya posición relativa de sus partes entre sí no varía durante el movimiento. Este cuerpo, en su movimiento, actúa como un todo. El movimiento más simple de un sólido es aquél en que el cuerpo se **desplaza paralelamente a sí mismo**. Este movimiento se **denomina de traslación**, en este movimiento del cuerpo sólido, todos sus puntos tienen la misma velocidad y describen trayectorias de igual forma, aunque distanciados entre sí. Otra clase de movimiento simple del sólido es el de **rotación alrededor de un eje**. En la rotación, los distintos puntos del cuerpo describen circunferencias que se ubican en planos perpendiculares al eje de giro o de rotación. El término "partícula" de acuerdo con Darea Wells (1967) es un concepto imaginario, representado como un punto material tan pequeño que su posición en el espacio está determinada por el "centro" de las tres coordenadas. En este caso la energía de rotación al rededor de cualquier eje puede ser despreciada. En síntesis, todo cuerpo con movimiento de traslación y rotación, se define desde el punto de vista de la mecánica como un **sólido**.

Si bien el Huracán se ajusta a lo que se entiende en mecánica por sólido, sus movimientos más simples y generales son *traslación (trayectoria) y rotación o giro (en torno al ojo)*. También la misma mecánica permite concentrar toda la masa del cuerpo en el centro de masa del mismo, sin importar forma y tamaño; este centro u ojo es el **punto masa** y definirá la trayectoria en su traslación.

Aplicando los conceptos de la mecánica de Landau (1984) al huracán partícula, el cambiante tamaño del huracán, por pérdida o ganancia de masa, no altera su comportamiento como sólido (es indistinto para una masa grande o una pequeña). Éste argumento permite dar un tratamiento físico del Huracán como partícula, y manejarlo como **"PUNTUAL"** en movimiento, y definirlo así: **HURACÁN PARTÍCULA**, es decir, **el punto masa regido por la mecánica de los sólidos.**

La superficie sobre la que se mueve el huracán es el Geoide, y de lo anteriormente expresado se define como **TRAYECTORIA DEL HURACÁN PARTÍCULA a la geodésica descrita por el desplazamiento libre de fuerzas del punto masa sobre una superficie tridimensional de equipotenciales.**

Al Huracán como partícula, dado su equilibrio geostrófico, se le sitúa ahora sobre una superficie tridimensional, la orden o impulso de desplazamiento lo recibe de su entorno espacial, y las propiedades de ese espacio están, además, determinadas por los gradientes en componente horizontal de gravedad. La expresión algebraica de desplazamiento de la partícula verifica la **ecuación geodésica.**

Para llegar al planteamiento de la **ecuación geodésica** primero se define el **sistema coordenado** y, posteriormente, las **ecuaciones de movimiento**. La línea *geodésica* (y en lo sucesivo la Geodésica) es la línea de conexión más corta entre dos puntos sobre una superficie curva. Se discute en la **ECUACIÓN GEODÉSICA** en la parte de la **DESVIACIÓN GEODÉSICA**, a continuación.

Dentro de la mecánica teórica usualmente se reúne un simple SISTEMA COORDENADO a fin de describir el movimiento de una partícula. Para propósitos de mecánica se caracteriza el mejor sistema coordenado vía especificación de la conexión entre la separación "ds" de dos puntos y la diferencia de sus coordenadas. Si el movimiento a describir es sobre un espacio tridimensional, se eligen coordenadas cartesianas, cilíndricas o esféricas. Si el movimiento es restringido a una SUPERFICIE QUE NO TIENE CAMBIO CON EL TIEMPO, se puede usar la correspondiente **sección bidimensional** para facilitar el tratamiento. Así entonces, en cualquier sistema arbitrario coordenado ds^2 es una función cuadrática de coordenadas diferenciales:

$$ds^2 = g_{\alpha\beta}(x^\nu) dx^\alpha dx^\beta; \quad \alpha, \beta, \nu = 1, 2, 3 \dots \dots \dots (1)$$

ésta es la llamada **forma métrica fundamental**, donde la posición depende de los coeficientes $g_{\alpha\beta}$ formando las componentes del "tensor métrico", que son las cantidades longitud y ángulo fundamentales para las medidas geométricas.

Se discuten ahora las ECUACIONES DE MOVIMIENTO y LA ECUACIÓN DE LAGRANGE. Las *ecuaciones de movimiento* se obtienen a partir de la ecuación de **Lagrange L**, la cual para movimiento de la partícula libre de fuerzas es idéntica con la **energía cinética de una partícula**

$$L = \frac{m}{2} v^2 = \frac{m}{2} g_{\alpha\beta} \frac{dx^\alpha}{dt} \frac{dx^\beta}{dt} = \frac{m}{2} g_{\alpha\beta} \dot{x}^\alpha \dot{x}^\beta \dots \dots \dots (2)$$

- $g_{\alpha\beta}$ tensor métrico.
- L Lagrangiano.
- m masa.
- v velocidad.
- $\Gamma^\nu_{\alpha\beta}$ Símbolos de Christoffel.
- t tiempo.

\dot{x}, \ddot{x} notación de Newton, primera y segunda derivadas conforme al tiempo, respectivamente.

Esta ecuación indica que un movimiento libre de fuerzas es idéntico a la energía cinética de la partícula. Desarrollándola, se llega a:

$$\ddot{x}^{\alpha} + \Gamma_{\alpha\beta}^{\mu} \dot{x}^{\alpha} \dot{x}^{\beta} = 0 \quad \dots\dots\dots (3)$$

Donde el símbolo de Chirstofel es una forma de expresión de la ley de inercia.

Esta ecuación (3) contiene los requerimientos del movimiento de una partícula. En el transcurso de su derivación se llega a los Símbolos de Christoffel $\Gamma_{\alpha\beta}^{\mu}$; éstos conducen particularmente a una forma simple de la construcción de las ecuaciones de movimiento, donde se conservan las notaciones:

En el Capítulo 4, en la parte de ECUACIÓN DE MOVIMIENTO RESTRINGIDO, se trata el desarrollo de una partícula cayendo, accionada sólo por la gravedad. En el caso de movimiento libre de una partícula en el espacio tridimensional, el contenido físico de las ecuaciones de movimiento es naturalmente más limitado; esto solamente es una forma complicada de traducir la Ley de Inercia, conocida como el movimiento de una partícula en línea recta en ausencia de fuerzas. En el caso bidimensional, para movimiento sobre una superficie arbitraria, la trayectoria de la partícula puede ser más complicada. El desplazamiento de una partícula se puede interpretar con la ECUACIÓN GEODÉSICA, que se discute a continuación.

Stephani (1990) establece que en un espacio tridimensional, la trayectoria de una partícula libre de fuerzas es la línea recta, la cual tiene la propiedad de ser la curva más corta entre dos puntos cualesquiera. Generalizando, es la curva cuyo arco de longitud "s" es un mínimo para un punto inicial y un punto final dado, y se expresa como:

$$s = \int_{r^1}^{r^2} ds = extremo \quad (4)$$

Para describir por pasos esta curva se necesita inicialmente un parámetro "λ" (proporcional a la longitud de arco S), el cual para todas las curvas bajo comparación tiene el mismo valor

en los puntos extremos P_E y P_B , y si para la diferencial de la longitud de arco "ds" se sustituye en la expresión del tensor métrico (1):

$$ds^2 = g_{\alpha\beta}(x^r) dx^\alpha dx^\beta; \alpha, \beta, r = 1, 2, 3 \quad (5)$$

entonces (4), implica

$$s = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{ds}{d\lambda} d\lambda = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \sqrt{g_{\alpha\beta} \frac{dx^\alpha}{d\lambda} \frac{dx^\beta}{d\lambda}} d\lambda = \text{extremo} \quad (6)$$

Notación:

S arco.

δs separación entre dos puntos.

λ proporcional a la longitud de arco S.

Con lo que se determinó el requerimiento de la curva más corta de conexión, LA GEODÉSICA en la forma $x^\alpha(\lambda)$.

El problema variacional (ecuación 6) tiene precisamente la forma matemática del principio de Hamilton (de mínima acción) en relación con la ecuación de Lagrange,

$$L = \sqrt{g_{\alpha\beta} x'^\alpha x'^\beta} = \sqrt{F}, x'^\alpha \equiv \frac{dx^\alpha}{d\lambda} \quad (7)$$

y el parámetro " λ ", en vez del tiempo " t ". Entonces, la geodésica puede, obviamente, asociarse a la ecuación de Lagrange de segundo grado:

$$\frac{d}{d\lambda} \frac{\partial \mathcal{L}}{\partial x'^r} - \frac{\partial \mathcal{L}}{\partial x^r} = \frac{d}{d\lambda} \left(\frac{g_{\alpha r} x'^\alpha}{\sqrt{F}} \right) - \frac{1}{2\sqrt{F}} g_{\alpha\beta, \gamma} x'^\alpha x'^\beta =$$

$$\frac{1}{2F\sqrt{F}} \left[-\frac{dF}{d\lambda} g_{\alpha r} x'^\alpha + 2F \frac{d}{d\lambda} (g_{\alpha r} x'^\alpha) - F g_{\alpha\beta, \gamma} x'^\alpha x'^\beta \right] = 0 \quad (8)$$

Se puede simplificar esta ecuación diferencial para la geodésica escogiendo el parámetro "λ" apropiado (solamente para este extremo de la curva, no para la comparación de curvas). Se puede pedir que "λ" sea proporcional a la longitud del arco "S". De las ecuaciones 6 y 7 se sigue que F=constante, y de la ecuación 8 se tiene la ecuación diferencial de la GEODÉSICA

$$\frac{d^2 x^\mu}{d\lambda^2} + \Gamma_{\alpha\beta}^\mu \frac{dx^\alpha}{d\lambda} \frac{dx^\beta}{d\lambda} = 0 \quad (9)$$

Esta ecuación diferencial no sólo tiene la misma estructura que la ECUACIÓN DE MOVIMIENTO (3), sino que es de la misma forma completamente equivalente a ésta, de donde, para un movimiento libre de fuerzas, la magnitud $v=ds/dt$ de la rapidez es constante debido a la ley de la conservación de la energía, y, consecuentemente, el tiempo es una de sus posibilidades permisibles en la ecuación 7 para el parámetro "λ" el cual es proporcional al arco de longitud "S".

Si se elige como parámetro "λ" la longitud del arco "S" el mismo, se puede recapitular el resultado en la siguiente ley:

UNA PARTÍCULA LIBRE DE FUERZAS MOVIÉNDOSE SOBRE UNA GEODÉSICA

$$\frac{d^2 x^\mu}{ds^2} + \Gamma_{\alpha\beta}^{\mu\alpha} \frac{dx^\alpha}{ds} \frac{dx^\beta}{ds} = 0 \quad (10)$$

DEL ESPACIO TRIDIMENSIONAL O DE LA SUPERFICIE A LA CUAL ESTÁ RESTRINGIDA.

Esta trayectoria es, por lo tanto, siempre la curva más corta entre cada dos de estos puntos de conjunción. A modo de ejemplo, sobre una superficie esférica las trayectorias son círculos mayores.

En la Teoría General de la Relatividad se ha reunido el problema de cómo enlazar la ecuación de movimiento de un punto masa dentro de un campo gravitacional arbitrario. La

ecuación para un movimiento libre de fuerzas derivado es justamente un buen punto de partida para la solución al problema de proyección general de trayectorias de Huracanes, que se amplía en la parte de DESVIACIÓN GEODÉSICA.

Hasta aquí es la justificación del movimiento del punto masa (Huracán) sobre un espacio tridimensional. El siguiente paso es la construcción de dicho espacio superficial, el **GEOIDE**, donde se apoya el Huracán Partícula en su caída relativista.

Para entender las superficies geodésicas deben tenerse presentes los conceptos de **ELIPSOIDE** y **GEOIDE**, así como sus aplicaciones en la reducción de datos.

Se inicia con el concepto de **ELIPSOIDE**, desarrollado por Heiskanen (1985), que consiste en lo siguiente: el campo de gravedad del elipsoide de nivel como primera aproximación, la Tierra es una esfera; como segunda aproximación puede considerarse un elipsoide de revolución. Aunque la tierra no es un elipsoide exacto, el campo de gravedad de un elipsoide es de importancia práctica fundamental por su fácil manejo matemático y las desviaciones del campo gravífico real respecto del campo "normal" son tan pequeñas que pueden considerarse lineales. Por tanto, es posible suponer a la figura normal de la Tierra como un "elipsoide de nivel"; esto es, un elipsoide de revolución que es una superficie equipotencial de un "campo de gravedad normal". Esta hipótesis es necesaria porque el elipsoide será la forma normal del Geoide, es decir, una superficie equipotencial del campo de gravedad real. Designado por $U=U(x,y,z)$, el potencial del campo de gravedad normal, de aquí, siendo un elipsoide de nivel una superficie $U=\text{constante}$, corresponde exactamente al Geoide, definido como una superficie $W=\text{constante}$ (U =potencial referido al elipsoide; W =potencial de gravedad, -verdadero o potencial referido al Geoide; potencial gravitatorio= $V=\text{km}^2/\text{s}^2$).

La primera aproximación de la forma de la Tierra es una esfera en equilibrio hidrostático sin rotación. Para asemejarla más a la Tierra se hace girar en torno a su eje principal polar, con una fuerza centrífuga C . Sobre la esfera, la componente vertical de la fuerza centrífuga es colineal a la gravedad, y de sentido contrario, y es igual a $\omega^2 \times \text{cos } \phi$, donde ω es la velocidad

angular de rotación, y f la latitud del lugar. Para analizar su efecto, se considera a la Tierra como un cuerpo esférico (en primera aproximación). Tomando en cuenta el efecto de las fuerzas sobre la unidad de masa, puede analizarse en función de la aceleración de la gravedad, que en la superficie será:

$$g_e = G - \omega^2 R \quad \text{en el ecuador} \quad (11),$$

$$g_p = G - 0 \quad \text{en el polo} \quad (12) \quad \text{y,}$$

$$g_\varphi = G - \omega^2 x \cos \varphi \quad \text{en la latitud } \varphi,$$

$$x = R \cos \varphi \quad \text{entonces:}$$

$$g_\varphi = G - \omega^2 R \cos^2 \varphi \quad (13)$$

De la ecuación 11,

$$G = g_e + \omega^2 R \quad \text{se sigue}$$

$$g_\varphi = g_e + \omega^2 R - \omega^2 R \cos^2 \varphi \quad \text{de donde}$$

$$g_\varphi = g_e + \omega^2 R (1 - \cos^2 \varphi) \quad \text{entonces}$$

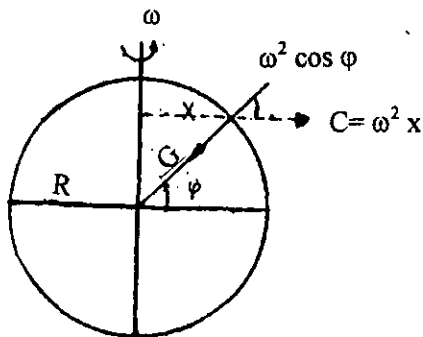
$$g_\varphi = g_e + \omega^2 R \text{sen}^2 \varphi,$$

restando la ecuaciones 12 de 11, se sigue

$$g_p - g_e = \omega^2 R \quad \text{y:}$$

$$g_\varphi = g_e + [g_p - g_e] \text{sen}^2 \varphi \quad \text{esto lleva a}$$

$$g_\varphi = g_e [1 + (g_p - g_e / g_e) \text{sen}^2 \varphi] \quad (14)$$



esta ecuación no es rigurosamente cierta, ya que la Tierra no es una esfera; por ello debe incluirse el achatamiento "f" de los polos, y eso se considera como un factor de corrección por Factor de Achatamiento, esto surge de la figura de la Tierra basada en los principios de la hidrostática, publicada en 1743, en base a los principios de la Teoría de la Gravitación Universal, siendo Clairaut quien mostró estrictamente que la aceleración de la fuerza de gravedad en la superficie del Esferoide Terrestre varía según la siguiente ley:

$$g = g_e (1 + \beta \text{sen}^2 \varphi),$$

conocido como el Teorema de Clairaut (Vicente Inglada, 1923).

El achatamiento está dado (definido) como: $f = (R_e - R_p) / R_e$ y de acuerdo con mediciones, Clairaut por medio de su teorema expresa $f = 5/2 C - B$ donde:

$$C = \omega^2 \frac{R_e}{g_e} \quad \text{y} \quad B = g_p - \frac{R_p}{g_e}$$

- φ la latitud del lugar;
- g_e aceleración de la fuerza de gravedad en el Ecuador;
- g_p aceleración de la fuerza de gravedad en el Polo;
- g_φ aceleración de la fuerza de gravedad en una latitud φ ;
- ω la velocidad angular de rotación de la Tierra;
- R_e radio ecuatorial

Utilizando este teorema (Clairaut), haciendo los ajustes, y comparando con la ecuación 14, la aceleración de la gravedad para una TIERRA ELIPSOIDAL, toma la forma:

$$g_\varphi = g_e \left[1 + \frac{g_p - g_e}{g_e} \sin^2 \varphi - f \left(\frac{5}{8} \frac{g_p - g_e}{g_e} - \frac{1}{8} f \right) \sin^2 2\varphi \right]$$

que se acostumbra expresar como:

$$g_\varphi = A(1 + B \sin^2 \varphi - C \sin^2 2\varphi) \quad (15)$$

donde:

- $1 + B \sin^2 \varphi$ representa el efecto rotacional de la Tierra como una esfera.
- $C \sin^2 2\varphi$ es la corrección por efecto de la forma de la Tierra.
- A, B y C son constantes:
- $A = 978.049$ gales, valor promedio de la gravedad implica una Tierra esférica.
- $B = 0.0052884$ relación de la gravedad en el Polo y en el Ecuador.
- $C = 0.0000059$ relación de una esfera y un elipsoide de la misma masa.

$$f = \frac{R_e - R_p}{R_p} = \frac{1}{297} = 0.003367 \quad \text{aplanamiento polar}$$

La ecuación 15 es la Fórmula Internacional de la Gravedad, con ella se obtiene el valor de la gravedad normal o estándar, y el elipsoide se determina a partir de sus semiejes (a,b) y del aplanamiento polar, f.

El Geoide es usualmente descrito en términos de altura de un punto particular en esta superficie sobre (o abajo) un punto correspondiendo en un ELIPSOIDE DE REFERENCIA particular. Esta ondulación, o altura geoidal, N , puede ser positiva o negativa y en un rango de valor algo así como 100 m.

Se discute a ahora el concepto de El GEOIDE (Vanicek, 1980). La tierra como un todo, se comporta como un cuerpo elástico no-homogéneo, el cual ha alcanzado un cierto equilibrio hidrostático, ajustándose mucho a una de sus superficies equipotenciales. El no ajuste se debe a:

- 1.- La corteza es rígida localmente (la topografía no coincide con la superficie equipotencial),
- 2.- Desigual distribución de densidades en su interior.

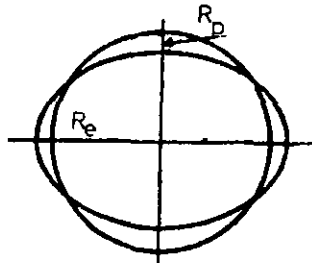


Figura 1. El Geoide. Cuando se habla de la forma de la tierra se refiere a la configuración promedio de las superficies equipotenciales; y a esa superficie se le llama GEOIDE.

Si la densidad de los océanos fuera homogénea, la superficie oceánica seguiría una equipotencial, pero la diferencia de densidades hace que la superficie se aparte de la equipotencial alrededor de ± 2 m. A la superficie equipotencial promedio de las superficies oceánicas se les llama Geoide, y se puede describir como:

$$U(r) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} y_n + \frac{1}{2} \omega^2 r'^2 = U_0 = \text{constante}$$

donde: $U(r)$ es el trazo de la superficie geoidal, y a es la esfera de referencia.

El Geoide, definido como superficie equipotencial a través de la superficie oceánica media, queda resumido en la siguiente figura 2.

De los conceptos ya discutidos se tiene la herramienta para obtener el **PLANO GEODÉSICO** (Caputo, 1976. p 184). Los primeros esfuerzos para obtener las ondulaciones del Geoide se iniciaron en 1948, por Tanni.

Las medidas de gravedad utilizadas para calcular el Geoide se confinaban a las partes continentales y límites oceánicos. El análisis de armónicos de las diferencias de los datos de la **Fórmula Internacional de la Gravedad** condujo a coeficientes de grado y orden cuatro (grado, ondulaciones en dirección ecuatorial; orden, ondulaciones en dirección polar). Ejemplos de las ondulaciones se muestran en la figura 3.

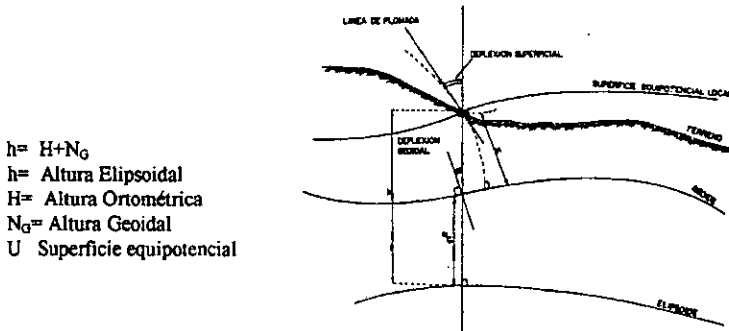


Figura 2. Superficies relacionadas con el Geoide (Vanicek, 1980)

En el lenguaje de la mecánica, la aceleración relativa de dos partículas moviéndose libres de fuerzas, una respecto de otra, sobre trayectorias vecinas es llamado la **DESVIACIÓN GEODÉSICA**, que se discute a continuación.

De acuerdo con Hans Stephan (1990), si la superficie a la cual el movimiento de la partícula está constreñido, es un plano, o una superficie la cual es conveniente a la distorsión de un plano o parte de un plano, entonces las geodésicas son líneas rectas de este plano, y las ecuaciones de movimiento del punto masa son fáciles de integrar. Con el uso de coordenadas no apropiadas, la ecuación geodésica (10) puede complicarse. Una familia de líneas geodésicas sobre el plano es ahora distinguible por el desplazamiento de dos geodésicas vecinas, como medida entre puntos con el mismo valor del parámetro "s", existiendo una función lineal de longitud de arco "s", que es el parámetro a lo largo de las curvas estableciendo los diferentes puntos de las mismas geodésicas, como lo ejemplifica la figura 4.

Cuando las geodésicas son líneas rectas sobre un plano tienen geoméricamente la misma medida de radio de curvatura de la superficie (la geodésica de un plano es la recta tangente al mismo).

Hasta aquí se ha hablado del movimiento de la partícula cuyo movimiento está constreñido (forzado) a la forma de la superficie sobre la que se apoya. En seguida se analiza este término: FUERZAS DE CONSTRUCCIÓN (Darea Wells, 1967), son las Fuerzas ejercidas sobre las partes de un sistema dinámico por constreñimiento físico, sin trabajar para desplazamientos arbitrarios $\delta q_1, \delta q_2, \dots, \delta q_n$ ($\delta t=0$), son referidas como "fuerzas de constricción" o solamente fuerzas "reactivas".

En este caso, es la superficie geodésica la fuerza "reactiva" sobre el sistema dinámico (Huracán), quien lo obliga a desplazarse de acuerdo con la forma de la superficie sobre la que se apoya en su movimiento, es decir, se sustenta sobre la superficie geodésica.

En resumen, con la Teoría General de la Relatividad, se justificó teóricamente al "MAPA BASE", y se llegó a que la forma cotidiana de la Tierra más semejante, es una "PATATA", y se definió al Huracán Partícula para tratarlo físicamente con la mecánica de los sólidos, y que el vínculo entre superficie geoidal y el huracán partícula es gravitacional.

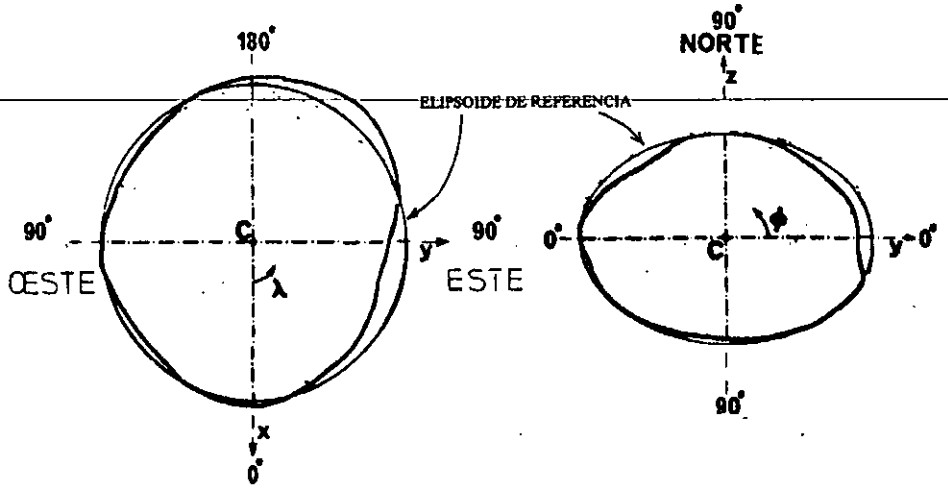


Figura 3. Se muestran los cortes ecuatorial y meridional del Geoide (tomado de Vanicek, 1980).

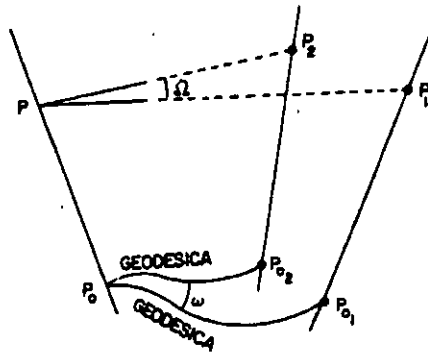


Figura 4. Familia de líneas Geodésicas desde un punto P_0 a puntos P_1 y P_2 (tomado de Vanicek, 1980).

CAPÍTULO 3 . PROYECCIÓN GLOBAL DE TRAYECTORIAS DE HURACANES EN EL PACÍFICO Y ATLÁNTICO MEXICANOS

A partir del marco teórico fundamental que ha quedado representado en el documento de trabajo y su expresión gráfica en el Mapa Base, se analizarán en este capítulo los Huracanes Mexicanos con el objetivo de elaborar un modelo de aproximación de trayectoria huracánica, en un ambiente apoyado en un sistema georreferenciado inercial y restringido, afectado por factores de influencia permanentes y seculares asociados a la troposfera, además de determinar la influencia de las oscilaciones, protuberancias y depresiones gravimétricas del Geoide en la región estudiada, capaz de predecir las trayectorias prototipo de los huracanes que amenacen a nuestro país, y el área de los mares mexicanos.

Este modelo ayudaría a prevenir la incidencia, así como a mitigar las pérdidas en vidas humanas y económicas.

Del Mapa Base, en el Pacífico, al Oeste de la Península de Baja California, resalta una depresión casi coniforme (22° N, 120° O), con -50 metros en su parte más baja, que afecta los estados del Noroeste, y para la región del Atlántico (25° N, 66° O) se localiza otra depresión, de forma casi elíptica, orientada SE-NO con más de 2 000 km en el eje mayor, con -62 metros en su parte más hundida, desvaneciéndose hacia el Oeste (-25 metros), en el norte del Golfo y los estados del Noreste de México. El Mar Caribe y Centroamérica se encuentran pendiente abajo de la ondulación, identificado como una elevación de 0 metros. Las depresiones se asocian como atractores de las trayectorias huracánicas, como adelante se explicará.

Sobre la depresión del **Pacífico** se observan las trayectorias huracánicas, con especial interés en el Noroeste Mexicano, tomando como origen de la dirección de los eventos formados en *la zona ciclogénica del Golfo de Tehuantepec*. En la depresión del **Atlántico**, el interés se enfoca en el noreste Mexicano, y Golfo de México, tomando como localización del origen y de la dirección de los eventos las *zonas ciclogénicas del Mar Caribe* (fig.1); **tierra**

adentro, se analizan los eventos que viajan por las vertientes oriental y occidental del espacio continental mexicano (que han atravesado al País). Se citan casos históricos de huracanes de trayectoria transcontinental.

El procedimiento se realiza sobre esta "topografía de gravedad", con un análisis cartográfico de las trayectorias de los eventos ciclónicos ocurridos en el área de estudio durante el periodo de 1949-96; para el área del Pacífico, 782 eventos (Tabla 1), y 306 para el Golfo de México y Caribe (Tabla 2) clasificados desde TT hasta la H5, contenidos en el fuerza12, y correlacionados con las trayectorias huracánicas distribuidas en el tiempo y en la distancia del espacio plano. Los resultados del análisis acusan un agrupamiento de trayectorias por familias, ramas o haces de recorridos huracánicos típicos y estacionales bien determinados en su ocurrencia, de acuerdo con un muestreo de distribuciones mensual y ciclogénético.

ANÁLISIS DE TRAYECTORIAS DEL PACIFICO. Se procede desplegando de la Base de Datos, las trayectorias por mes y estación, como se presenta en las figuras 2 a 8, y se superponen los resultados en un gráfico a la misma escala del Mapa Base. De esta manera, los datos cruzados sobre la región del Océano Pacífico, se disponen para distinguir los agrupamientos de los corredores o ramas. En la superposición de datos, siguiendo las curvas descritas por la variación del vector posición bidimensional se establecen paquetes o haces, identificándose zonas de corredores de trayectorias, definiendo por corredor, o **rama de trayectorias**, al subconjunto de eventos que partiendo de la misma localidad origen se conducen en dirección paralela o subparalela sobre el mismo transecto, siendo el **corredor principal** el de mayor acumulación de eventos y, asimismo, determinando la acumulación de trayectorias en el tiempo y en el espacio (en adelante se usará esta definición indistintamente como "corredor" o "rama").

Del análisis de trayectorias en la parte Occidental mar adentro de la región estudiada, en el Noroeste mexicano se concentran las equipotenciales de mayor magnitud relativa (Mapa Base). Se parte del hecho de que la mayoría de los huracanes del Pacífico mexicano se forman en la zona ciclogénica del Golfo de Tehuantepec, por ello se la toma como área de

partida para definir el rumbo de las trayectorias, de acuerdo con las sugerencias de los datos en la hipótesis de trabajo.

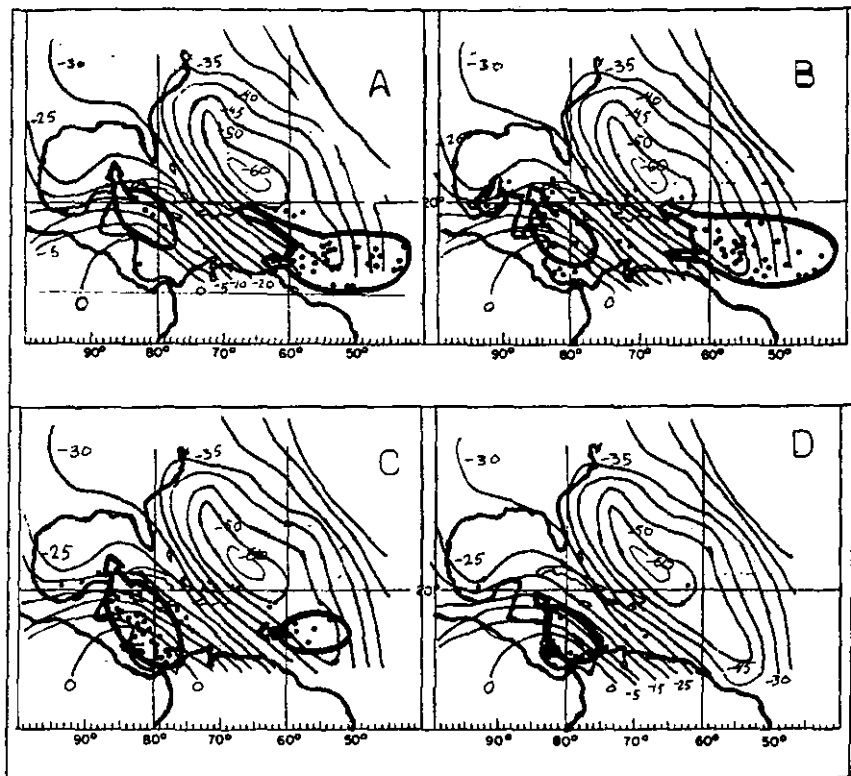


Figura 1. Zonas ciclogénicas de Tormentas Tropicales/Huracanes en el Océano Atlántico y Mar Caribe, correspondientes a: A, agosto; B, septiembre; C, octubre; D, noviembre (Bernal G. Germán H.). Las flechas muestran la tendencia de las trayectorias: las zonas más amplias corresponden a agosto y septiembre; la de mayor riesgo para México es la octubre, por su proximidad al Caribe Mexicano. Se observa que el movimiento inicial es de mayor a menor altura.

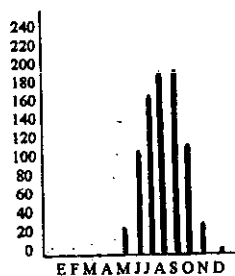
Poco numerosa, pero de importancia para México, es el “Corredor Costero” (trayectoria 5, de la figura 32), con rumbo NNO. De ésta llegan a derivarse las trayectorias que penetran a tierra (trayectoria 6, fig. 32). Los eventos sobre la Península de Baja California, Sonora, y Sinaloa están dentro de la influencia del atractor; éste induce al “Corredor Costero” a generar una rama alternativa continental, con rumbo N, y de ésta, una tercera opción con:

rumbo NE. Los huracanes que penetran por el Sur de Sinaloa (categorías menores a H4), muestran rango de direcciones N-NNE, y pueden prolongar su recorrido hasta la frontera Norte (con categoría 1; tormenta o depresión tropical), no obstante, su bajo número e intensidad, por su potencial de impacto, se observa como el "Corredor de Huracanes del Pacífico" en los estados del NO mexicano. Estas trayectorias sobre el Mapa Base siguen líneas de igual altura, o van de menor a mayor valor de atracción, permitiéndoles largos recorridos sin alterar su dirección, incluso en presencia de cordilleras.

Estadística:

Tabla 1. Eventos por mes del periodo de 1949/96 para el AREA DEL PACÍFICO; resalta septiembre como el "mes de huracanes".

MES	TT	H1	H2	H3	H4	H5	TOTAL
ENE	0	0	0	0	0	0	0
FEB	0	0	0	0	0	0	0
MAR	0	0	0	0	0	0	0
ABR	0	0	0	0	0	0	0
MAY	13	6	3	0	0	0	21
JUN	54	28	5	7	6	1	101
JUL	86	35	10	16	20	0	167
AGO	82	30	13	20	17	0	182
SEP	81	30	14	13	27	1	186
OCT	44	25	8	9	16	1	103
NOV	12	4	1	2	1	0	20
DIC	0	2	0	0	0	0	2
total	372	200	54	67	87	3	782



GRÁFICA EN BARRAS

Respecto de la superposición de eventos sobre el Mapa Base, cuando el recorrido inicial es costero de mayor a menor altura geodésica, y al recurrar al continente continúa descendiendo geodésicamente; la trayectoria combinada, océano abierto-continental, se alarga, igual que cuando esta viaja sobre una superficie de igual altura. Si esto no ocurre, es decir, si no viaja sobre una superficie de igual altura, la trayectoria es corta, como son los eventos que generados en el Istmo se dirigen a tierra en forma casi ortogonal a la costa, cuando al parecer no han adquirido el impulso necesario para remontar la pendiente, a menos que cambien de dirección (al Norte), para invertir el orden de alturas y alargar su recorrido.

En resumen: hasta aquí, los corredores están representadas sobre un "plano" (fig. 32), ahora, sólo con fines ilustrativos, se bosquejan sobre una vista del "Mapa Base Tridimensional" (fig. 33), donde las ramas del Pacífico del Este describen curvas de acuerdo con la forma de la depresión, la rama principal, casi paralela al ecuador, desciende por la pendiente más pronunciada, las otras (ONO y NO) urgidas por el atractor bordean el valor máximo. La trayectoria NO (costera), se mueve sobre la pendiente geodésica más suavizada, hasta la divisoria entre el mínimo gravitacional u ondulación de Centro América (CA), y la depresión del Pacífico (20° N) donde puede desviarse al NNO, y N, manteniéndose costeras los corredores NNO, y penetrando las de tendencia N. Para los eventos generados en el Golfo de Tehuantepec dirigiéndose al continente (NNE), deben remontar la ondulación de América Central, por lo que sus trayectorias son cortas, a menos que recurven a la izquierda de su movimiento y se desplacen pendiente abajo.

En éstos términos, en una superficie no plana, la distribución de las ondulaciones son debidas a diferentes valores de gravedad anómala; éstas depresiones y ondulaciones geodésicas influyen en las trayectorias de los cuerpos que se mueven sobre ellas, para abandonar las rutas de Coriolis, a causa de la pesantez ejercida por los centros de atracción gravitacional involucrados bajo la región, por lo tanto, se puede decir que, la superficie determinada por los máximos y mínimos gravitacionales son un factor de control permanente sobre el movimiento de los huracanes que, en "condiciones normales", (ausencia de zonas de baja o alta presión) el arreglo de las ramas, principal y secundarias, dependen del ángulo de entrada de la trayectoria a la depresión, es decir, del rumbo del evento identificado en la zona ciclogénica y el espacio "deformado" gravitacional.

TRAYECTORIAS MAR ADENTRO (vertiente del Pacífico). Cabe señalar el particular comportamiento de estas trayectorias, que presentan una tendencia general de huracanes que entran a tierra en el Noroeste de México, normalmente a partir de 20° Lat. N, con dirección NE, principalmente los costeros, aunque pocos, algunos han viajado por la parte más amplia del territorio y sus trayectorias iniciales son en dirección ("Corredor de

Huracanes del Pacífico”) NNO, curvándose para seguir en el rango de direcciones NE-NNE, tierra adentro, como se ve en las figuras 6 y 7.

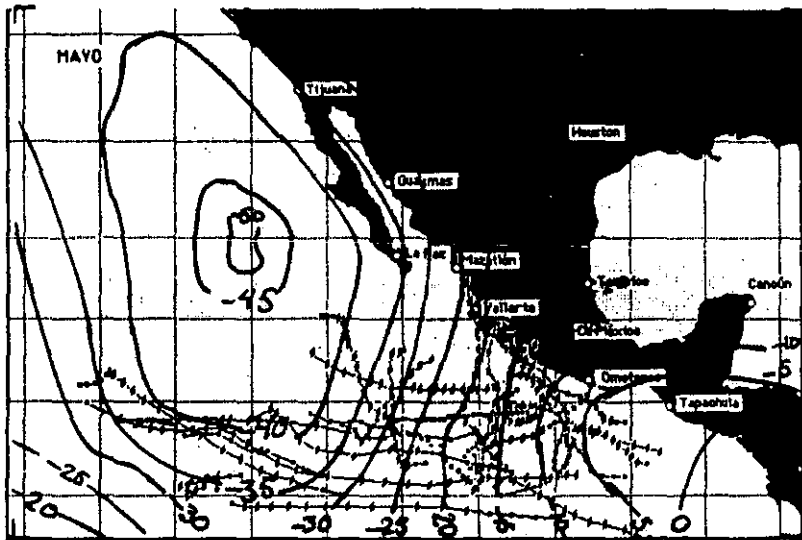


Figura 2. Acumulado de trayectorias de mayo (1949/96). Se inicia la temporada de huracanes para el Pacífico, aún no se han definido las tendencia de movimiento. La estadística muestra amenaza de las trayectorias a las costas desde Nayarit hasta Sinaloa.

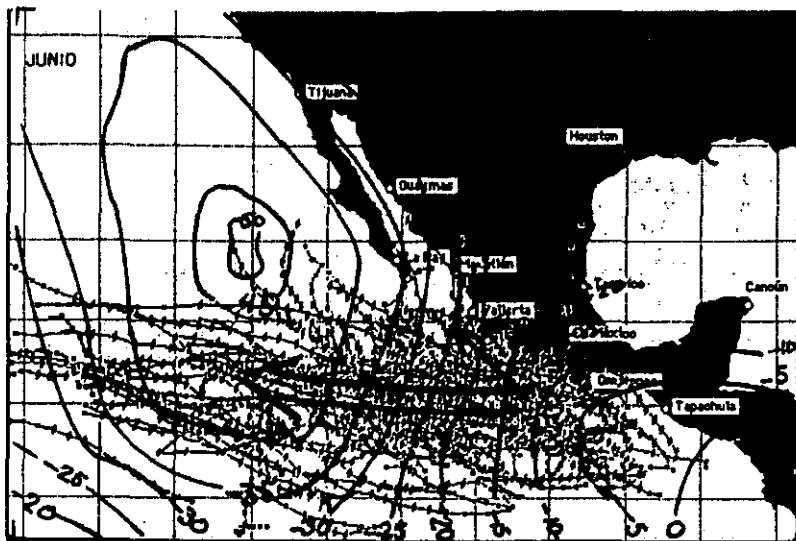


Figura 3. Acumulado de trayectorias de junio (1949/96), la tendencia principal es al Oeste (flecha gruesa), en menor número es al NNO (flecha delgada), en general son trayectorias costeras pueden penetrar al País. Se mueven de mayor a menor altura.

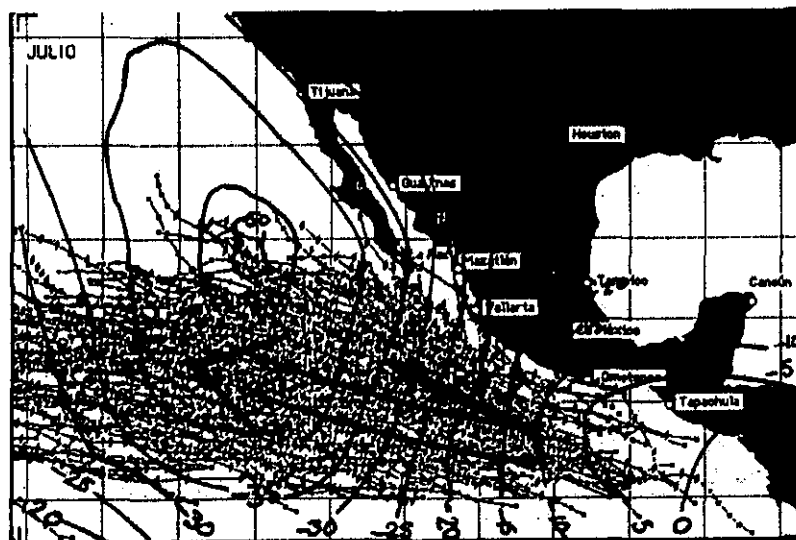


Figura 4.- Acumulado de trayectorias de julio (1949/96). La tendencia principal es al ONO (flecha gruesa), en menor número es al NNO (flecha delgada). Las trayectorias NNO, muestran alejamiento de la costa, por lo que la peligrosidad de llegar tierra dentro es menor respecto de junio. Se mueven de mayor a menor altura.

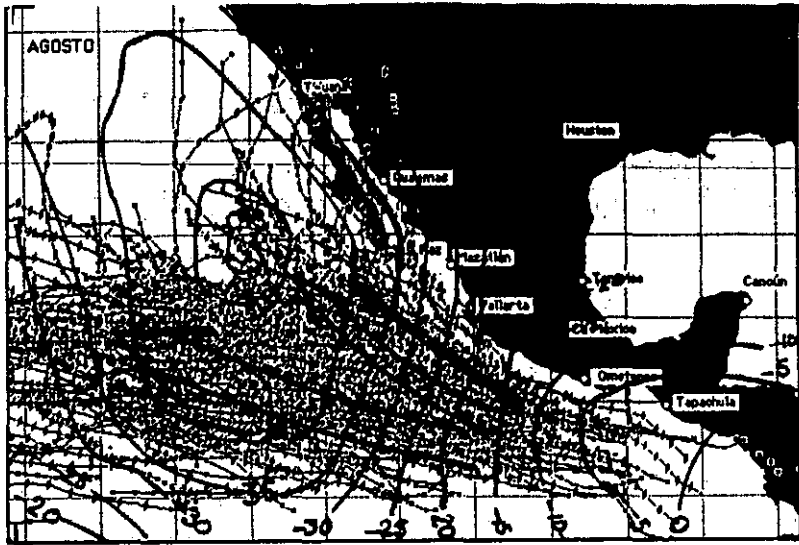


Figura 5.- Acumulado de trayectorias de agosto (1949/96). Aparecen tres tendencias, la principal es al ONO (flecha más gruesa), en menor número es NO (flecha menos gruesa) y la tercera, con marcado menor número de eventos, es al NNO (flecha delgada). Las trayectorias NNO son costeras, que en general se aproximan al territorio nacional a la altura de Mazatlán, siendo de peligro para los estados del noroeste. Se mueven de mayor a menor altura.

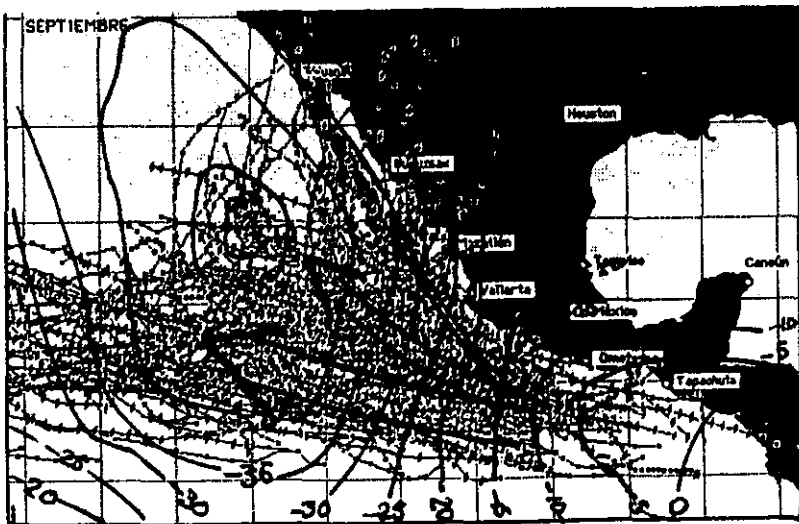


Figura 6.- Acumulado de trayectorias de septiembre (1949/96). Similar a agosto, muestra tres tendencias, la principal se conserva al ONO (flecha más gruesa), en mucho menor número la segunda, en dirección NNO (flecha menos gruesa), pero con marcada tendencia hacia el continente, amenazando a la Península; la tercera, similar en número de eventos que la anterior, en dirección NNO (flecha delgada), muestra una marcada tendencia hacia el País, amenazando penetrar desde las costas de Nayarit, que por estadística es el mes de peligro para el litoral del Pacífico.

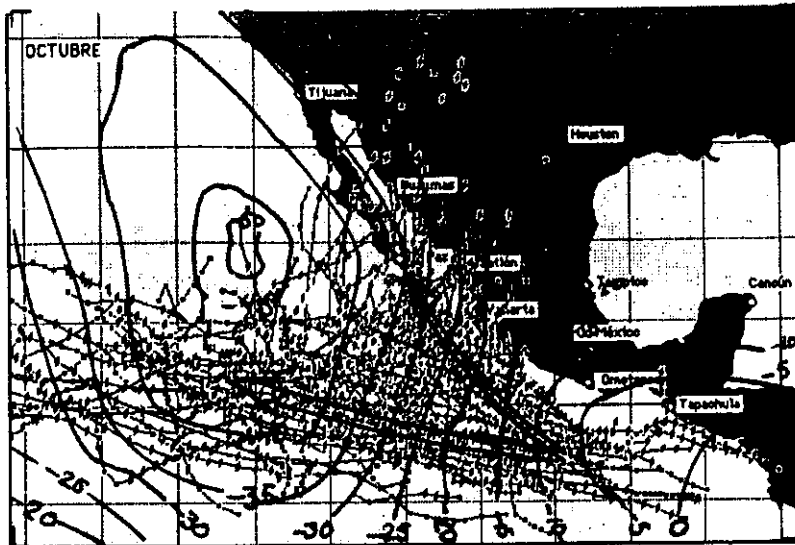


Figura 7.- Acumulado de trayectorias de octubre (1949/96). Son dos ramas; no hay tendencia principal, una es al ONO, en número similar, la segunda, al NNO; ésta en la mayoría de los eventos muestra clara tendencia de entrar al País, a partir de las costas de Guerrero, por lo tanto los meses de septiembre y octubre son los de mayor peligro para el litoral del pacífico mexicano.

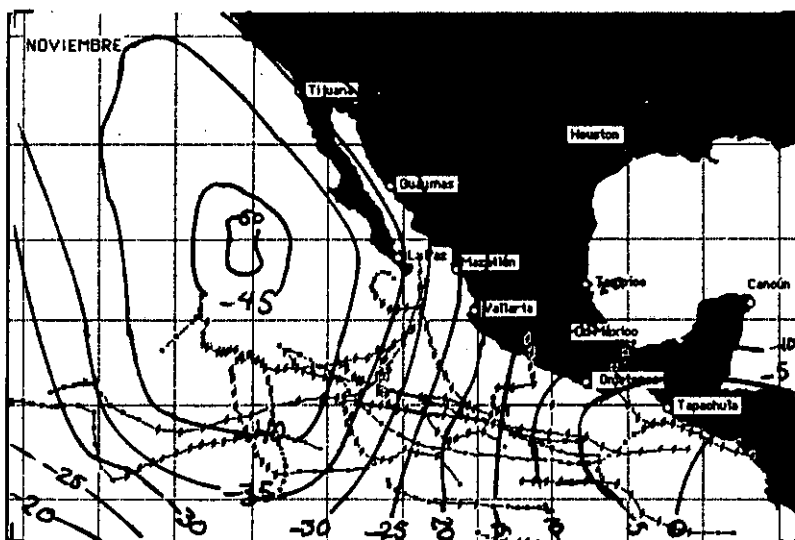


Figura 8. Acumulado de trayectorias de noviembre (1949/96). Finaliza la temporada de huracanes para el Pacífico; no hay tendencia definida, y pueden llegar a la costa desde Oaxaca hasta la Paz; este mes es de poco peligro para México.

ANÁLISIS DE TRAYECTORIAS DEL ATLÁNTICO. Se ha intentado zonificar "corredores" mediante trayectorias en el Golfo de México y Mar Caribe tomando la definición antes enunciada de corredor, y procediendo al igual que en el Pacífico se despliegan las trayectorias de la Base de Datos por estación, abriendo ventanas sobre las zonas ciclogénicas (fig.1), obteniéndose las figuras 9 -12.

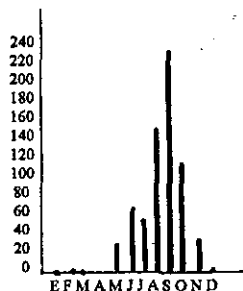
La Tabla 2 muestra, por mes y por categoría, el universo de eventos registrados en el Atlántico durante el periodo 1949/96, de los cuales, para fines de este trabajo, sólo se tomará la parte del Golfo de México y Mar Caribe, mostrándose la estadística correspondiente en la Tabla 3; estos eventos representan el 45% del total de huracanes de la región oriental.

Del análisis por meses por región de formación de sistemas, en la figura 9, se identifican las dos zonas ciclogénicas más conspicuas, observándose que las trayectorias forman un abanico regional. De la figura 10, se observa un gran número de trayectorias viajando dentro de la depresión para la zona ciclogénica situada al Este; para la zona ciclogénica al oriente de la península de Yucatán, los eventos se extienden tierra adentro. La figura 11, identifica la zonas ciclogénicas más destacadas en octubre. La zona situada al Norte de Caracas, muestra trayectorias casi rectilíneas; la otra zona identifica trayectorias con marcada tendencia al NNE. En la figura 12, se observa una gran número de eventos con tendencia hacia el norte, y algunos del este recurvan a la derecha, hacia equipotenciales de menor valor.

En los meses de mayor incidencia de huracanes se han omitido en las figuras, las Tormentas Tropicales y los huracanes categoría 1 y 2 para no sobresaturar el mapa.

Tabla 2. Estadística de eventos del periodo de 1949/96 (678 eventos) PARA EL ÁREA DEL ATLÁNTICO, GOLFO DE MÉXICO Y MAR CARIBE, destacándose septiembre como el mes de mayor actividad huracanica.

MES	TT	H1	H2	H3	H4	H5	TOT
ENE	1	0	0	0	0	0	1
FEB	1	0	0	0	0	0	1
MAR	0	0	1	0	0	0	1
ABR	0	0	0	0	0	0	0
MAY	12	1	1	1	1	0	15
JUN	41	12	8	3	1	0	65
JUL	26	15	3	3	0	1	48
AGO	55	25	17	23	16	7	143
SEP	83	37	27	38	30	12	227
OCT	36	30	18	10	13	1	108
NOV	10	15	2	1	1	1	30
DIC	3	1	0	0	0	0	4
total	244	132	198	77	14	22	678



GRÁFICA EN BARRAS

Tabla 3. Estadística de eventos registrados dentro del Golfo de México, y Mar Caribe.

EVENTO	GOLFO - CARIBE
	EVENTOS 1949/96
TT	108
H1	62
H2	26
H3	45
H4	43
H5	22
TOTAL	306

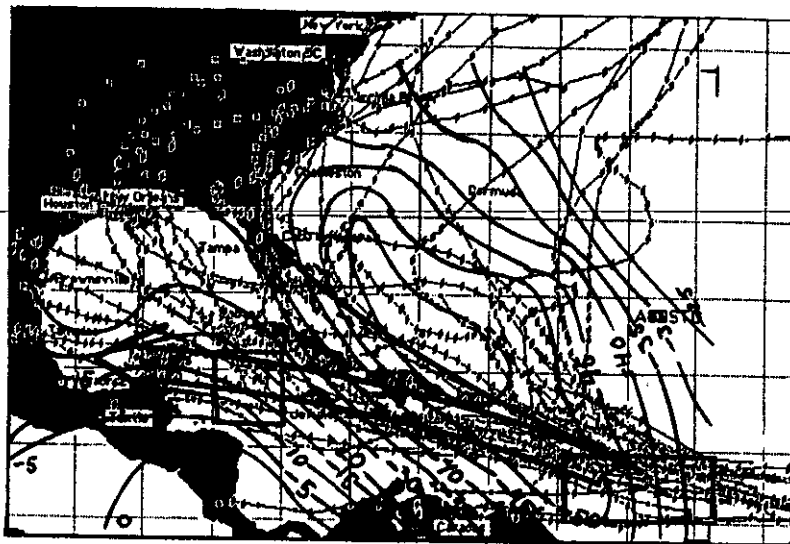


Figura 9. Se muestra el acumulado de trayectorias de agosto (1949/96) que cruzan las zonas definidas en la figura 1-A. La rama principal es al O (flecha más gruesa), en menor número una rama que recurva al N (flecha delgada). Las trayectorias pueden penetrar por todo el Golfo, desde la península de Yucatán. Cualquier evento que se forme o viaje por las zonas ciclogénicas, conforma un peligro potencial para el litoral del Atlántico

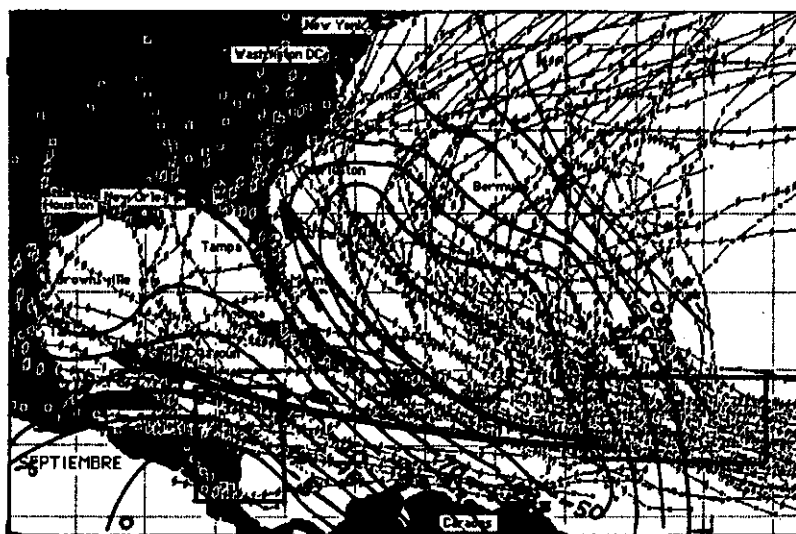


Figura 10. Se muestra el acumulado de trayectorias de septiembre (1949/96) que cruzan las zonas definidas en la figura 1-B. No se conforma una rama principal, la tendencia de los eventos que llegan a las islas del Caribe, es al O, penetrando al país por todo el Golfo, desde la península de Yucatán. El mayor número de eventos proviene del Oeste del Caribe, pero delínean a la derecha en la zona de la depresión. Este mes y el anterior, son los de mayor peligro para México.

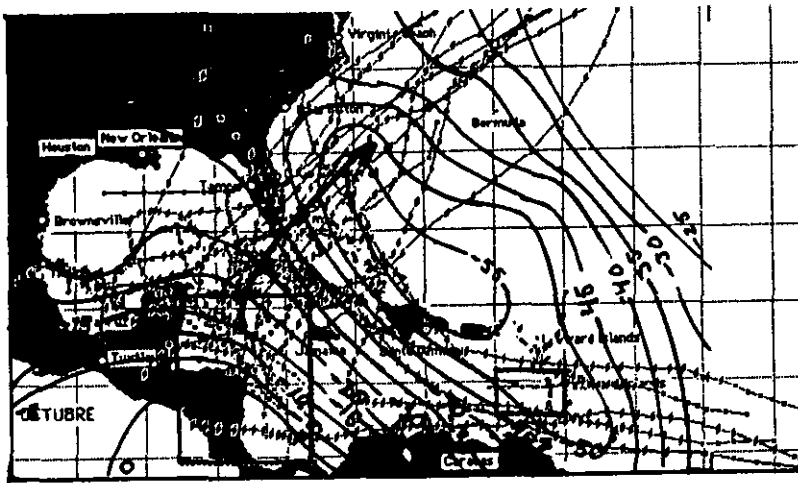


Figura 11. Se muestra el acumulado de trayectorias de octubre (1949/96), que cruzan las zonas definidas en la figura 1-C. No se conforma una rama principal, la tendencia de los eventos (flecha) es hacia la derecha, y son mínimos los que llegan a las costas de México; este mes es de poco peligro por huracanes.

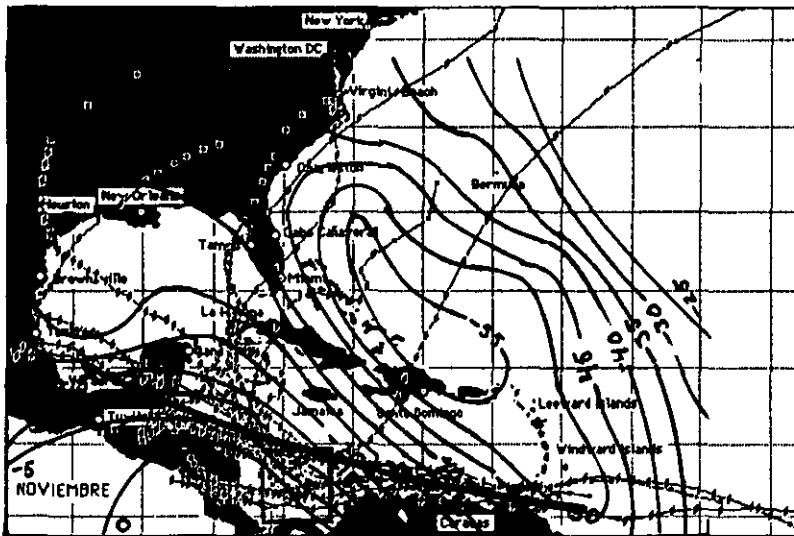


Figura 12. Se muestra el acumulado de trayectorias de noviembre (1949/96), que cruzan las zonas definidas en la figura 1-D. Se conforma una rama principal, cuyos eventos (flecha) llegan a las costas de México; este mes es de poco peligro por huracanes.

Originalmente, las trayectorias en dirección Oeste son ortogonales a las equipotenciales hasta la Latitud 70°. *Sobrepuestas al Mapa Base "plano"* (figura 33), las ramas numeradas de 1 a 5 (de Sur a Norte), la primera, casi paralela a los contornos de las equipotenciales en las cercanías del continente, curva a la izquierda, penetrando a tierra por el Este de la Península de Yucatán. La rama No.2, a diferencia de la primera, cambia a la derecha al salir de la Península, para entrar a tierra al norte de Veracruz. Estas dos ramas penetran a territorio mexicano. La rama No 3, casi paralela a la anterior hasta tocar la Península de Yucatán, declina a la derecha para entrar a tierra sobre el Estado de Texas. La rama No.4, subparalela a su anterior, empieza a curvar a la derecha al aproximarse a la isla de Cuba, pero a diferencia de la anterior, remarca la curvatura hasta describir una sección de helicoidal, de tal manera que entra a tierra al Oeste de la Península de Florida. La quinta rama (No. 5) mantiene su casiparalelismo con la anterior hasta la línea equipotencial de -40m, a partir de ahí marcadamente cambia a la derecha, pasando al Este de la Península de Florida.

Ahora las cinco ramas se muestran *superpuestas a la versión Tridimensional del Mapa Base*, como se muestra en la figura 33, para su discusión sobre una *superficie ondulante relativista*.

La rama 1 se desplaza por la parte sur de la depresión gravitacional - geodésica, al salir bordea la pendiente de la ondulación de Centroamérica, dirigiéndose hacia la Península de Yucatán, para continuar pendiente abajo, hacia Tabasco. La rama 2, originada un poco al norte de la anterior, viaja subparalela, dirigiéndose al continente después de cruzar la Península de Yucatán, deslizándose sobre una suave pendiente abajo, hasta la altura de Tamaulipas, donde encuentra una pendiente positiva, obligándolo a declinar a la derecha hacia Texas, pendiente abajo hacia la depresión. La pendiente a partir de Tamaulipas, es más sensible, por ello los eventos no entran a México al ser desviados hacia el atractor de esa vecindad. La tercera rama, subparalela a la anterior, sólo toca el extremo Este de la Península de Yucatán, se curva más que su anterior a la derecha, por la pendiente, manteniendo su trayectoria sobre la suave pendiente, por el Oeste de Texas. La cuarta

rama, se curva más, por ser mayormente marcada la pendiente de la depresión gravitacional - geodésica, manteniendo su movimiento en presencia de la pendiente suavizada. La quinta rama define una sección de elipse, por viajar sobre el extremo de la pendiente, su viaje bordea a la depresión gravitacional - geodésica, misma que actúa como peralte.

Se puede aseverar, a manera de conclusión, que la interpretación de las ramas sobre la representación Tridimensional del Mapa Base, se observa, evidenciando que la topografía gravitacional influye en el movimiento horizontal de los huracanes, por lo tanto, el efecto del Geoide se refleja en la trayectoria del Huracán.

Golfo de México y Mar Caribe, sobre el Mapa Base Tridimensional (fig.33) se analizan las trayectorias ilustradas en las figuras 9 - 12.

El Golfo de México, situado sobre una planicie de suave pendiente al norte, con una zona ciclogénica de relativa baja actividad, principalmente en septiembre (figura 11), es de interés por estar en la Sonda de Campeche. En el Mapa Base Tridimensional, se observa el Golfo ubicado en una ondulación que comprende Centroamérica (Sur del Golfo de México, Golfo de Tehuantepec y el Caribe), con alturas Geodésicas de 0 m a -15m, cuya depresión se extiende del Sur del Golfo, hasta el Sur de Tamaulipas, para formar parte de la ondulación (-10 a -20 m); el norte del Golfo corresponde a la pendiente de la depresión del Atlántico (-20m a -30m), extendiéndose hasta Florida. Comparativamente, la pendiente austral es más pronunciada que su correspondiente del Norte.

Es posible concluir que las ondulaciones de la superficie se manifiestan en el arreglo o en el concierto de las trayectorias de los huracanes y, a su vez, el meteoro huracánico es propenso de "caer" hacia los polos de atracción, a la vez que ha sido urgido por el espacio "deformado" relativista .

Las ramas (i.e. corredores) que se toman como tipo son expresiones observadas en los promedios estadísticos obtenidos del acervo de trayectorias de la base de datos; se muestran

en las figuras 2 a 12, del Pacífico y Atlántico, las cuales están representadas sobre el Mapa Base y que, comparadas con las referidas en la literatura internacional (fig. 7 a 9 del apéndice D), son semejantes.

TRAYECTORIAS TRANSCONTINENTALES. La inclinación geodésica de México se inicia sobre la ondulación de América Central, en la línea de -5 m, y termina en el NE en la línea de -25 m (fig. 32). Aunque los eventos son pocos, se analizan los más representativos, intentado zonificar las trayectorias siguiendo las curvas del vector posición tridimensional para establecer su paso al otro litoral.

TRAYECTORIAS DE EVENTOS QUE ENTRARON POR EL ATLÁNTICO

Cuando un evento arriba a otro litoral se agrega un nombre al original, separado por una diagonal. Como ejemplo se tiene el *Gert* (1993), que formado en el Atlántico salió al Pacífico como *Depresión Tropical (DT)*. En este caso fue la depresión tropical número 18, registrando su nombre en las estadísticas como *GERT/DT18*.

Dentro de este análisis se hace una descripción de algunos de ellos, citándose como extraordinarios: el *Gert*, que formado en el Caribe, viajó sobre Centroamérica cruzó la Península de Yucatán, para viajar sobre el Golfo, y después entrar al continente, al norte de Veracruz, en dirección oeste, moviéndose sobre las cordilleras, hasta el sur de Sinaloa, arribando al Pacífico como *Depresión Tropical (DT)*, la número 18; ya como DT recurva al NNO (fig. 13).

Fif/Orlene. Fifí, originado al norte de Caracas, con trayectoria casi rectilínea hasta el norte de Honduras, entra a continente en Belice y continúa casi rectilíneo sobre Chiapas, Oaxaca y sale al Pacífico por las costas de Guerrero, donde se le da el nombre de *Orlene*. Inicia en la isolínea de -35 m, dirección oeste, remontando hasta la isolínea de 0 m, donde se observa una curvatura a la izquierda, para descender con leve declinación a la derecha, pendiente abajo, hasta la isolínea de -15m (fig. 14).

TRAYECTORIAS DE EVENTOS QUE ENTRARON POR EL PACÍFICO

Rosa. Originado en el Golfo de Tehuantepec, con trayectoria inicial al oeste, forma casi un ángulo de 90° para dirigirse casi rectilíneo al norte franco, entrando a continente por las costas de Guerrero-Oaxaca; viaja sobre el macizo montañoso y el altiplano, hasta Nuevo León (fig. 15).

Cosme. Se formó en el Pacífico, alejado de las costas, entra a tierra cercano de Mazatlán, en dirección NE, viaja sobre el macizo montañoso hasta el norte de Coahuila. La trayectoria se inicia en la isolinia de -25 m, moviéndose hacia la isolinia de -20 m, muestra una ligera curvatura a la derecha para remontar hacia la isolinia de -20 m, y salir en línea recta hacia la isolinia de 25 m (fig. 15).

Simone. Formado en el Golfo de Tehuantepec, con trayectoria curva hacia el continente, entra a tierra por Chiapas y Oaxaca, continuando con la misma trayectoria para salir al Golfo de México al sur de Veracruz. Este evento presenta trayectoria curvilínea, que no se modifica, primero por ser muy corta, y segundo, por viajar por una pendiente muy suavizada hasta salir al Golfo (fig. 16).

A manera de exposición de resultados, se presentan en las figuras correspondientes los eventos particulares que cruzaron al otro litoral. Del análisis de estos resultados y sus descripciones interpretativas se puede tener la siguiente conclusión preliminar: **aparentemente, con estas trayectorias no se refleja la presencia del continente y su relieve, en cambio, sí se aprecia el ajuste de las trayectorias a las isolíneas del Geoide.**

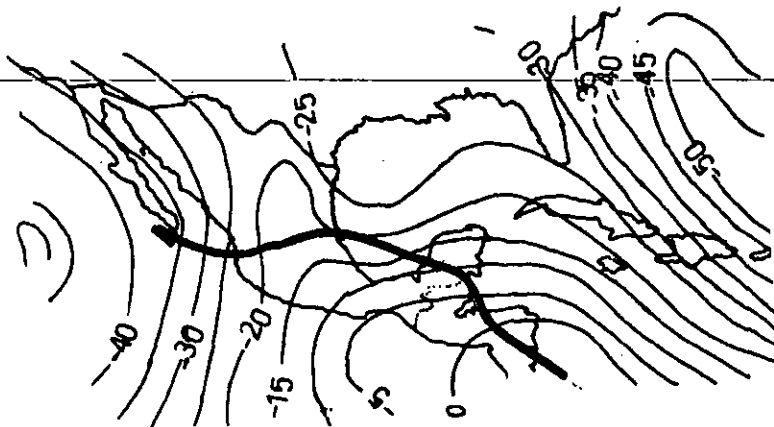


Figura 13. *GERT / DT 14E* (septiembre, 1990).- Se origina en la isolinea de 5m, deslizándose pendiente abajo hasta la isolinea de -20m, en forma de horquilla: es una especie de planicie, por lo cual *Gert* se mueve de manera casi rectilínea hasta la costa, de ahí, desliza a la derecha (de la dirección del movimiento) pendiente abajo actuado por la ondulación del Pacífico.

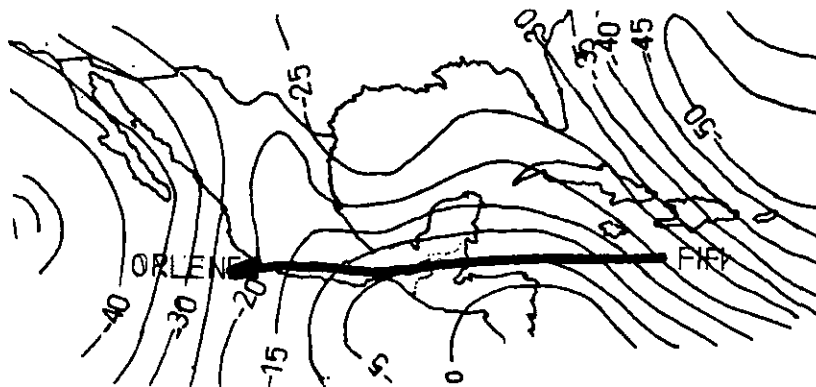


Figura 14.- *FIFI / ORLENE* (14 a 20 de septiembre, 1974). Remonta la pendiente de Centroamérica mostrando ligero curvamiento a la izquierda hasta la isolinea de 0m, continuando pendiente abajo con trayectoria ligeramente a la derecha hasta salir al pacífico con el nombre de *Orlene*.

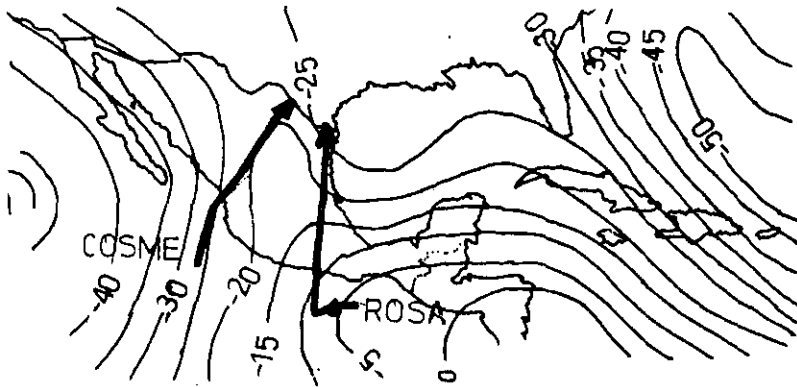


Figura 15 (COSME y ROSA).- Rosa (18 a 23 de junio, 1989), en el mar inicialmente viaja al oeste, en la vecindad de la isolínea de -10m, se desliza en línea recta al norte hasta la isolínea de -20m, sin mostrar algún curvamiento puesto que no remonta ninguna pendiente. Cosme (8 a 15 de octubre, 1994), en el mar viaja paralelo a la isolínea de -25m, mostrando un ligero curvamiento a la derecha para remontar a la isolínea de -20m, para salir en las cercanías de la isolínea de -25m.

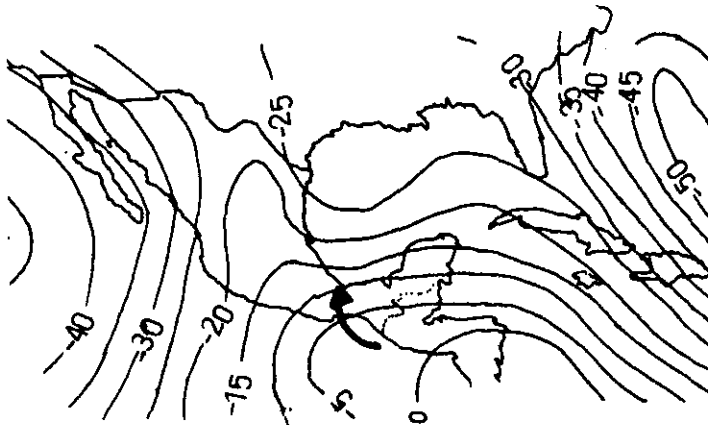


Figura 16.- Simone (11 a 13 de noviembre de 1961). La trayectoria va de costa a costa. Aunque es la parte más angosta de México, no se observa alteración de la misma por la presencia orográfica.

PRESENCIA DE FENÓMENOS NO GEODÉSICOS ANTE LA TRAYECTORIA NORMAL DE LOS HURACANES, TALES COMO EL NIÑO; ESTACIONAL; DE LA OROGRAFÍA; FUERZA DE CORIOLIS.

La presencia del fenómeno atmosférico global EL NIÑO, originado al Norte de Australia inicialmente como un “charco” de agua 5°C más cálida que el promedio de su entorno, se desplaza al Este formando una corriente cálida hasta acercarse a 100 km. de la costa de Perú, donde se bifurca, una rama viaja al norte y la otra al sur, debido al bloqueo continental y, en consecuencia, su calor es liberado a la atmósfera, generando una corriente cálida de aire estratosférico, la que cruza al Atlántico (fig. 17), convirtiéndolo en un fenómeno Oceano-Atmósfera (Gray. 1984).

En la región de estudio, el procedimiento seguido para un análisis comparativo, contempla los cambios de temperatura océano-atmósfera, tratando de identificar su presencia en las trayectorias de los Huracanes. Se eligió el NIÑO más intenso del siglo (82/83), y se compara contra los años sin NIÑO (86/87). La revisión estadística se resume en la Tabla 4.

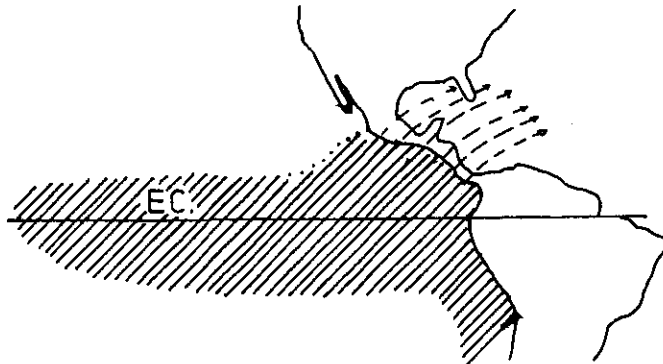


Figura 17.- Desviación del aire troposférico superior (~200mb) de flujos de viento, debidos al reforzamiento de convección en el Pacífico Tropical Este, en años de Niño moderado y fuerte. Patrones de viento (líneas a trazos) a partir de las anomalías del agua tibia del Pacífico Este (tomado de Gray, 1984).

RELACIÓN NIÑO-HURACANES (análisis por años con niño y años sin niño). Por estar fuera del contexto de este trabajo, se toca muy descriptivamente. Se observa del compositum de trayectorias, que en presencia de NIÑO, el número de huracanes es mayor en el Pacífico, y menor en el Atlántico (ver fig. 18 a 21), atribuible, probablemente, al incremento de temperatura del Océano Pacífico, favoreciendo la ciclogénesis, como se explica a continuación.

Por convección térmica libre se entiende al intercambio de calor entre una superficie caliente y una superficie fría, únicamente por diferencia de temperaturas. Trasladando el concepto a la ciclogénesis del Huracán éste se desarrolla por corrientes ascendentes de aire calentado por la superficie del mar, y corrientes descendentes de aire enfriado en la atmósfera superior. Durante el NIÑO, el Océano Pacífico es más cálido de lo normal, mientras que su atmósfera no experimenta cambio térmico, incrementándose la convección, y con ello la ciclogénesis, favoreciéndose el incremento en número e intensidad de los huracanes en presencia de EL NIÑO; no obstante, se presume que este fenómeno no altera las trayectorias de los huracanes.

La tabla 4 resume el trabajo de varios autores sobre la presencia de El NIÑO, algunos de ellos, como Wang Shaowu (1998), no los clasifica por intensidad. El promedio decadal de este fenómeno es de 4.6 eventos, es decir, se presenta en alguna de sus categorías cada dos años. Es de notarse que a partir de la década del 70 ha aumentado el registro tanto del fenómeno de EL NIÑO, como la cantidad de huracanes (en el Pacífico), lo cual se atribuye a la mayor atención por parte de los Estados Unidos de Norteamérica al estudio y registro de EL NIÑO y a los huracanes del Pacífico; éstos promedian 5.2 huracanes más en el Pacífico en presencia de EL NIÑO de cualquier intensidad.

El número de huracanes del Atlántico (Gray, 1984) se completó hasta 1997 con el Fuerza 12, y con el mismo se obtuvo el número de huracanes para el Pacífico.

Tabla 4. Orden de las temporadas de huracanes y eventos EL NIÑO, periodo 1950 / 97.

AÑO	NIÑO	CANTIDAD (CANT) Y CATEGORÍA DE HURACANES											
		PACÍFICO					ATLÁNTICO						
		CANT	1	2	3	4	5	CANT	1	2	3	4	5
1950		6	6					11	1	2	5	2	1
1951	niño ++	2	2					8	2	1	3	1	1
1952	Moderado	3	3					6	1	2	2	1	
1953	Moderado	2	2					6	1	1	3	1	
1954		4	4					8	3	3	1	1	
1955		2	2					9	2	2	4	1	
1956		7	7					4	2	0	1	1	
1957	Fuerte	9	6	1	1	1		3	1	0	0	2	
1958	Fuerte	5	4	1				7	2	0	2	2	1
1959		5	2	0	0	1	2	7	5	0	1	1	
1960		5	5					4	1	1	0	0	2
1961		2	2					8	1	0	3	2	2
1962		2	2					3	0	2	1		
1963	niño++	4	4					7	2	3	1	1	
1964		1	1					6	0	0	2	4	
1965	Moderado	1	1					4	2	1	0	1	
1966		7	7					7	4	0	2	1	
1967		7	6	0	0	1		6	4	1	0	0	1
1968	niño++	6	6					5	5				
1969	Débil	4	4					12	5	2	4	0	1
1970		5	2	3				5	2	1	2		
1971		12	2	4	5	1		6	4	1	0	0	1
1972	Fuerte	9	2	2	4	1		3	2	1			
1973	Fuerte	7	2	2	2	1		4	3	0	1		
1974		11	7	1	2	1		4	1	1	1	1	
1975	Moderado	9	4	1	2	2		6	1	2	2	1	
1976	Moderado	9	3	1	1	4		6	2	2	2		
1977	Moderado	4	3	1				5	4	0	0	0	1
1978	Moderado	14	5	2	2	3		5	2	1	0	2	
1979		6	1	1	2	2		6	3	1	0	1	1
1980		7	2	2	2	1		9	4	3	1	0	1
1981		8	6	1	1			7	3	1	2	1	
1982	Fuerte	12	5	2	4	1		2	1	0	0	1	
1983	Fuerte	12	2	2	3	5		3	2	0	1		
1984		13	3	3	3	4		5	3	1	0	1	
1985		13	4	1	5	3		7	4	0	2	1	
1986	Moderado*	9	5	1	0	3		4	3	1			
1987	Moderado*	10	3	3	2	2		3	2	0	1		
1988		7	2	2	1	2		6	3	0	0	2	1
1989		9	5	0	2	2		7	3	2	0	1	
1990		16	9	1	2	4		8	5	2	1		
1991	Moderado*	9	3	1	3	2		4	1	1	1	1	
1992		14	4	3	1	6		4	3	0	0	1	
1993		10	1	1	3	5		2	1	0	1		
1994	Moderado*	8	2	2	1	3		3	2	1			
1995		7	3	1	1	2		12	5	3	1	3	
1996		3	1	1	0	1		9	3	0	4	2	
1997	Fuerte	9	1	1	1	4	2	3	2	0	1		

Gray, 1984; Fuerza 12, 1998.

* Gonzalo Hurtado, 1996. Estadísticas de la Sequía Meteorológica en Colombia. IV Congreso Colombiano de Meteorología. Memorias.

++ Wang Shaowu, 1998. Aspectos Históricos de los Eventos del ENOS. Departamento de Geofísica. Universidad de Pekín, China. No clasifica la intensidad del evento. Para mayor información <http://www.wmo.ch>.

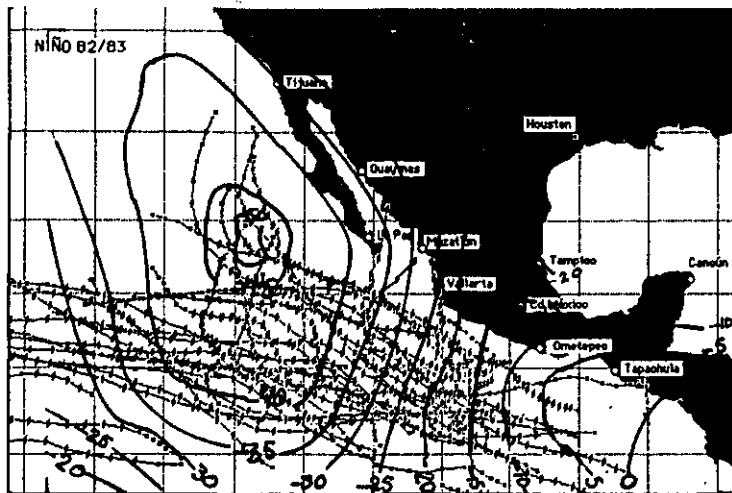


Figura 18.- Se muestra el acumulado de trayectorias correspondientes al Niño más intenso del siglo (1982/83). La tendencia de las trayectorias no presenta ningún cambio respecto de los acumulados en las figuras 2 a 8.

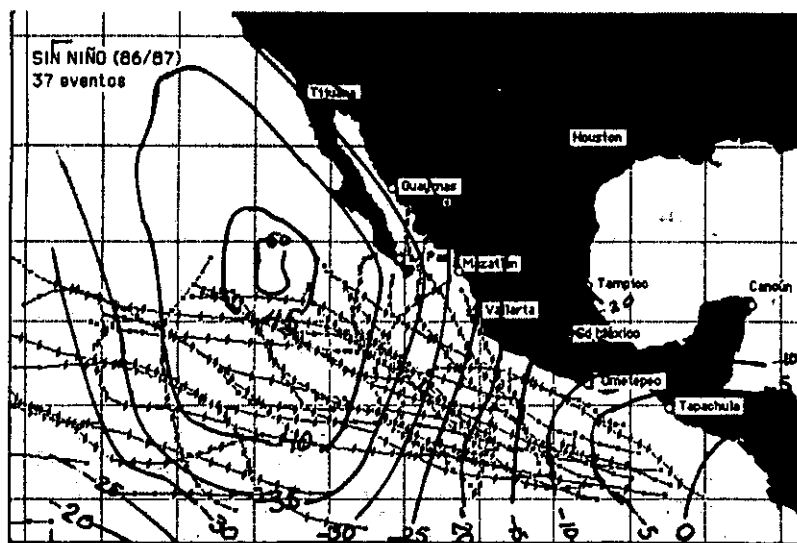


Figura 19.- Se muestra el acumulado de trayectorias en ausencia de EL NIÑO (1986/87). La tendencia de las trayectorias no presenta ningún cambio respecto de los acumulados de las figuras 2 a 8. Comparativamente, se observan menos eventos que en presencia de EL NIÑO.

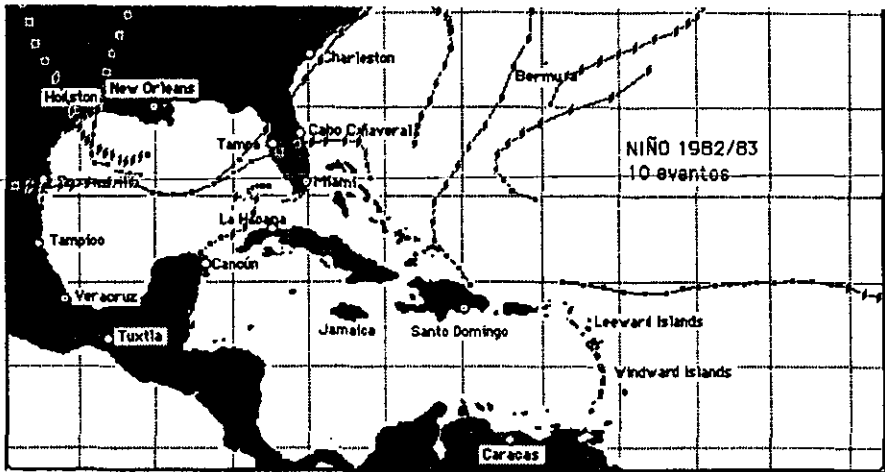


Figura 20.- Se muestra el acumulado de trayectorias correspondientes a EL NIÑO más intenso del siglo (1982/83), la tendencia de las trayectorias no presenta ningún cambio respecto de los acumulados de las figuras 9 a 12.

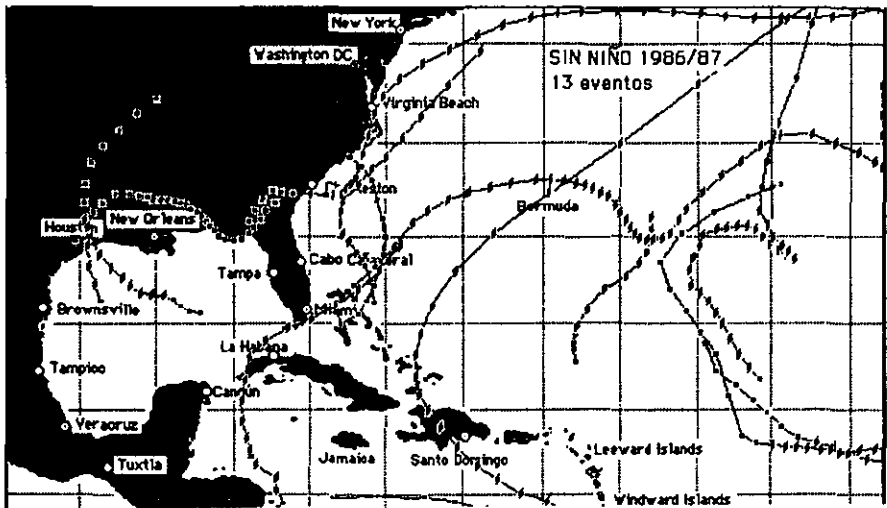


Figura 21.- Se muestra el acumulado de trayectorias en ausencia de EL NIÑO (1986/87), la tendencia de las trayectorias no presenta ningún cambio respecto de los acumulados de las figura 9 a 12. Comparativamente, se observan más eventos que en presencia de EL NIÑO.

OCURRENCIA DEL CAMBIO ESTACIONAL. De acuerdo con Pexioto y colaboradores (1992), el momento angular del sistema Tierra - Atmósfera - Océano permanece constante a través de todo el año (apéndice D), por lo tanto, la estación sólo determina las regiones ciclogénicas que pueden quedar más o menos cercanas a los atractores (fig.1). De las figuras 22 a 27 se puede determinar que la estación no modifica la trayectoria en sí, sólo determina la ubicación del evento en el espacio en el verano y otoño.

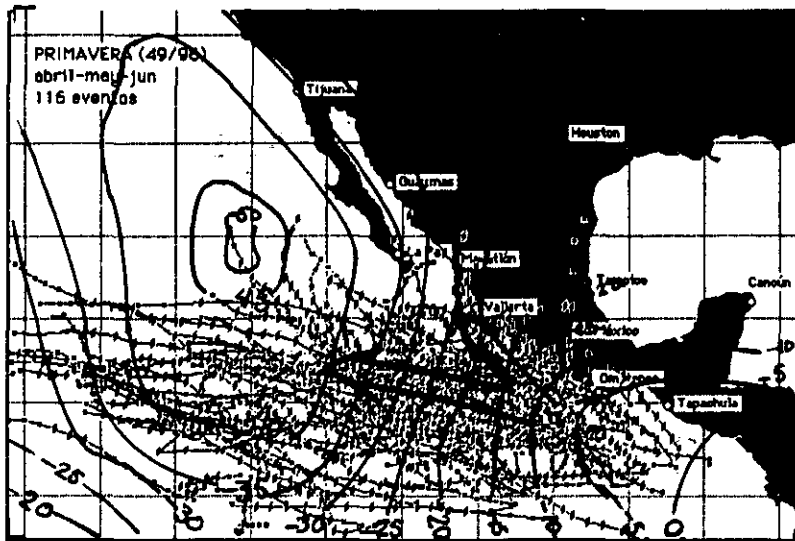


Figura 22.- Acumulado de trayectorias de primavera (1949/96), 116 eventos registrados. La rama principal es al ONO, la secundaria NNO, principalmente son eventos costeros, penetrando un poco a tierra, siendo ésta la estación de peligro para las costas de Guerrero - Oaxaca, principalmente.

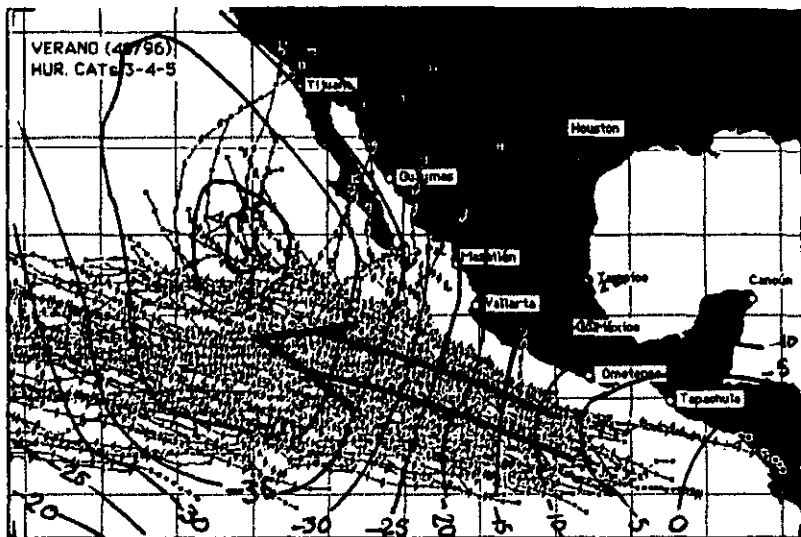


Figura 23.- Acumulado de trayectorias de verano (1949/96), se muestran huracanes categorías 3-4-5, para no sobresaturar la figura. Es sólo una rama, al ONO, en su mayoría se alejan de las costas, únicamente algunos curvan a la derecha y penetran en el NO mexicano; en general, es la estación de peligro para el NO mexicano.

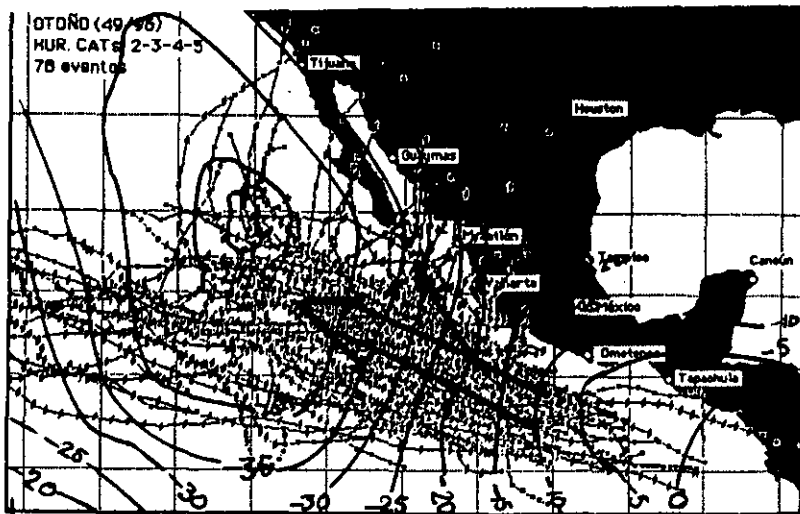


Figura 24.- Acumulado de trayectorias de otoño (1949/96), se presentan huracanes categorías 2-3-4-5 para no sobresaturar la figura. Es una rama principal en dirección NO, los eventos aparecen más cercanos al litoral que en verano, y es notorio cómo algunos curvan a la derecha, penetrando a tierra a partir de los litorales de Jalisco hasta los de Sinaloa, principalmente, por lo cual es la estación de peligro para esta parte del país.

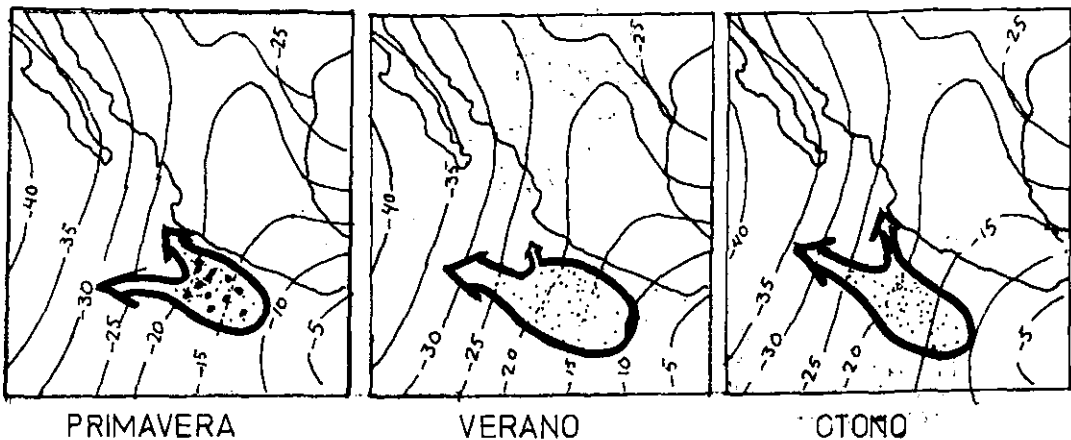


Figura 25.- Integración por estación (1949/96), se muestra que las trayectorias son más o menos próximas a las costas dependiendo de la estación y que la tendencia futura va de mayor a menor altura, por lo tanto la estación no modifica la trayectoria.

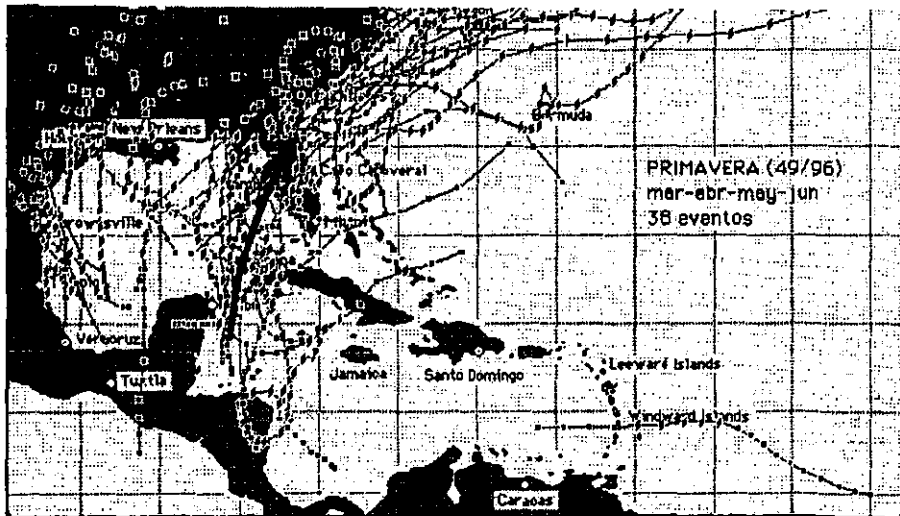


Figura 26.- Acumulado de trayectorias de primavera (1949/96), se omiten las tormentas tropicales y los huracanes categoría uno, para no saturar la figura; la rama principal (flecha gruesa) presenta marcada curvatura a la derecha; la segunda rama, con menos eventos, también curva a la derecha, pero afecta las costas de México, a partir de Veracruz, hasta Tamaulipas, por ello es una estación de peligro para el Golfo.

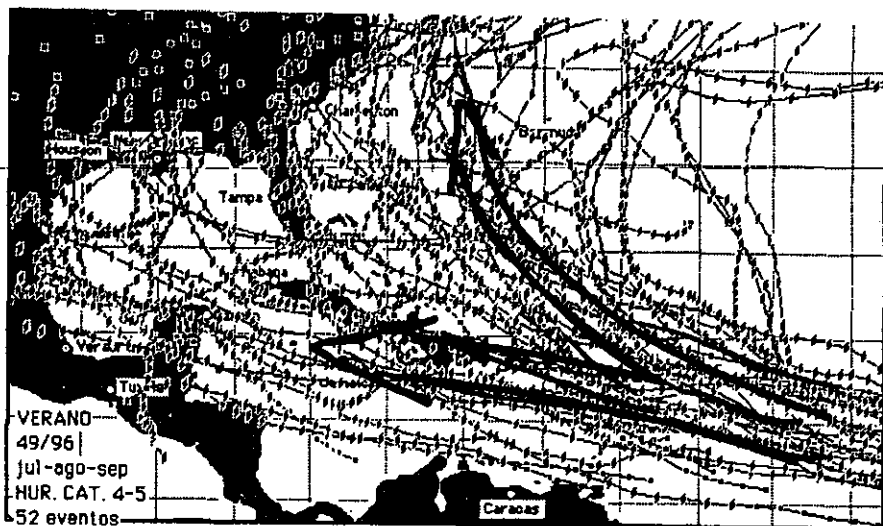


Figura 27.- Acumulado de trayectorias de verano (1949/96), huracanes categorías 4-5, para no sobresaturar la figura. Se aprecian dos ramas, una en dirección ONO, cuyos eventos arriban a las costas del Atlántico, mexicano, principalmente afectando la Península de Yucatán, la segunda, con más eventos, curva marcadamente a la derecha. Esta estación es de peligro para México.

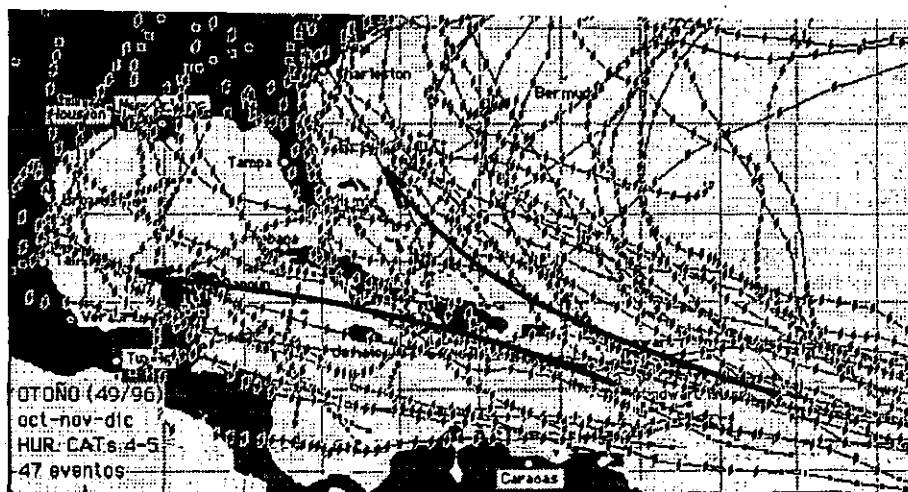


Figura 28.- Acumulado de trayectorias de otoño (1949/96), huracanes categorías 4-5, para no sobresaturar la figura. No es clara la tendencia, pero en general los que afectan a México viajan en dirección ONO, siendo la Península de Yucatán la más afectada; una segunda tendencia es la rama que curva marcadamente a la derecha. Se concluye que cualquier evento en el Atlántico es de peligro potencial para el Caribe y Golfo de México.

PRESENCIA OROGRÁFICA. La figura 30 ejemplifica los cambios que sufre una parcela de masa insuficiente para ser actuada gravitacionalmente, al viajar sobre un obstáculo orográfico asciende por la mínima pendiente, curvándose en un sentido, y desciende por la mínima pendiente curvándose en sentido contrario, y llega al otro lado, desplazado del lineamiento de la trayectoria inicial, reflejándose el obstáculo en las curvas de ascenso y descenso y en la morfología, más evidentes cuanto mayor sea el obstáculo.

El Huracán es una parcela con suficiente masa para ser actuado gravitacionalmente por las anomalías de densidad subyacentes, por ello el efecto de la topografía superficial no se refleja en la trayectoria, puesto que está compensada en el Geoide por Isostasia (Apéndice D), permitiendo al Huracán deslizarse sobre las Geodésicas (curvas de mínima pendiente), aparentemente ajeno a la rugosidad superficial (trayectorias transcontinentales).

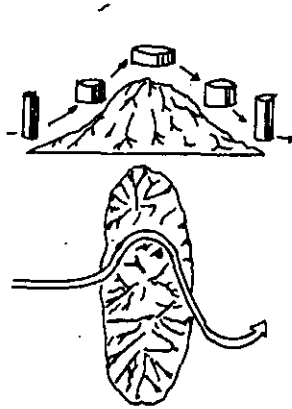


Figura 29.- Se muestra la evolución de una “alta” y una “baja” presión, a través de un flujo del oeste sobre una barrera orográfica (Lesille, 1989). Cuando el cuerpo o parcela no tiene masa suficiente para ser actuado gravitacionalmente por la anomalía de gravedad subyacente, su trayectoria es alterada por la topografía superficial, pero el sentido de la trayectoria no se modifica, puesto que la trayectoria de salida es paralela a de entrada.

FRICCIÓN. En la atmósfera, la “capa de fricción” se considera hasta 600 m sobre el nivel medio del suelo, arriba de éste nivel se le llama atmósfera libre y la fricción se asume como despreciable para el movimiento del aire. La base de las nubes del huracán están en la

atmósfera libre, entre 500 y 700 m sobre el nivel medio del suelo, por lo tanto, la *fricción* con el suelo se *considera despreciable*.

Formalmente, de Holton (1979), el momento angular absoluto de una parcela individual de aire (el huracán es la parcela de aire) puede cambiarse solamente por momentos de torsión debidas al gradiente de presión en la horizontal, y a la fuerza de viscosidad. Entonces, la segunda ley de Newton en su forma para el momento angular es:

$$\frac{d\mu}{dt} = -\frac{a \cos \phi}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{a \cos \phi}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

<p>μ = momento angular por unidad de masa. t = tiempo. ϕ = latitud. ρ = densidad. p = energía potencial disponible.</p>	<p>a = constante τ_x = fuerza friccional debido al corte horizontal, x (la cual se considera despreciable). z = altura x = horizontal.</p>
--	---

donde ésta asume que el esfuerzo de la viscosidad horizontal es despreciable comparado con los esfuerzos verticales.

COLISIONES. Se muestra que el huracán *colisiona inelásticamente* contra el suelo, y que ésta colisión no altera la trayectoria. Landau (1979), define un choque o colisión como un proceso de interacción entre dos cuerpos, y **no literalmente como el contacto entre ellos**. Al pasar los cuerpos uno cerca del otro interaccionan entre sí, y como resultado de ello pueden surgir nuevos cuerpos. Cuando el choque es acompañado de variación del estado interno de los cuerpos, se denomina *inelástico*, en condiciones habituales los choques casi siempre son *inelásticos* en mayor o menor grado, aunque sólo sea porque van acompañados de cierto calentamiento. En una *colisión inelástica central* (en el sistema de centro de masas), la energía de la partícula que embiste, no varía a resultas del choque, permanece el valor absoluto de la velocidad de la partícula, y cuando dos partículas *chocan inelásticamente*, como resultado del mismo, ambas partículas se desplazarán a lo largo de una misma recta, que coincidirá con la dirección de la partícula que embiste, es decir, la partícula que embiste continuará desplazándose en el mismo sentido (Landau, 1979).

En la colisión huracán - suelo, el huracán es quién embiste, y se observan directamente algunos cambios en él, entre los más evidentes está su dimensión y forma, la precipitación, que es un nuevo cuerpo, aumento de la temperatura potencial y la intensidad de los vientos. En cuanto al suelo, poco sensible a los cambios en la superficie, la evidencia es la erosión por la lluvia y viento, pérdida de la cubierta vegetal y modificación de la costa, entre otros. Analizando centralmente (en el ojo del huracán), como se ha hecho durante el desarrollo del trabajo, al chocar la velocidad absoluta del huracán no evidencia cambio al entrar a tierra, continúa moviéndose en el mismo sentido.

Otro tipo de cambios durante la colisión se manifiestan como nuevos cuerpos, ó núcleos nubosos, o bien, pueden ser la disipación de los ya existentes; éstos núcleos formándose y disipándose se identifican como ondas internas de periodo corto. George Ch. (1997), mostró que el huracán está protegido contra las pérdidas de energía por ondas internas de períodos cortos, es decir, conserva su energía interna. Lo demostrado por Landau (1979) y por George Ch. (1997) se toman como argumentos en favor de que la presencia orográfica, no es un obstáculo para la trayectoria de los huracanes.

A continuación se presentan, en una sola expresión, los factores que determinan la trayectoria del Huracán dentro de las ondulaciones del Geoide; y posteriormente se deduce la fórmula para cuantificar la **DEFLEXIÓN DEBIDA A LA FUERZA DE CORIOLIS** a diferentes latitudes y velocidades del Huracán

Fundamentalmente la proyección de la trayectoria sobre la superficie no lisa del Geoide, se resume en la expresión siguiente:

$$Tray = \frac{\frac{\mathfrak{S}}{AtrGra}}{\frac{\angle}{FzaCor}}$$

Try = Trayectoria,

\mathfrak{S} = Pendiente de la superficie o ángulo cenital,

\angle = Ángulo inicial o acimutal,

AtrGra = Atractor Gravitacional radial,

FzaCor = Fuerza de CORIOLIS.

El denominador [$\angle/FzaCor$], es la Fuerza de CORIOLIS aplicada a un ángulo acimutal inicial, expresa las posibles direcciones iniciales (DI) dentro del campo de fuerza unidireccional (CORIOLIS). El numerador [$\Im/AtrGRA$] es el Atractor Gravitacional (constante) aplicado al ángulo cenital (\Im), si $\Im=90^\circ$ se trata de un cono de radio cero y el movimiento es de caída libre; y si $\Im=0^\circ$ es un cono de pendiente cero es un plano (radio infinito), por lo tanto este término es la Intensidad del Atractor (InAtr).

Aplicando DI a la InAtr se obtiene el conjunto de trayectorias sobre una superficie de atractores radiales o paralelos

$$try = \left\{ \frac{InAtr}{DI} \right\}$$

Tomando en cuenta la rotación de la Tierra ($\Omega=7.29$ rad/seg) y al ciclón como partícula moviéndose horizontalmente a determinada distancia (u), con velocidad (v), en la latitud (ϕ), durante un tiempo (t), se deducirá la fórmula para obtener la deflexión (x) kilómetros que experimentará el ciclón durante su recorrido debido a la Fuerza de Coriolis.

De la fórmula de la fuerza de CORIOLIS: $(du/dt)= 2\Omega v \text{sen}\phi - 2\Omega w \text{cos}\phi$, y eliminando la componente vertical $2\Omega w \text{cos}\phi$, queda: $du=(2\Omega v \text{sen}\phi)dt$, integrando en u, y en t,

$$\int_0^u dU = \int_0^t 2\Omega v \text{sen}\phi dt$$

x = deflexión de la trayectoria (en km).
 Ω = rotación de la Tierra.
v = velocidad del Huracán.

ϕ = latitud a la que se encuentra el Huracán.
t = tiempo que dura moviéndose el Huracán.

donde: $u= 2\Omega v \text{sen}\phi t = dx/dt$, entonces $dx/dt= 2\Omega v \text{sen}\phi t$; despejando dx, se tiene $dx=2\Omega v \text{sen}\phi t dt$, entonces se puede integrar en x y en t

$$\int_0^x dx = \int_0^t 2\Omega v \text{sen}\phi t dt$$

de donde: $x = (2\Omega v \sin\phi t^2/2)$, que es la fórmula para obtener la deflexión de la trayectoria debido a la rotación de la Tierra.

Aplicando la fórmula a diferentes velocidades (v) y latitudes (φ), en un recorrido aproximado de 1,000 km en tres días (t), se obtiene la tabla 5 (la deflexión está en km), en este caso, si el rango de velocidad es de 20 Km/h a 25 km/h a 25 km/h, registrándose extraordinariamente de 40 km/h a 50 km/h, esto sólo unas horas, a los 10° Lat. Norte, a 20° Lat, en contraposición puede permanecer estacionado, igualmente por espacio de horas, en este caso el efecto de Coriolis es nulo.

Del ejemplo anterior, la deflexión de la trayectoria por rotación de la Tierra, es insignificante, sobre todo para eventos entre 10° y 30° Lat N, por lo que la desviación a la derecha del movimiento se debe principalmente a la atracción gravitacional.

El análisis muestra también que la forma de la trayectoria es función del ángulo de "entrada" respecto de la posición y magnitud de la ondulación, y la trayectoria es determinada por la ubicación de la zona ciclogénica, consabida para la época del año (fig. 1).

TABLA 5. Deflexión horizontal en kilómetros para un Huracán moviéndose a diferentes velocidades, en diferentes latitudes.

VEL km/h	LATITUD				
	10°	20°	30°	40°	52°
10	17.6	35.2	52.8	70.4	88.0
20	35.2	70.4	105.6	140.9	176.1
30	51.8	103.6	155.4	207.2	259.0
40	66.3	132.6	198.9	265.2	331.5
50	78.7	157.4	236.1	314.8	393.5

DISTRIBUCIÓN DE MASAS ATMOSFÉRICAS EN TÉRMINOS DE PRESIÓN (Pexioto, 1992). Un ciclón tropical es una perturbación, es decir, perturba a la circulación normal de la atmósfera, la cual trata de regresar a su estado original. La atmósfera inmediata a la superficie es prácticamente equivalente a la presión media a nivel del mar, comúnmente

usada en las cartas de análisis sinóptico, y éstas se emplean para seguimiento de sistemas meteorológicos.

La figura 30 representa las condiciones medias de presión en superficie, donde se observa que los grandes anticiclones (circulación en sentido de las manecillas del reloj), coinciden con las depresiones geodésicas.

BALANCE DE AGUA ATMOSFÉRICA (Pexioto, 1992). El ciclo de la circulación general se observa en los mapas de flujo de humedad atmosférica, integrada verticalmente en términos del campo vectorial \bar{Q} , conocidos como escurrimientos aéreos, como se muestran en la figura 31. Hipotéticamente, las líneas son trazas prevalentes de vapor de agua en la atmósfera. Los mapas de \bar{Q} , son un buen indicativo de los movimientos prevalentes principales de las masas de aire en la atmósfera, siendo notorio, como estas circulaciones, coinciden con las depresiones geodésicas.

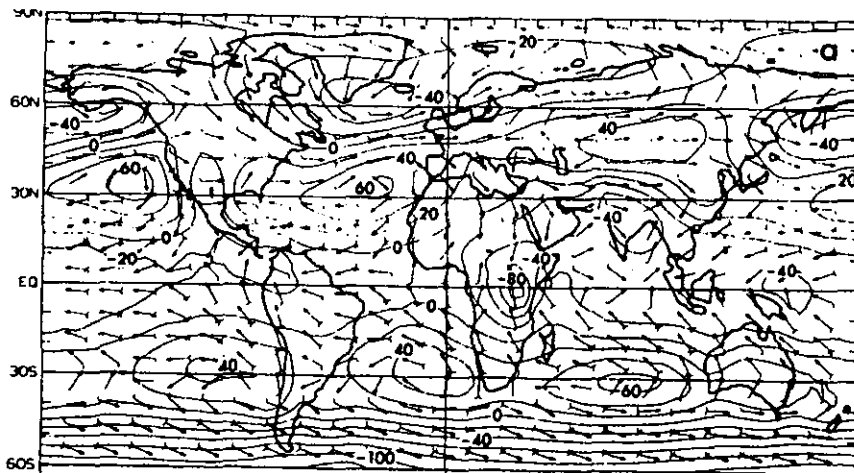


Figura 30. Distribución global de las líneas de flujo de viento superficial, equivalente a la presión media a nivel del mar (1963-73), cada raya de la flecha, corresponde a 2 ms^{-1} (Pexioto, 1992). Se hace notar que las depresiones geodésicas, están reflejadas en los anticiclones semipermanentes del Pacífico y Atlántico.

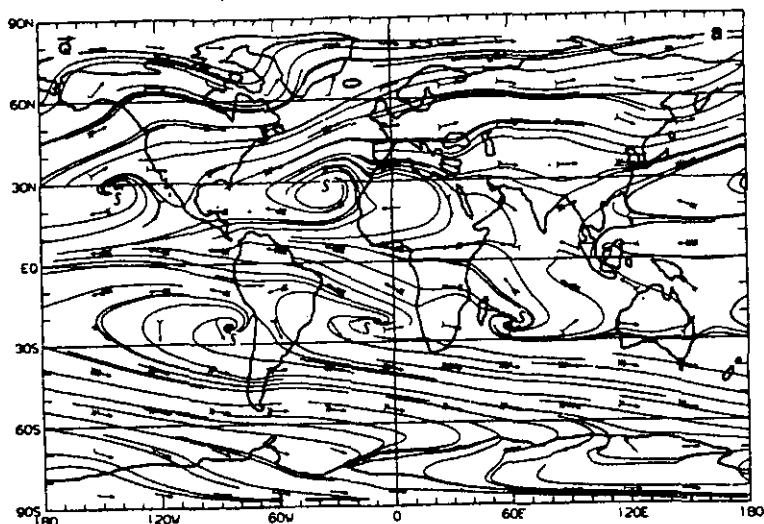


Figura 31. Distribución global anual de escurrimiento aéreo total Q , y algunas líneas de flujo; cada línea de las flechas indica un valor de $2 \text{ ms}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$ (Pexioto, 1992). Es notoria la coincidencia de los flujos prevalectentes, con las depresiones geodésicas.

En resumen, la proyección global de las trayectorias queda definida por la época del año y la vecindad a los centros de atracción gravitacional, y de éstos por su magnitud y forma. Por lo tanto, la "topografía" gravitacional de la superficie ondulante controla y acusa las formas de las trayectorias y su distribución.

Como se muestra en la tabla 5, y en las tablas 1 a 5 (p.p. 157, 158), la presencia de la aceleración de Coriolis es poco significativa; EL NIÑO y la orografía tampoco se reflejan en la estadística de las trayectorias, por lo tanto, éstas presencias no geodésicas, no modifican globalmente a las trayectorias.

En cuanto a las corrientes superficiales de aire, seco y húmedo, son ellas quienes reflejan la presencia de los atractores gravitacionales, las corrientes son alteradas localmente en espacio y tiempo por la presencia de un Huracán y no influyen en su trayectoria, puesto que su norma de circulación es acorde con el atractor gravitacional.

Se puede concluir que la presencia y la forma de los combamientos y depresiones, sacan de su trayectoria virtual al Huracán, y que éstas describen el paso del Huracán de mayor a menor altura (de menor a mayor potencial), durante el cual asimilan energía cinética necesaria para remontar las pendientes o depresiones; y en presencia de una suave pendiente la trayectoria es casi recta; si la depresión u ondulación es muy marcada, la trayectoria "circunda" al atractor, es decir, cambia de dirección, no de plano (cuando "cae" al atractor cambia de plano).

Además, sobre una superficie plana el trazo de las trayectorias parece un tanto aleatorio, aparentemente bajo el dominio de fuerzas de Coriolis; sin embargo, plasmadas sobre el Mapa Geodésico la forma de las trayectorias se muestran respondiendo a la presencia de los atractores gravitacionales, puesto que en su movimiento se presenta la energía cinética que le impele el atractor, donde también acusa como respuesta la superficie gravitacional sobre la que se encuentran en las figuras 32 y 33.

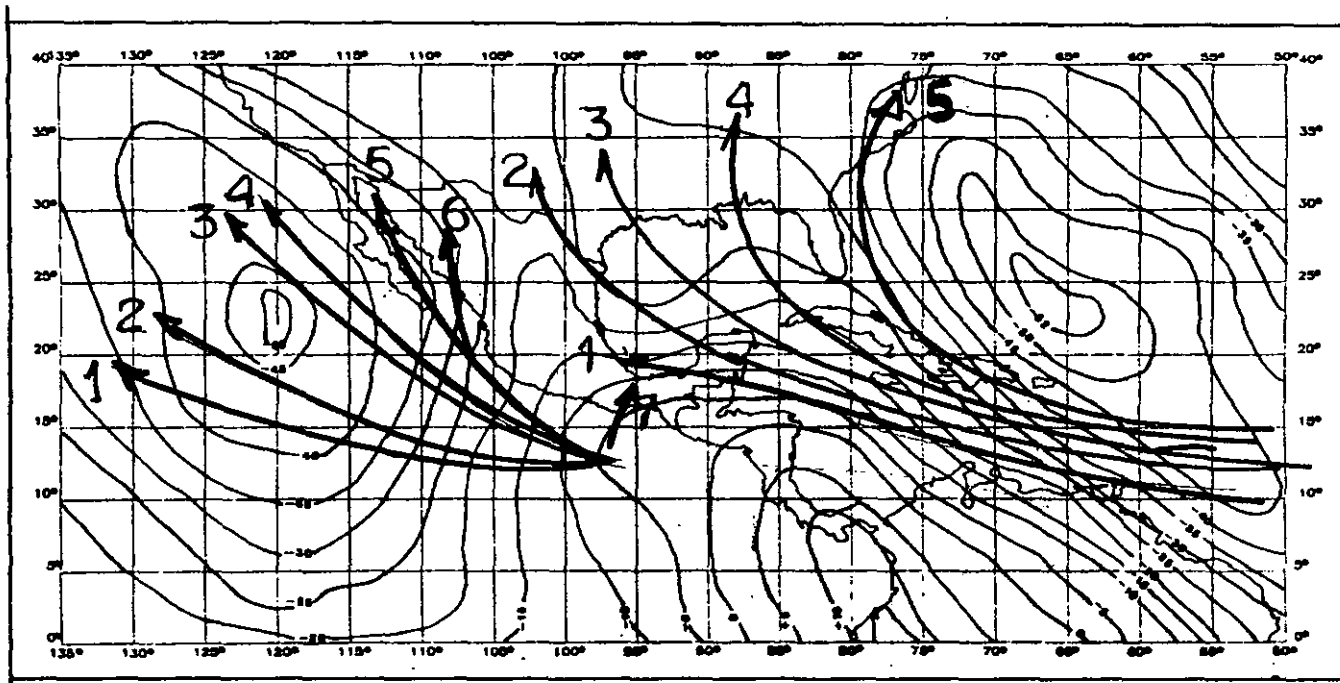


Figura 32. Representación tipo de las trayectorias del periodo 1949/96, sobre el Mapa Base, por estación, y por mes. En el Pacífico son 7 ramas en forma de abanico a partir de la zona ciclogénica del Golfo de Tehuantepec, bordeando el atractor, las trayectorias 5 y 6 entran al País, siendo la rama 6 la que afecta el NO, entrando entre las isolíneas de -20 y -25m, la rama que ingresa al Continente entre -5 y 0 m. En el Atlántico se han distinguido cinco trayectorias principales (proviene de varias zonas ciclogénicas), formando un abanico, bordeando la depresión, entre más alejadas de ésta, son más rectas; entran al territorio las que viajan entre las isolíneas de 0 y -15m, entre 10° y 15° de Latitud. Las trayectorias que se aproximan hacia el norte de Veracruz, en la isolínea de -20m, curvan a la derecha.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

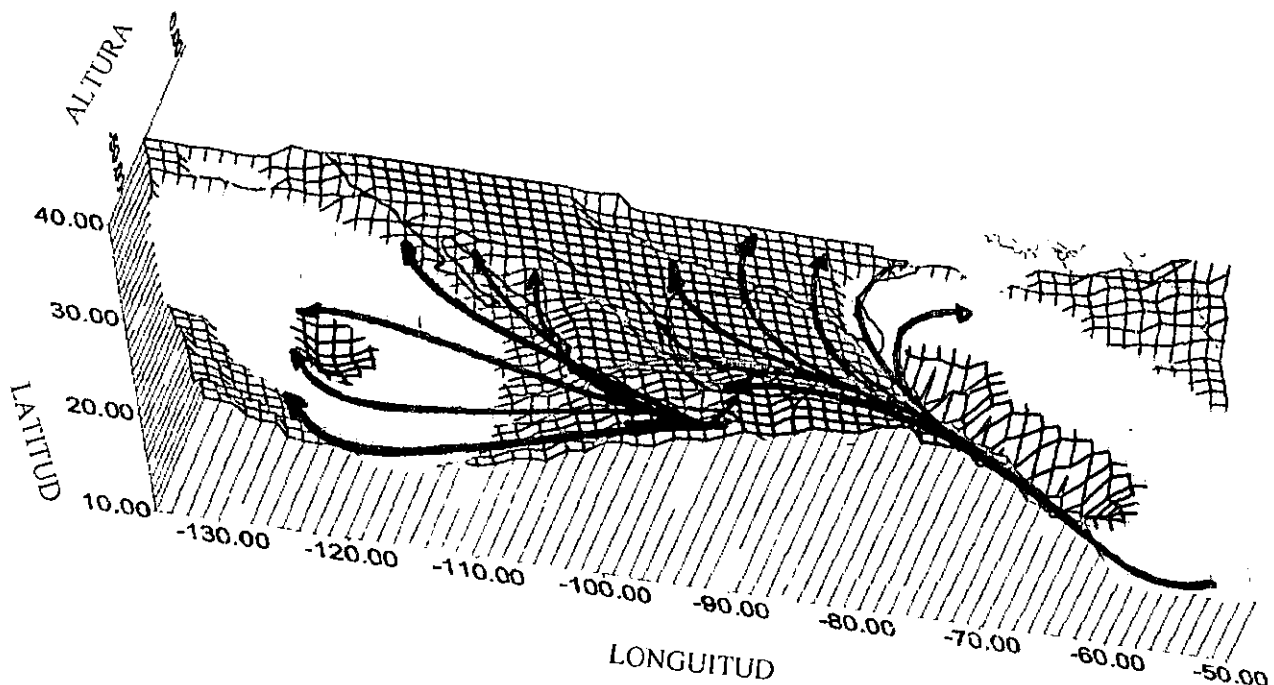


Figura 33. Representación global sobre el Mapa Base Tridimensional. El movimiento sobre las ondulaciones Geodésicas del área de estudio muestra la componente vertical de las trayectorias, producto de las depresiones (atractores) y ondulaciones geodésicas, resultándose que el comportamiento de las trayectorias es tridimensional.



CAPÍTULO 4. ECUACIÓN DE MOVIMIENTO RESTRINGIDO, PROGRAMA (RK11) DE UNA PARTÍCULA CAYENDO EN UN CAMPO GRAVITACIONAL, Y EL MODELO DE APROXIMACIÓN DE TRAYECTORIA HURACÁNICA

En este capítulo se desarrolla y se propone la “caída” del Huracán Partícula hacia las depresiones geodésicas de respuesta gravitacional para su nueva aplicación. El movimiento del Huracán dentro de la depresiones geodésicas, se justifica con las ecuaciones de movimiento en un sistema cartesiano inercial permitiendo proyectar, por un lado, la trayectoria global desde sus primeras posiciones (etapa de Tormenta Tropical), a partir de las variaciones de la gravedad. Y por otro, desplegando un movimiento a partir de las ecuaciones, planteando su movimiento en función de la ecuación de *movimiento helicoidal cónico* en un marco de referencia inercial.

A esta ecuación se aplican las formas Lagrangianas para obtener el **Programa de Simulación Numérica de Aproximación de Trayectorias Huracánicas**. Se trata de una ecuación diferencial no lineal, a la cual se le aplicó el Algoritmo de Runge Kutta para resolver numéricamente ecuaciones diferenciales de segundo grado, y puesto en lenguaje FORTRAN, adaptado para correr en una Computadora Personal. Lo amigable del programa permite realizar experimentos cambiando el *radio inicial*, la *velocidad radial*, el *acimut inicial* y la *velocidad inicial (m/s)*, variables por separado o combinadas. El modelo prototipo matemático parte de los siguientes antecedentes para su desarrollo.

Landau (1960) desarrolló ampliamente el tema para una partícula, y la idealización de movimiento angular constreñido, cayendo al atractor gravitacional, se muestra explícito en Wells (1967). La forma de las depresiones del área de estudio y el Huracán dentro de ellas, se ajustan a la teoría desarrollada después de Landau, y Wells (fig. 1) siendo las depresiones

quienes constriñen el movimiento del Huracán permitiendo proyectar globalmente la trayectoria de éste desde un origen seleccionado en el modelado.

~~Por hipótesis, el Huracán es una partícula, significando que se pueden soslayar sus dimensiones en la descripción de su movimiento a lo largo de su trayectoria. Para definir la posición de un sistema de N partículas en el espacio, se especifican los radio vectores N , es decir, $3N$ coordenadas (Landau, 1960). El número de cantidades independientes, se especifica para definir únicamente la posición de cualquier sistema, y es el número de "grados de libertad". Estas cantidades no necesariamente son las coordenadas Cartesianas de las partículas, sino un sistema de coordenadas generalizadas que implican el sistema de referencia en el tratamiento, lo que permite conocer las condiciones de la trayectoria en cualquier instante dado durante el movimiento.~~

El compósito de las trayectorias de los huracanes se toma como un sistema de partículas, moviéndose sobre el Mapa Geodésico, lo cual se ha discutido en el apéndice "MAPA BASE". Así entonces, cualquier grado de libertad " S " de cantidades q_1, \dots, q_S , que define completamente la posición de " S ", son llamadas "**coordenadas generalizadas**" del sistema, y las derivadas \dot{q}_i son las velocidades generalizadas.

Cuando los valores de las coordenadas se han especificado sin importar el "estado mecánico", la posición del sistema se puede predecir para instantes subsecuentes, pero si los valores dados de las coordenadas del sistema tienen cualquier otra velocidad, esta variable afecta la posición del sistema después de un intervalo de tiempo " dt ".

Las relaciones entre las aceleraciones, velocidades y valores de las coordenadas son llamadas ecuaciones de movimiento; son ecuaciones diferenciales de segundo orden para las funciones $q(t)$, y su integración hace posible, en principio, la solución de esas funciones así como del camino del sistema a solucionar.

La formulación más general de la ley de gobierno del movimiento de los sistemas mecánicos es el **principio de mínima acción** o "**Principio de Hamilton**", de acuerdo al cual cada sistema mecánico está caracterizado por una función definida

$L(q_1, q_2, \dots, q_s, \dot{q}_1, \dot{q}_2, \dots, \dot{q}_s, t)$, o brevemente, $L(q, \dot{q}, t)$, y el movimiento del sistema es tal que ciertas condiciones se satisfacen.

Si el sistema ocupa, en instantes t_1 y t_2 , posiciones definidas por dos conjuntos de valores de coordenadas, $q^{(1)}$ y $q^{(2)}$, entonces la condición es que el sistema se mueve entre estas posiciones en tal sentido que la integral

$$S = \int_{t_1}^{t_2} L(q, \dot{q}, t) dt \quad (1)$$

toma el mínimo valor posible. La función L es llamada ecuación *Lagrangiana* del sistema, y la integral (1) es llamada la *acción*, y al minimizarla (la integral 1), se asume que el sistema tiene un solo grado de libertad, y que únicamente la función $q(t)$ es determinada.

Si el sistema tiene más de un grado de libertad, la "S" de diferentes funciones $q_i(t)$ pueden variar independientemente en el principio de mínima acción. Cuando se obtienen evidentemente las ecuaciones "S" de la forma

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial L}{\partial \dot{q}_i} - \frac{\partial L}{\partial q_i} \right) = 0 \quad (i=1, 2, \dots, s) \quad (2)$$

Las ecuaciones requeridas, son las llamadas en mecánica *ecuaciones de Lagrange*. Si la ecuación de Lagrange de un sistema mecánico dado es conocido, la ecuación (2) da las relaciones entre aceleraciones, velocidades y coordenadas, i.e. es la ecuación de movimiento del sistema.

Matemáticamente, las ecuaciones del tipo de la ecuación 2 constituyen un conjunto de ecuaciones de segundo orden para "S" funciones desconocidas $q_i(t)$. En general, la solución

contiene 2S constantes arbitrarias. Para definir estas constantes y de este modo definir únicamente el sistema de movimiento, es necesario, asimismo, conocer las condiciones iniciales que especifican el estado del sistema y así se conocerán las condiciones en cualquier instante dado durante el movimiento, por ejemplo, los valores iniciales de todas las coordenadas y velocidades.

Para considerar el fenómeno mecánico se requiere elegir un marco de referencia. Aplicando las leyes de movimiento son, en general, en forma diferente para diversos marcos de referencia.

Para un marco de referencia siempre se puede elegir un espacio homogéneo e isotrópico, y tiempo homogéneo, llamado **marco de referencia inercial**. En particular, en tal marco un cuerpo libre que esté en reposo en cualquier instante permanecerá todo el tiempo en reposo y, en lo general, describiendo las inferencias concernientes a la forma de la ecuación de Lagrange de la partícula, moviéndose libremente, en un marco de referencia inercial. La homogeneidad en el espacio y en el tiempo implica que la Lagrangiana no contiene explícitamente el radio vector "r" de la partícula o el tiempo "t", es decir la L puede ser una función solamente de la velocidad "v", de donde el espacio es isotrópico. La Lagrangiana puede, igualmente, ser independiente de la dirección de "v" y es, por lo tanto, una función solamente de su magnitud, i.e. de $v^2 = v^2$:

$$L=L(v^2) \quad (3)$$

De donde, la Lagrangiana es independiente de "r", teniéndose $\frac{\partial L}{\partial r} = 0$, y la ecuación de Lagrange es

$$t \frac{\partial L}{\partial v} = 0,$$

de donde $\frac{\partial L}{\partial v} = \text{constante}$,

y es sólo función de la velocidad, se sigue que

$$v = \text{constante.} \quad (4)$$

Esto determina que en un marco de referencia inercial, cualquier movimiento **libre**, tiene lugar con una velocidad constante en magnitud y dirección. Esta es la **Ley de Inercia** (primera ley de Newton).

La experiencia muestra que no únicamente las leyes de movimiento libre son las mismas en dos marcos de referencia, sin embargo los marcos son enteramente equivalentes en todos los aspectos mecánicos. Entonces hay una infinidad de marcos de referencia moviéndose, uno relativo a otro, uniformemente en una línea recta. En todos estos marcos las propiedades de espacio y tiempo son las mismas, y las leyes de la mecánica son las mismas. Esto constituye *el principio de relatividad de Galileo*, uno de los más importantes principios de la mecánica.

Se determina la forma de la **ecuación Lagrangiana**, del movimiento libre de una partícula, relativa a un marco de referencia inercial, en este caso depende solamente del cuadrado de la velocidad. Para llegar a la forma de esta dependencia se utiliza el **principio de relatividad de Galileo**. Si en un marco de referencia inercial K moviéndose a una velocidad infinitesimal ϵ relativa a otro marco de referencia inercial K' , entonces $v' = v + \epsilon$. De donde las ecuaciones de movimiento pueden tener la misma forma en cualquier marco de referencia, la ecuación Lagrangiana $L(v^2)$ puede convertirse por esta transformación dentro de la función L' , la cual difiere de la forma $L(v'^2)$, si en todos $\{K, y K'\}$, o sólo en la derivada total del tiempo de una función de coordenadas y tiempo.

$$\text{Con } L' = L(v'^2) = L(v^2 + 2v \cdot \epsilon + \epsilon^2).$$

Expandiendo esta expresión en potencias de ϵ al cuadrado, y despreciando términos mayores al primer orden se tiene

$$L(v'^2) = L(v^2) + (\partial L / \partial v^2) 2v \cdot \epsilon.$$

El segundo término de la derecha es la derivada total del tiempo solamente si es una función lineal de la velocidad v . De aquí, $\partial L / \partial v^2$ es independiente de la velocidad, i.e la ecuación Lagrangiana es, en este caso, proporcional al cuadrado de la velocidad, y se escribe como

$$L = \frac{1}{2}mv^2 \quad (5)$$

La cantidad "m" es la masa de la partícula. La propiedad aditiva de la Lagrangiana muestra que para un sistema de partículas las cuales no interactúan, se tiene

$$L = \sum \frac{1}{2}m_a v_a^2 \quad (6)$$

La ecuación Lagrangiana para un Sistema de Partículas interactuando unas con otras, pero no con otros cuerpos, se le llama "sistema cerrado". Se encuentra que la interacción entre las partículas puede describirse añadiendo a la ecuación (6) una cierta función de coordenadas para partículas no interactuando, la cual no depende de la naturaleza de la interacción. Denotando esta función por -U, se tiene

$$L = \sum \frac{1}{2}m_a v_a^2 - U(r_1, r_2, \dots), \quad (7)$$

donde r_a es el radio vector de la a ésima partícula. Esta es la forma general de la Lagrangiana para un sistema cerrado. La suma $T = \sum \frac{1}{2}m_a v_a^2$ es llamada la energía cinética, y U la *energía potencial, del sistema*.

La forma de la ecuación (7) muestra que el tiempo es, en ambos, (energía cinética y energía potencial) homogéneo e isotrópico. En otras palabras, dado un movimiento en un sistema, es posible tener el movimiento en reversa. En este sentido todos los movimientos, obviamente en las leyes de la mecánica clásica, son reversibles.

Conocida la ecuación de Lagrange se pueden derivar las ecuaciones de movimiento:

$$\frac{d}{dt} \frac{\partial L}{\partial v_a} = \frac{\partial L}{\partial r_a} \quad (8)$$

LEYES DE CONSERVACIÓN DE ENERGÍA, Momentum, Centro de masas y Momento Angular.

Energía. Durante el movimiento de un sistema mecánico, las 2_s cantidades q_i y \dot{q}_i ($i=1,2,\dots,s$) especifican cómo varía el estado del sistema respecto del tiempo, aun cuando algunas de estas funciones permanezcan con valores constantes durante el movimiento, ya

que dependen sólo de las condiciones iniciales, a tales funciones se les conoce como **integrales de movimiento**.

Cuando el número de integrales independientes de movimiento para un sistema mecánico cerrado con "S" grados de libertad, es $2S-1$, la solución general de las ecuaciones de movimiento contienen $2S$ constantes arbitrarias (como se discutió en la ecuación 2), de donde las ecuaciones de movimiento para un sistema cerrado no involucran explícitamente al tiempo. La elección del origen de tiempo es enteramente arbitrario, y una de las constantes arbitrarias en la solución de las ecuaciones siempre puede tomarse como una constante aditiva t_0 en el tiempo. Eliminando $t+t_0$ a partir de las $2s$ funciones $q_i=q_i(t+t_0, C_1, C_2, \dots, C_{2s-1})$, $q_i=q_i(t+t_0, C_1, C_2, \dots, C_{2s-1})$, se pueden expresar las $2S-1$ constantes arbitrarias $C_1, C_2, \dots, C_{2s-1}$ como funciones de q_i y \dot{q}_i , y estas funciones serán las integrales de movimiento.

Momentum. Una segunda ley de conservación a partir del espacio homogéneo es la propiedad mecánica de un sistema cerrado, sin cambio para cualquier desplazamiento paralelo del sistema entero en el espacio, por lo tanto, de un desplazamiento infinitesimal ϵ , se obtiene la condición para la ecuación Lagrangiana de permanecer sin cambio, siendo un desplazamiento paralelo la transformación en la que cualquier partícula del sistema moviéndose la misma cantidad, el radio vector \mathbf{r} , convenientemente $\mathbf{r}+\epsilon$, el cambio infinitesimal L , resultante en las coordenadas, las velocidades de las partículas permanecen fijas, es decir:

$$\delta L = \sum_a \frac{\partial L}{\partial \mathbf{r}_a} \delta \mathbf{r}_a = \epsilon \cdot \sum_a \frac{\partial L}{\partial \mathbf{r}_a}$$

donde la sumatoria es sobre las partículas en el sistema, y ϵ es arbitraria, la condición $\delta L=0$ equivale a

$$\sum_a \frac{\partial L}{\partial \mathbf{r}_a} = 0 \quad (9)$$

A partir de la ecuación de Lagrange (8) se tiene

$$\sum_a \frac{d}{dt} \frac{\partial L}{\partial \dot{\mathbf{r}}_a} = \frac{d}{dt} \sum_a \frac{\partial L}{\partial \dot{\mathbf{r}}_a} = 0$$

Concluyendo que, en un sistema mecánico cerrado, el vector

$$\mathbf{P} = \sum_a \frac{d\mathbf{L}}{dt_a} \quad (10)$$

permanece constante durante el movimiento, lo que se denomina el *momentum* del sistema.

En otras palabras, la ecuación (9) significa que la suma de todas las fuerzas sobre todas las partículas en un sistema cerrado es cero (tercera ley de Newton):

$$\sum_a \mathbf{F}_a = 0 \quad (11)$$

Centro de Masas. El momento de un sistema mecánico cerrado tiene diferentes valores en diferentes marcos de referencia (inerciales). Si un marco de referencia K' se mueve con velocidad \mathbf{V} relativa a otro marco de referencia K , entonces las velocidades \mathbf{v}'_a y \mathbf{v}_a de las partículas son relativas a los dos marcos, tales como $\mathbf{v}_a = \mathbf{v}'_a + \mathbf{V}$, y el momento \mathbf{P} y \mathbf{P}' en los dos marcos de referencia están relacionados por:

$$\mathbf{P} = \sum_a m_a \mathbf{v}_a = \sum_a m_a \mathbf{v}'_a + \mathbf{V} \sum_a m_a,$$

o

$$\mathbf{P} = \mathbf{P}' + \mathbf{V} \sum_a m_a. \quad (12)$$

En particular, siempre hay un marco de referencia K' en el cual el momento total es cero.

Haciendo $\mathbf{P}' = 0$ en (12), se encuentra que la velocidad de este marco es:

$$\mathbf{V} = \frac{\mathbf{P}}{\sum_a m_a} = \frac{\sum_a m_a \mathbf{v}_a}{\sum_a m_a} \quad (13)$$

Si el momento total de un sistema mecánico en un marco de referencia dado es cero, se dice que está en *reposo* relativo al marco. Similarmente, la velocidad \mathbf{V} , dada por (13), es la velocidad del "*movimiento como un todo*" de un sistema mecánico cuyo momento no es cero.

La parte derecha de la fórmula (13) puede escribirse como la derivada total del tiempo de la expresión

$$R = \frac{\sum m_a r}{\sum m_a} \quad (14)$$

Se puede afirmar que la velocidad del sistema como un todo es la razón de movimiento en el espacio, cuyo radio vector es la ec.14. Este punto es denominado el *centro de masa* del sistema.

Momento angular. Derivando la ley de conservación, la cual se sigue a partir de el espacio isotrópico, entendiendo la isotropía a las propiedades mecánicas de un sistema cerrado que no varían cuando está rotado como un todo de cualquier manera en el espacio.

Usando el vector de la rotación infinitesimal $\delta\phi$, cuya magnitud es $\delta\phi$, y cuya dirección es en el sentido de las "x_s" (la regla de la mano derecha). El desplazamiento del extremo del radio vector está relacionado con el ángulo por $|\delta r| = r \text{ sen } \theta \delta\phi$ (fig. 1), y la dirección de δr es perpendicular al plano de r y $\delta\phi$, resulta claro que

$$\delta r = \delta\phi \times r. \quad (15)$$

Cuando el sistema está girando, los radio vectores y las velocidades de las partículas también cambian de dirección y todos los vectores son transformados de la misma manera. La velocidad relativa incrementada a un sistema fijo de coordenadas es

$$\delta v = \delta\phi \times v. \quad (16)$$

Si esta expresión se sustituye en la condición de la Lagrangiana es invariable por la rotación:

$$\delta L = \sum_a \left(\frac{\partial L}{\partial r_a} \cdot \delta r_a + \frac{\partial L}{\partial v_a} \cdot \delta v_a \right) = 0$$

reemplazando por definición a $\partial L / \partial v_a$ por p_a y $\partial L / \partial r_a$, de acuerdo con las ecuaciones de Lagrange, por \dot{p}_a el resultado es

$$\sum_a \left(\dot{p}_a \cdot \delta\phi \times r_a + p_a \cdot \delta\phi \times v_a \right) = 0$$

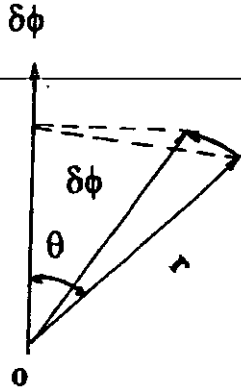


Figura 1.

o, permutando los factores y tomando $\delta\phi$ fuera de la suma,

$$\delta\phi \sum_a (r_a \times p_a + v_a \times p_a) = \delta\phi \cdot \frac{d}{dt} \sum_a r_a \times p_a = 0$$

de donde $\delta\phi$ es arbitrario, esto sigue que $(d/dt) \sum_a r_a \times p_a = 0$, y se concluye que el vector

$$M = \sum_a r_a \times p_a \quad (17)$$

es llamado el *momento angular o momento de momentum* del sistema, que conserva en el movimiento para un sistema cerrado.

La definición de momento angular involucra el radio vector de las partículas; este valor depende, en general, del origen elegido. Los radio vectores r_a y r'_a de un punto dado relativo a los orígenes a una distancia a aparte están relacionados por $r_a = r'_a + a$. De aquí que

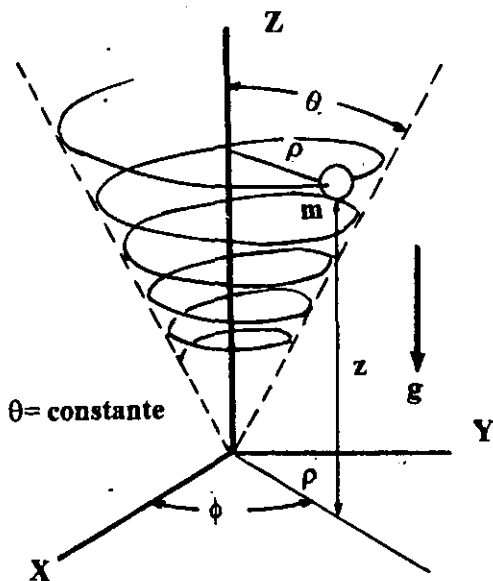
$$M = \sum_a r_a \times p_a = \sum_a r'_a \times p_a + a \times \sum_a p_a = M' + a \times P \quad (18)$$

De esta fórmula se ve que *el momento angular depende de la elección del origen, excepto cuando el sistema está en reposo, como un todo (i.e. $P=0$)*.

ECUACIÓN DE MOVIMIENTO HELICOIDAL CÓNICO. Sea una esfera constreñida a moverse a lo largo de una espiral cónica, como se muestra en la figura 2 (Wells, 1967), asumiendo que $\rho=az$ y $\phi=-bz$, donde a y b son constantes, la ecuación de movimiento es

$$\ddot{Z} = (a^2 + 1 + a^2 b^2 z^2) + a^2 b^2 z \dot{z}^2 = -g \quad (19)$$

misma que se resuelve a continuación para obtener el programa de simulación numérica de aproximación de trayectorias.



**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

Figura 2.- Representación esquemática de una partícula cayendo helicoidalmente, la cual, esquemáticamente, se traduce como el Huracán Partícula moviéndose dentro de las superficies equipotenciales hacia el atractor gravitacional.

PROGRAMA (RK11) DE UNA PARTÍCULA CAYENDO EN UN CAMPO GRAVITACIONAL COMO MODELO DE APROXIMACIÓN DE TRAYECTORIA HURACÁNICA. Continuando con la ecuación 19, primero se

resuelve y se aplican los algoritmos de programación de Runge-Kutta para tener la animación numérica de una partícula cayendo helicoidalmente, por acción de la gravedad, dentro de un cono, cuyo movimiento se toma como aproximación de trayectoria de un huracán dentro de una depresión geodésica. El programa permite realizar experimentos numéricos mediante la variación de las condiciones iniciales.

La literatura para el tratamiento de ecuaciones diferenciales de segundo orden no lineales es abundante, desde el puramente matemático, hasta el de programación, circunscribiendo el trabajo a la mejor opción, sin desarrollos o rutinas especiales propias. De la literatura de métodos numéricos se eligió el más versátil, obteniendo un programa amigable y de poco consumo de memoria. Se presenta en forma gráfica la figura 2, como círculos concéntricos, sobre los cuales la partícula o índice (círculo relleno) se desplaza de afuera hacia dentro en trayectoria elíptica hasta llegar al centro, o vértice del cono, simulando caer de arriba hacia abajo (del extremo al centro del cono).

A partir de la ecuación 19, $v^2 = \dot{r}^2 \cos^2 \alpha + r^2 \dot{\phi}^2$ en coordenadas cilíndricas, aplicando el Lagrangiano

$$(20) \quad \ddot{r} - r\dot{\phi}^2 \sin^2 \alpha + g \sin \alpha \cos \alpha = 0$$

$$(21) \quad r^2 \dot{\phi} = \frac{l}{m} \quad \text{de donde:}$$

$$(22) \quad L = \frac{l}{m} = r_0^2 \dot{\phi}_0$$

Si:

$$L = r_0^2 \dot{\phi}_0$$

$$c = g \sin \alpha \cos \alpha$$

$$b = L^2 \sin \alpha$$

(21) y (22) se reducen a

$$I) \quad \dot{r} - br^{-3} + c = 0$$

$$II) \quad r^2 \dot{\phi} = \dot{L}$$

(I) es una ecuación diferencial de segundo orden no lineal; con un cambio de variable, la ecuación (II) se descompone en dos ecuaciones de primer orden, que ya resueltas dan:

$$a) \quad \dot{r} = z \quad r(t=0) = R_0$$

$$b) \quad \dot{z} = kr^{-3} - c \quad \dot{r}(t=0) = \dot{r}_0$$

$$c) \quad \dot{\phi} = Lr^{-2} \quad \phi(t=0) = \phi$$

Estas tres ecuaciones son las que aparecen en el código del programa, y para realizar los experimentos se ajustan y controlan las condiciones iniciales, con lo que después de las interacciones se conoce el comportamiento del móvil (círculo índice) a lo largo de su traza. Después del proceso matemático se observa gráficamente su trayectoria helicoidal.

El programa es lo suficientemente amigable para realizar experimentos fácil y rápidamente. Se fijan los valores de los parámetros: ρ , ϕ , α , y el valor de "g" (ver fig. 2), esta última modifica radicalmente el comportamiento de la partícula, de tal manera que, salvo pequeñísimas variaciones normalmente asociadas con la componente horizontal, produce cambios muy sensibles en la forma de la trayectoria helicoidal. La gama de experimentos son las combinaciones con repetición de los parámetros, por lo que sólo se mencionan a continuación unas aplicaciones.

Murthy (1990) define como modelo de simulación de un sistema a otro sistema, que lo imita en alguno de sus aspectos, tales como forma o función; y que para simular solamente ciertos aspectos de un sistema dado, la construcción del modelo de simulación requiere un limitado conocimiento del sistema a simular, de donde la simulación es una cruda imitación deliberada. De acuerdo con Murthy, este programa (RK11) se refiere al movimiento helicoidal de la partícula, como imitación de la forma del movimiento global de las trayectorias de los huracanes dentro de las depresiones del área de estudio.

La ejecución del programa numérico, variando los parámetros, se muestra en la tabla 1.

Tabla 1. Parámetros del modelo numérico para mejor aproximación.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
RO	100.0	100	100	100	100	100.0	100.0	100.0	100	100.0
RTO	1.0	3.0	1.0	1.0	5.0	3.0	3.0	3.0	5.0	3.0
PHIO	5.0	45.0	5.0	5.0	0.0	1.0	0.0	0.0	45.0	0.0
PHITO	1.0	2.0	2.0	3.0	0.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.0
ANG	45.0	45.0	45.0	45.0	45.0	85.0	85.0	10.0	45.0	45.0
G	9.8	50.0	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	9.8	100.0	9.8

RO, Radio inicial. RTO, Velocidad radial inicial. PHIO, Ángulo inicial de movimiento. PHITO, Velocidad angular inicial. ANG, Ángulo del cono. G, gravedad.

Explicación de la tabla 1.

- 1.- Viaja sobre el borde, entra y cae rápidamente al centro y sale.
- 2.- Se aleja del borde, entra y cae rápido, llega al centro y sale.
- 3.- Gira media vuelta fuera del borde, entra, cae rápido y sale.
- 4.- Gira dos veces sobre el borde, entra, cae al centro y sale.
- 5.- Viaja radialmente al centro y no sale.
- 6.- Viaja por el borde externo en la primera vuelta, entra y cae al centro, y sale.
- 7.- Viaja dos vueltas por el borde y cae al centro, y sale.
- 8.- Casi se desliza dos vueltas por el borde, entra y cae sin salir.
- 9.- Cae directo al centro.
- 10.- Se mueve directo al centro y se detiene.

La figura 3, muestra algunos ejemplos de la ejecución del programa, en pantalla se despliega la trayectoria elíptica, y de acuerdo a la fig. 2, se muestra el comportamiento dentro del cono

La vida media de los huracanes no es tan larga como para recorrer toda la depresión o atractor hasta la parte más baja, sólo viajan una parte, y la forma es la de un segmento de elipse. Las trayectorias globales del Pacífico y Atlántico Mexicanos (fig. 7 a 9, Apéndice D), y la trayectoria media del conjunto de los 47 años (fig. 33. Cap. 3), se ajustan a una rama de elipse, como se espera a partir de la trayectoria prevista por el programa rk11, y de Murthy (1990) es una buena imitación del aspecto de su forma, y del movimiento global de las trayectorias de los huracanes dentro de las depresiones del área de estudio.

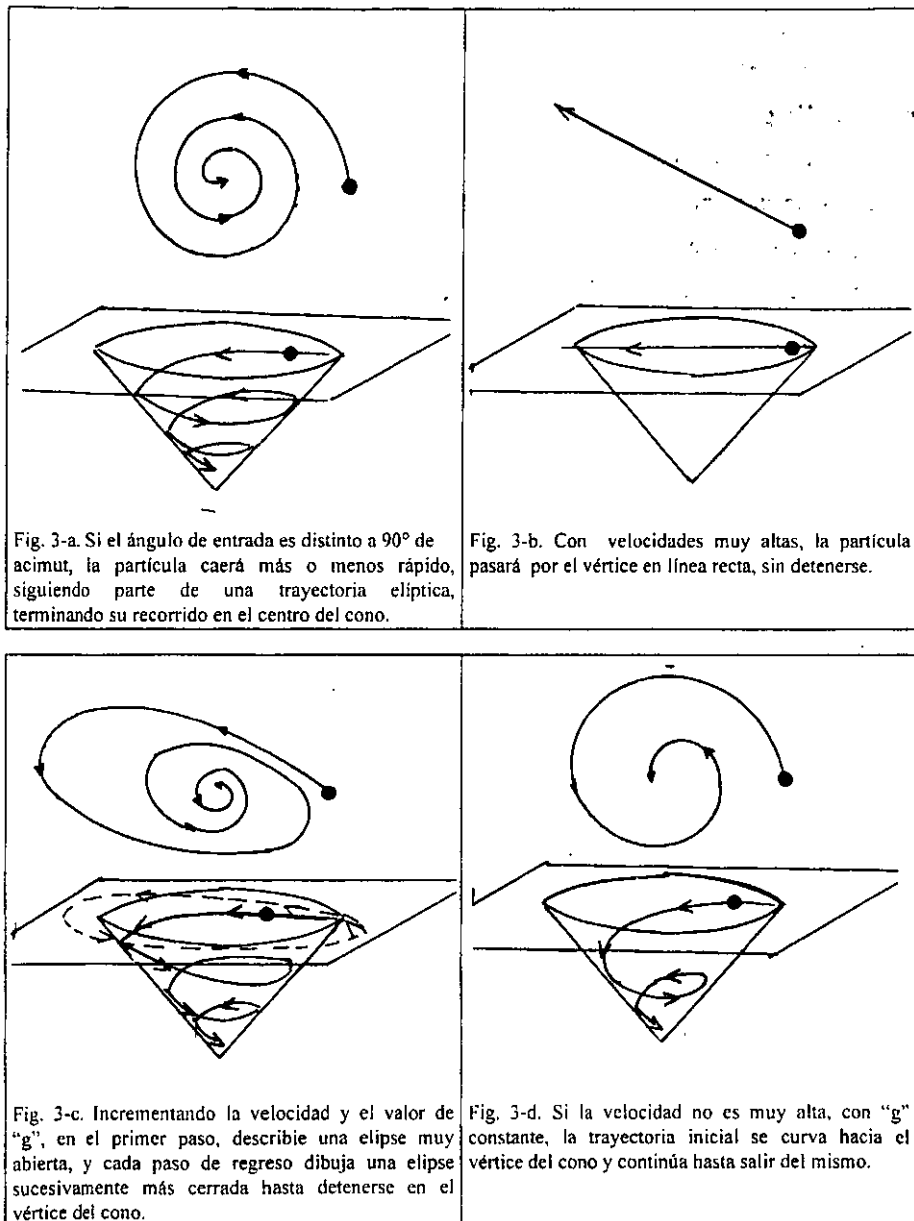


Figura 3. Mosaico con algunos ejemplos de experimentos numéricos.

APLICACIÓN DEL MÉTODO

- i) ubicar sobre el MAPA BASE la posición del Huracán (y/o tormenta tropical),
- ii) la proyección global de trayectoria (proyección), se traza a partir de la trayectoria observada en los primeros 100 km, como si se tratara de una partícula cayendo dentro de un recipiente cónico, de acuerdo al modelo de aproximación.
- iii) la proyección se toma para los siguientes 500 Km, dentro de un error de 100 km,
- iv) se ajusta para el siguiente tramo de 500 km como se muestra en la figura 3, y se repite para los siguientes 500 km.

Aplicando la simulación a trayectorias estadísticas individuales, se ejemplifican, en el Pacífico (*Oliva, Norman, Linda, Nora*) y; en el Atlántico (*Bertha, Luis, David*) como se muestran en las figuras 4 a 7, las trayectorias de largo recorrido como las del Atlántico tienen mayor semejanza con el modelo, y menor para las trayectorias del Pacífico.

APLICACIÓN EN TIEMPO REAL (Huracán *GEORGES*, septiembre de 1998). La figura 8 ilustra la proyección global, la cual, sin ajustar, mostró una trayectoria curva, tocando tierra en 80° Long. O, 33° Lat N., y entró a tierra en 88.9° Long. O, 30.5° Lat. N. La forma de trayectoria es similar a la real. Ajustando la trayectoria aproximada cada 500 km, indica que entra a tierra en 87° Long. O. con 30° Lat. N., es decir 2° y 0.5° de error respectivamente, dentro de la tolerancia internacional (100 km).

En conclusión, la aproximación de simulación se ajusta al caso del planteamiento de un movimiento del Huracán dentro de alguna depresión de la superficie del Geoide (casi circular o casi elíptica), cuando es sólo actuada por la forma de la misma y el campo de gravedad. De esta manera, como el momento angular depende de la elección del origen y su posición, el prototipo de la aproximación de simulación permite pronosticar globalmente las trayectorias de los huracanes eligiendo como punto de partida la zona ciclogénica. En cuanto al programa numérico, se puede decir que el comportamiento de los experimentos es el esperado, y que modela aproximadamente la trayectoria del Huracán sobre la superficie ondulada, similar al observado y evaluado en el análisis estadístico; por lo tanto, la ecuación

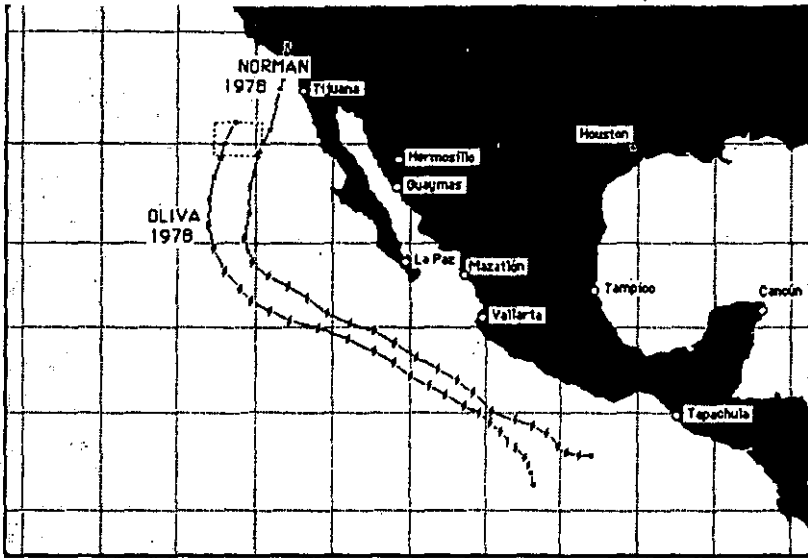


Figura 4. Trayectorias de *Oliva* y *Norman*. Las trayectorias resaltan la depresión del Pacífico.

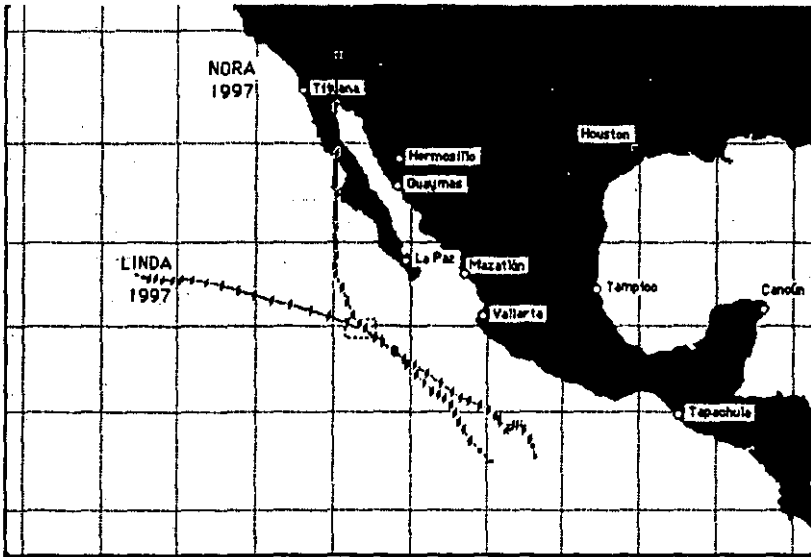


Figura 5. Trayectorias de *Linda* y *Nora*. Muestran cómo se bifurcan las trayectorias ante la depresión del Atlántico.

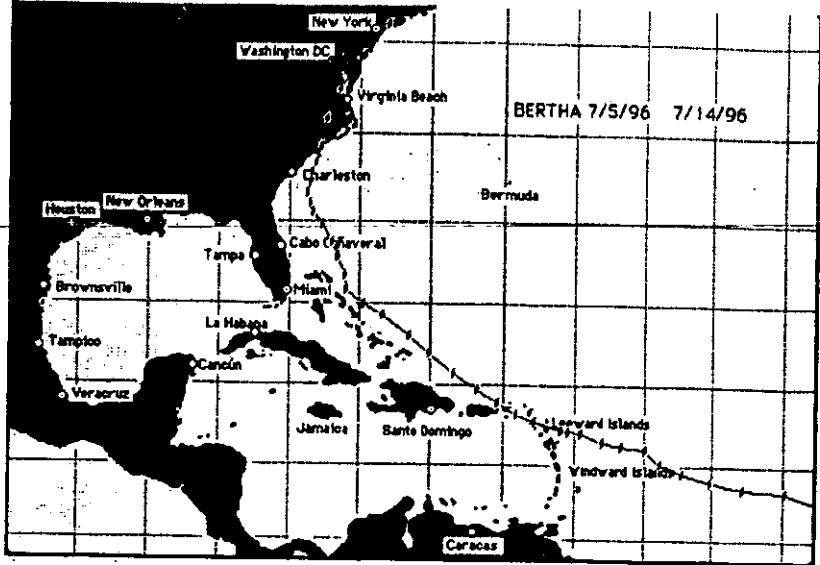


Figura 6. Trayectoria de *Bertha*, como ejemplo de un Huracán de larga trayectoria. Presenta muy buen ajuste al modelo propuesto remarcando la depresión del Atlántico.

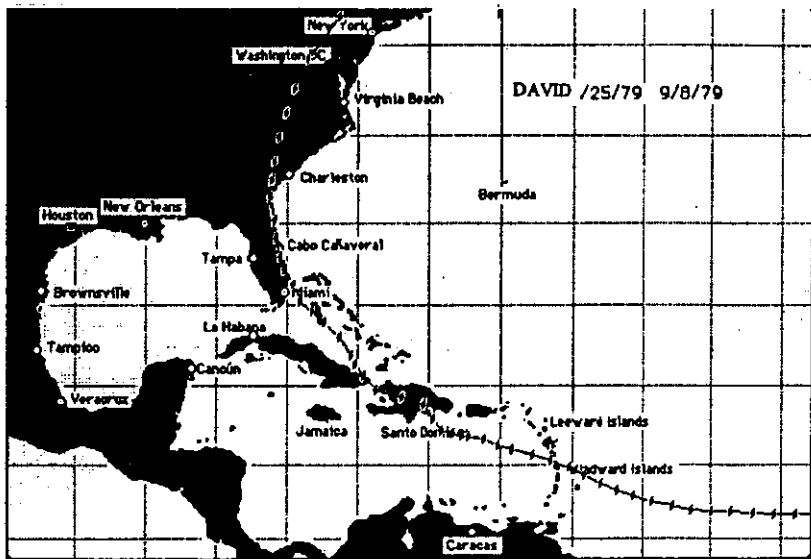


Figura 7. Trayectoria de *David*. Como todo Huracán de largo recorrido, la trayectoria se ajusta a la depresión del Atlántico.

19 se ajusta a la hipótesis del movimiento (virtual) helicoidal de la trayectoria del Huracán sobre una superficie con elevaciones y depresiones, moviéndose de las elevaciones a depresiones anómalas del Geoide.

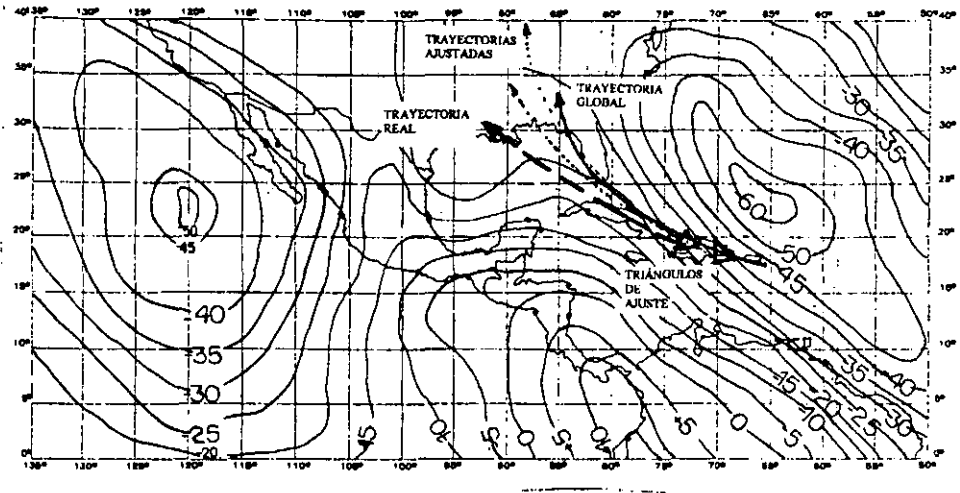


figura 8. A partir de los primeros 100 km de recorrido, se traza la proyección global de trayectoria (línea continua), y se ajusta para los siguientes 500 km. Se ajusta por medio de un triángulo, con vértice en la proyección global de trayectoria, distancia a la base de 500 km, y base de 100 km, y se repite a cada tramo de 500 km.

Cabe destacar, de acuerdo con Viniegra (1986), que el objetivo de la mecánica clásica es predecir cómo se mueven los cuerpos cuando existen fuerzas que los urgen, y que es la segunda Ley de Newton el medio para lograrlo.

Para intentar el pronóstico de movimiento de algún cuerpo, la fórmula de la fuerza que lo urge debe deducirse experimentalmente y no teóricamente, por ello, para predecir el movimiento curvo es la fórmula del momento angular, que sería la cuarta ley de Newton, que no se propuso porque el concepto de torque, o par de fuerzas, no obstante que no era nuevo, da un tipo peculiar de movimiento al giro, contemplado en la segunda ley (momento lineal), ésta es un indicador de trayectoria, por ello Newton hubo de definir un nuevo

indicador del estado de giro de los cuerpos, al que denominó el momento angular. Así pues, el momento angular es aquella propiedad de los cuerpos que mide su estado de giro.

Se llega al concepto de fuerza angular como responsable del movimiento del Huracán, tomando como experimentos estadísticos al cúmulo de trayectorias históricas del fuerza 12, analizado en conjunto y por evento, así como los análisis comparativos de otros muchos autores (James Lighthill, 1993; Ruessell, 1985), para nuestras latitudes.

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Relatividad General justifica la trayectoria tridimensional del Huracán en un campo de fuerza gravitacional, y cada paso del análisis incluye y ratifica la validez de la Física Relativista.

Uno de los logros dentro de la Teoría de la Relatividad General es el hecho de relacionar la gravedad con los fenómenos de la Naturaleza, estableciendo la validez de todas las leyes naturales que se aplican a sistemas con movimiento arbitrario, por lo que se considera la herramienta para estudiar cualquier problema de la física relativista que incluya al campo de la gravedad y de la gravitación universal.

Al no existir en la Teoría de la Relatividad General sistemas inerciales absolutos, se advierte, una visión más amplia y operante de las aplicaciones en la realidad, una premisa es que las masas, gravitacional e inercial, de un cuerpo son iguales, estableciendo un principio de equivalencia entre la inercia y la gravitación.

La propiedad de un sistema es el atributo de su energía, misma que disminuye cuando el sistema efectúa un trabajo sobre cualquier otro sistema, estableciéndose una íntima relación entre las *energías potencial y cinética*. El desequilibrio en el sistema es la energía potencial o *de posición*, y llega al equilibrio como energía cinética, resultado de su movimiento; por lo tanto, en éstos términos se considera que la *energía de movimiento* es incapaz de realizar trabajo (Césarman E. 1986).

Una de las formas primarias y más elementales de energía potencial es la energía gravitacional, y la de mayor atributo intensivo por no asociar la temperatura, de ahí que su entropía es cero, o sea, cada cantidad de energía asocia una determinada cantidad de desorden y equilibrio. Todas las cantidades de desorden se dirigen al equilibrio, lo que la hace la forma menos entrópica y desequilibrada de energía conocida, constituyéndose la gravedad (atracción gravitacional) en una de las fuerzas básicas y fundamentales de la

Naturaleza, que no se explica en términos de otras fuerzas, por lo cual es una forma primaria y predominante de energía Universal y, a pesar de ser la más débil de las fuerzas fundamentales, es la más abundante, de la que dependen todos los procesos físicos del Universo, creando un campo de fuerzas, puesto que basta que un objeto tenga una masa lo suficientemente grande para que esta energía de atracción supere a las demás fuerzas fundamentales de la Naturaleza. De ahí que sea ella quien determine la evolución y *quien modele la geometría* del Universo.

Aquí se propone la factibilidad de la aplicación de la TRG en los términos antes descritos al análisis meteorológico de fenómenos huracánicos en México; así, el compósito de trayectorias locales de huracanes, aparentemente “caótico”, adquiere “orden” al ser sobrepuesto al mapa regional del campo de fuerza gravitacional terrestre, representado por el mapa geodésico, manejado aquí como el “Mapa Base”, que ha servido como el documento para el análisis. El compósito de trayectorias sobre esta superficie geométrica, aparentemente homogénea, deja de ser errática, y el conjunto describe también la superficie del Geoide, donde “naturalmente” las ondulaciones geoidales se convierten en indicadoras de atractores gravitacionales, así como también la expresión del campo gravífico relativista deformado. La superposición de un tercer documento implicado sería el mapa de anomalías gravimétricas, de aire libre, de la región de estudio.

La energía gravitacional explicada sólo como anomalía por la distribución de densidades variables subyacentes a la superficie Terrestre, determina la ubicación y forma de los atractores locales, provocando la tendencia al equilibrio, constituyen el campo de fuerzas actuantes sobre todos los cuerpos de la superficie con masa lo suficientemente grande, para que la energía gravitacional local del mismo campo, supere a las demás fuerzas, por ello, la distribución y forma de los atractores, y el mismo campo anómalo, conjugan el factor dominante del paisaje o compósito de las trayectorias ciclónicas y su evolución, que dejan de ser aparentemente caóticas dentro de un ámbito gravitacional que les imponen un orden en nuestras latitudes.

Al no existir sistemas inerciales absolutos, el Huracán se mueve, respecto de la Tierra, como una partícula gobernada únicamente por las diferencias de la energía gravitacional, la inercia del Huracán es urgida a moverse cinéticamente por el atractor local y su campo modificado. En otro sentido, la interacción Huracán - Gravedad se refleja en el movimiento tridimensional, ajeno a la masa, extensión y forma del cuerpo, puesto que la masa gravitacional y la masa inercial son iguales.

La posición del Huracán respecto del atractor y su campo modificado representa mayor o menor cantidad de movimiento cinético, determinando la forma y longitud de la trayectoria. Si la energía cinética es intensa remontará al atractor; en caso contrario, es atrapado y obligado a curvarse al interior del atractor, de tal manera que *las trayectorias huracánicas observables en el mapeo sinóptico de eventos históricos acusan un orden impuesto por el campo de gravedad regional, relativista, y éste es el punto de partida para la proyección global de trayectorias huracánicas para los cercanos océanos mexicanos.*

El paisaje de las trayectorias huracánicas, como parte de los paisajes de la naturaleza, surge y se desarrolla en la esfera geográfica, pero no está restringida a la corteza Terrestre, se incluye al manto superior que, en conjunto, dan la orden de movimiento a todo cuerpo con masa suficiente sobre la hidrosfera y la atmósfera superficial para ser actuado por la gravitación: dicha orden se traduce en energía cinética, generando un sistema íntegro que se autodesarrolla, y mantiene en equilibrio relativo. El carácter regional de las ondulaciones y depresiones da el desarrollo característico del paisaje de las trayectorias huracánicas de México.

Por lo tanto, la tarea de la geografía física se enriquece con la Teoría de la Relatividad General, desde el punto de vista gravitacional, entendida como la geometría de la superficie Terrestre, siendo la gravedad la energía del surgimiento y desarrollo de los paisajes de trayectorias huracánicas, y del dinamismo de la hidrosfera y de la atmósfera superficial. La esfera geográfica incluye en su área de estudio al campo de gravedad de la Tierra, del cual dependen las peculiaridades de desplazamiento de los cuerpos que sobre ella se mueven.

Por lo que, en el análisis del paisaje de las trayectorias huracánicas debe incluirse el punto de vista de la topografía de la gravedad, representada por el Geoide, que es la capa de formación de los paisajes donde se produce el contacto gravitacional entre todos los componentes de la esfera geográfica, por influencia del interior Terrestre.

La GEOGRAFÍA FÍSICA estudia las condiciones naturales y procesos sobre la superficie de la Tierra; entre sus disciplinas se encuentra la GEOMORFOLOGÍA, y ésta representa el **punto entre la Geografía y la Geología** (Grolier, 1995). Por ello, este trabajo se puede entender como GEOMORFOLOGÍA GRAVITACIONAL la que desde un examen gravitacional, explica la forma de la Tierra.

CAPÍTULO 6. RESULTADOS Y APORTACIONES

RESULTADOS. A partir de los resultados, se enlistan, al final, las aportaciones de este trabajo.

Se definió al Huracán como partícula, y con la Teoría de la Relatividad General se enlazó al Geoide, así mismo, se obtuvo que el movimiento horizontal del huracán tiene causas dinámicas, producto de la gravedad de la Tierra, y en la representación tridimensional del Mapa Base con el paquete Winsurf, donde se destacan las depresiones del Pacífico y Atlántico, y la ondulación de Centroamérica, en el cual se plasmaron las trayectorias obtenidas del fuerza 12 por mes, estación, año, y zona ciclogénica, tomados como experimentos estadísticos, que presentados en la proyección Mercator Conforme, y reagrupadas en tendencias discretas, mostraron ramas o corredores, consistentes con la configuración de las ondulaciones del Geoide, quedando las orientaciones de las trayectorias gobernadas por los atractores gravitacionales de la subsuperficie Terrestre, por lo cual los corredores alternativos de las trayectorias, a partir de una misma zona origen, se deben a los ángulos iniciales de movimiento respecto de la "entrada" a la depresión geodésica, así también, las trayectorias costeras pueden bifurcarse y penetrar a tierra, por donde no hay "gradientes" pronunciados de ondulaciones Geodésicas.

En cuanto a agentes no geodésicos, como lo es la Fuerza de Coriolis, se puede despreciar por su pequeña magnitud en presencia o en las vecindades de gradientes locales de gravedad, así mismo EL NIÑO y sus consecuentes (Fase Fría, El Viejo ó Niño Viejo, ó LA NIÑA) en cualquiera de sus intensidades (intenso, fuerte, moderado y débil) o fases, no modifican la trayectoria, un resultado similar se obtuvo respecto a la topografía, la cual no modifica a las trayectorias.

Este trabajo es el primero en la literatura especializada que ha conjuntando a la *Teoría de la Relatividad General*, la *Geodesia Física* y la *Mecánica de los Sólidos*, en una aplicación

meteorológica, como lo son las trayectorias huracánicas, y que trata explícitamente al huracán como una partícula sólida, por lo cual, se obtuvo que el movimiento del huracán es Lagrangiano, y expresado numéricamente, en una idealización de una partícula "cayendo" helicoidalmente por gravedad dentro de un cono, es propuesto como modelo teórico de aproximación de la trayectoria del Huracán, por la semejanza que guarda el huracán moviéndose cinéticamente en las depresiones geodésicas casi cónicas.

El resultado se resume en el Mapa Base tridimensional (fig. 33 p. 68), que puede llamarse **Geografía gravimétrica de Trayectorias Huracánicas de México**, es la interpretación de que todo cuerpo moviéndose sobre la superficie de la Tierra, está sujeto a las ondulaciones locales del Geoide.

APORTACIONES

- 1.- SE INCORPORA Y SE PROPONE EL CONCEPTO DE GEOGRAFÍA GRAVIMÉTRICA DEL PAISAJE MEXICANO DE TRAYECTORIAS HURACÁNICAS.
- 2.- SE APORTA UN MAPA DE LA GEOGRAFÍA DE HURACANES MEXICANOS, CON BASE EN LAS ONDULACIONES DEL GEOIDE (FIGURAS 32 Y 33, P.68).
- 3.- SE MUESTRA QUE LAS ZONAS MÁS PROPICIAS DE LOS CORREDORES DE HURACANES TIERRA ADENTRO, SE PRESENTAN DONDE LAS ONDULACIONES DEL GEOIDE SON MENOS PRONUNCIADAS .
- 4.- LA *TOPOGRAFÍA (SUPERFICIAL)* NO INFLUYE EN LAS TRAYECTORIAS (FIG. P.P. 48,49).
- 5.- SE MUESTRA QUE LA PRESENCIA DE LAS MONTAÑAS NO ES DEFENSA CONTRA LA TRAYECTORIA DEL HURACÁN (FIG. P.P. 48,49).
- 6.- SE INCORPORA LA APLICACIÓN DE LA *TEORÍA DE LA RELATIVIDAD GENERAL* A LA METEOROLOGÍA EN MÉXICO.
- 7.- SE INCLUYE AL *GEOIDE* EN EL MODELADO DE LA ATMÓSFERA.
- 8.- LAS CORRIENTES DE VIENTO Y HUMEDAD EN LA BAJA ATMÓSFERA MUESTRAN QUE ESTÁN SUJETAS A LAS VARIACIONES GRAVITACIONALES AL IDENTIFICARSE, EN SU CONFIGURACIÓN, LAS ONDULACIONES DEL GEOIDE.
- 9.- SE INCORPORA LA *GEODESIA FÍSICA* AL ESTUDIO DEL MOVIMIENTO HORIZONTAL DEL HURACÁN, MEDIANTE EL CRITERIO DE DATOS CRUZADOS DE INFORMACIÓN (GEODÉSICOS Y METEOROLÓGICOS).
- 10.- LAS ONDULACIONES GEODÉSICAS *ANULAN EL EFECTO DE CORIOLIS EN LAS LATITUDES DEL ÁREA ESTUDIADA.*
- 11.- EL HURACÁN *DENTRO DE UNA DEPRESIÓN GEODÉSICA GRAVITACIONAL Y RELATIVISTA* SE COMPORTA COMO *PARTÍCULA CAYENDO LIBREMENTE.*
- 12.- EL MOVIMIENTO DEL HURACÁN ES "*LAGRANGIANO*", Y DESCRIBE UNA TRAYECTORIA HELICOIDAL.

13.- SE MUESTRA QUE LA BAJA ATMÓSFERA ES ACTUADA POR LAS ONDULACIONES DEL GEOIDE, A PARTIR DEL MODELADO DE TRAYECTORIAS HURACÁNICAS.

14.- AGENTES EXTERNOS COMO "EL ENSO" Y SUS CONSECUENTES, *NO MODIFICAN* LAS TRAYECTORIAS EN SÍ MISMAS.

15- EL MODELO GRAVIMÉTRICO MEXICANO DE SIMULACIÓN PROPORCIONA LA PROYECCIÓN Y LA PREDICCIÓN GLOBAL DE TRAYECTORIAS HURACÁNICAS (PARA EL ÁREA DE ESTUDIO).

16- SE CONTRIBUYE CON LA APLICACIÓN DE LA TEORÍA DE LA RELATIVIDAD GENERAL, LA GEODESIA FÍSICA Y LA MECÁNICA DE LOS SÓLIDOS, AL ANÁLISIS MULTIDISCIPLINARIO DE LA INTERRELACIÓN OCEANO - ATMÓSFERA, Y ATMÓSFERA - CONTINENTE.

APÉNDICES

101

102

103

104

105

106

107

108

109

110

111

112

113

114

115

116

117

118

119

120

121

122

123

124

125

126

127

128

129

130

131

132

133

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

APÉNDICE A. REVISIÓN DE TRABAJOS PREVIOS SOBRE PRONÓSTICOS DE TRAYECTORIAS DE HURACANES

Se revisaron trabajos previos relevantes y representativos del panorama actual así como las perspectivas de la meteorología de hoy, con el objetivo de encontrar algún aporte a la hipótesis de este trabajo. La búsqueda se realizó en libros, revistas, artículos aislados, y se extendió al sistema de INTERNET, además de comunicaciones personales. De ello, se observa que el tratamiento de trayectorias huracánicas es ajeno al interior terrestre. A excepción de un artículo aislado que trata al Huracán como un giroscopio sobre una Tierra lisa esférica, ningún modelo tiene, entre sus hipótesis, a la Tierra como apoyo del Huracán.

Durante este desarrollo, a manera de reporte, se transcriben sólo las partes centrales de cada modelo sin intentar ningún orden de trascendencia relativa entre ellos, mismos que son ampliamente aceptados por la comunidad Meteorológica mundial:

El trabajo del Dr. Rodríguez Ramírez, de la Academia de Ciencias de Cuba, intitulado: **TEORÍA VORTICAL DE LOS HURACANES** (1968), en el capítulo IV, menciona: "... la velocidad horizontal del centro del Huracán, esto es, su velocidad de translación se puede considerar como la velocidad horizontal resultante de la contribución simultánea del campo de velocidades de los vórtices anticiclónicos generadores ... la velocidad de translación del centro del Huracán es función de las intensidades de los vórtices anticiclónicos (de sus gradientes de presión) y de las coordenadas a sus centros ... que la aceleración del centro del Huracán (la tendencia de la velocidad) es función de la tendencia de los gradientes de la presión de los vórtices anticiclónicos generadores y de la tendencia de las coordenadas de sus centros".

Del mismo trabajo, en el capítulo sobre **LA FUENTE DE LA ENERGÍA DEL HURACÁN**, el modelo que presenta supone que el Huracán o ciclón tropical es un sistema termodinámico abierto, que recibe la energía cinética de los vórtices anticiclónicos laterales, que a la vez son considerados como sistemas termodinámicos abiertos (figuras 1, y

2). El modelo contempla al Huracán sólo conteniendo aire seco, analizando la redistribución de la **energía cinética horizontal**; considera después la intervención del vapor de agua, y la redistribución de la **energía cinética horizontal** de un sistema termodinámico abierto, y argumenta el sistema de **vórtices anticiclónicos como fuente de energía cinética**, asimismo como fuentes de energía los cambios termodinámicos del agua, tanto vertical, como horizontal del Huracán. Renglones adelante menciona: "En los últimos años se ha podido comprobar que la columna de aire del área de lluvia del ciclón tropical tiene temperatura más alta que el resto de la atmósfera alrededor, siendo la zona central del ojo la de mayor temperatura (a veces 10°C más alta). Este hecho es el que ha servido de base a la mayoría de las teorías sobre el origen de los huracanes hasta el presente (1968), para sostener que el calor latente de condensación del vapor de agua es la fuente primordial de su **energía cinética** también agrega "La cantidad de calor latente empleado en el calentamiento de la masa de aire del huracán es mucho menor que la cantidad real utilizada, quedando la diferencia como disponible para ser utilizada en la **energía cinética del Huracán**.... La mayoría de los autores que actualmente (1968) sostienen que el calor latente de condensación es la fuente de la **energía cinética del Huracán**, se basan fundamentalmente en el hecho de que la estructura vertical del huracán presenta una notable baroclinicidad".

De la misma Academia de Ciencias de Cuba, el trabajo "MÉTODO AUXILIAR PARA EL PRONÓSTICO DE LAS TRAYECTORIAS DE LOS HURACANES", de Ortiz Héctor Roberto (1968), trata las trayectorias desde dos puntos de vista: uno Meteorológico en formas a) isalobárico, y b) translacional; y el otro Estadístico.

El aspecto meteorológico a) **ISALOBÁRICO**, o líneas de igual cambio de presión, referido a bajas presiones, dando las reglas siguientes:

1.- Centros Ciclónicos Circulares o casi circulares se mueven en la dirección del gradiente isalobárico {isalobara es una línea de tendencia de cambio de presión constante; tales líneas son algunas veces dibujadas sobre cartas sinópticas, principalmente como ayuda al pronóstico de movimiento de rasgos de distribución de presión}.

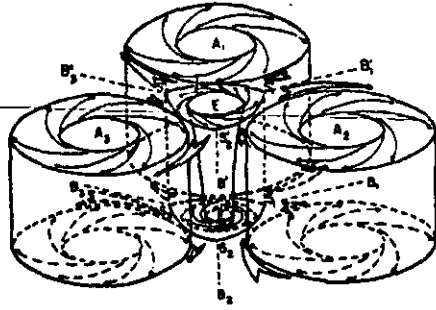


Figura 1.- Representación tridimensional del modelo (caso de tres vórtices anticiclónicos), según Rodríguez Ramírez (1968).

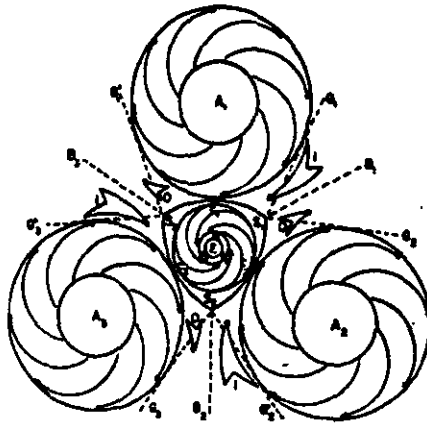


Figura 2. Sección horizontal de los bajos niveles (caso de tres vórtices), según Rodríguez Ramírez (1968).

2.- Centros de Presión Elípticos se mueven en la dirección entre el eje mayor de simetría y la dirección del gradiente isalobárico; mientras más alargadas sean las isalobaras más próxima será la translación al eje de simetría, "... señala que el movimiento de los ciclones sufre desviaciones con respecto del área de mayor caída de presión, y que el centro del ciclón está siempre a la izquierda del punto donde la presión está disminuyendo mas rápidamente,..... la trayectoria del ciclón es trazada usualmente algo a la izquierda del paso de la Katalobara {línea de mayor presión}, cuando la trayectoria del anterior es de Oeste a Este y el gradiente es al Norte. Párrafos adelante menciona: "los huracanes se mueven hacia

el área de mayor caída de presión, y esta regla ha dado buenos resultados para la predicción”.

b) TRANSLACIONAL.- El promedio de las velocidades de translación de los huracanes ha sido estudiado desde 1895, cuando se formuló la “Ley de las Velocidades de Translación Relativas en las Diversas Partes de la Trayectoria”. En ella se contemplan las velocidades en las dos ramas de la parábola, indicándose la desigualdad existente entre la primera y segunda ramas, concordando con un movimiento diario de 468 kilómetros antes de la recurva, y de 706 kilómetros después; la diferencia de las dos ramas lleva a agrupar los sectores de trayectorias en dos grandes familias, que son: trayectorias dirigidas al primer cuadrante y trayectorias dirigidas al cuarto cuadrante.

ASPECTO ESTADÍSTICO. “De los cien sectores de trayectorias estudiadas en su trabajo (Ortiz, 1968), las desviaciones angulares y 468 km por día recorridos se han dividido en dos grupos que comprenden, primero, trayectorias dirigidas al primer cuadrante (respecto al norte geográfico) y, en segundo término, trayectorias dirigidas al cuarto cuadrante, debido a que es esencial cierto grado de clasificación (no se estudian los cuadrantes segundo y tercero, debido al bajo número de eventos que se dirigen a esos cuadrantes, que pueden considerarse como trayectorias extraordinarias).

En la discusión de los resultados se tiene: ... “En primer término, una inspección general del desplazamiento de las trayectorias con respecto del centro katalobárico (flujo de viento frío), lleva a meditar sobre la observación inferida del campo isalobárico, consistente en la aparente tendencia mostrada por los organismos tropicales a desplazarse por la derecha del centro de mayor cambio de presión negativo, independiente de sus coordenadas geográficas, fechas e intensidades ...”.

El autor (Ortiz, 1968) menciona que en trabajos para ciclones extratropicales realizados por Hanzlik encontró que el centro del ciclón se hallaba siempre a la izquierda del punto donde la presión está disminuyendo mas rápidamente, lo que coincide con Ekholon y

los resultados del Weather Bureau, de los EUA. Menciona que es la diferencia entre huracanes tropicales y extratropicales, y aceptado ampliamente por la comunidad meteorológica, que la circulación de la atmósfera en gran escala determina considerablemente la trayectoria huracánica y que, en cortos lapsos de tiempo, es factor importante para el futuro movimiento la dirección de la corriente en que se encuentra el huracán.

Ortiz escribe que el centro ciclónico está condicionado a la interacción de los vórtices anticiclónicos, pero cualquiera que sean las fuerzas actuantes es indudable que un meteoro desplazándose al cuarto cuadrante implique la existencia de corrientes de la región Este al Norte y Nordeste del mismo, condición que satisface durante los meses de estio el anticiclón del Atlántico.

En la parte de conclusiones menciona ... "Se indica este nuevo método auxiliar para el pronóstico de las trayectorias de los huracanes, que permitirá al meteorólogo, en cierto modo, conocer con anticipación y aceptable margen de probabilidades el área donde se ubicará el centro ciclónico en la próximas horas".

El trabajo A NUMERICAL SCHEME FOR THE PREDICTION HURRICANE AND TYPHON MOVEMENT 1,2 . De Robert J. Renard, 1967 (traducción libre de Víctor Ramos G.), que es un pronóstico numérico donde el viento geostrófico es la principal fuerza gobernante de la trayectoria, menciona un problema de potencial con el parámetro de CORIOLIS, evitando el cálculo del viento geostrófico en bajas latitudes, por usar una forma modificada del empleo de la función seno para latitudes menores a 30°. El pronóstico lo ubica en intervalos mayores a 48 h y hasta 72 h, dando un error de la trayectoria de 70 millas náuticas.

De la traducción al español del trabajo: SISTEMA DE PRONÓSTICOS DEL MOVIMIENTO DE CICLONES TROPICALES EN EL GOLFO DE MÉXICO, de Robert T. Merrill (sin fecha), este programa, conocido ampliamente como CLIPER (Climatología y

Persistencia}, se basa en un grupo de datos en el cual las trayectorias de los ciclones tropicales que se disipan de 36 a 72 horas se extrapolan linealmente para eliminar el error de pronóstico del movimiento hacia el oeste.

CLIPER muestra dos tipos principales de análisis: análogo y estadístico. Los modelos análogos escudriñan archivos conteniendo todas las trayectorias de ciclones tropicales en una zona determinada, seleccionando como análogos aquellos con movimiento, localización y fecha de ocurrencia similares a los del ciclón a pronosticar, encontrando la trayectoria a pronosticar, combinando las analogías entre si.

Los modelos estadísticos para predicción de desplazamientos zonales y meridionales del centro del ciclón, para intervalos de pronóstico de 12 a 72 horas en incrementos de 12 horas, es el desarrollo de una ecuación de regresión (no da más datos), utilizando como predictores el número y día, latitud, longitud de movimiento meridional y zonal 12 horas antes del tiempo de pronóstico, y viento máximo del ciclón.

El esquema CLIPER revela algunas deficiencias, principalmente para ciclones tropicales en el Golfo de México, especialmente los que inician su movimiento hacia el oeste o noroeste que tienden a desviar bruscamente a la derecha, dando al modelo una dirección norte. La causa inmediata de este desvío se hace aparente en el mapa de vectores del movimiento medio de ciclones tropicales (fig. 3), trata la trayectoria "típica" sobre un área extensa de la zona del Atlántico, es una parábola amplia descrita conforme los ciclones que recurvan cerca de la orilla de la alta semipermanente subtropical hacia el occidente. En el suroeste del Golfo de México y noroeste del mar del Mar Caribe el movimiento se aproxima a una línea recta o ligeramente con curvatura a la izquierda, especialmente durante julio y agosto. Menciona el movimiento de los ciclones tierra dentro, moviéndose al oeste, entrando en zonas montañosas de México, y los que se desplazan con trayectoria norte entran a EUA pudiendo persistir durante días sobre terreno relativamente plano.

CLIPER-GOLFO para el occidente del Golfo de México ha tomado en cuenta tres grupos de desarrollo, todos los casos al noreste de la zona ciclogénica considerada (figura3), se

han rechazado. Los diferentes grupos de datos de desarrollo fueron separados a un grupo restringido de casos de 1886 a 1979, utilizando sólo aquellos con al menos 72 horas de desplazamientos futuros. Los ciclones con más posibilidad de ser incluidos son aquellos con movimiento lento o en trayectoria norte y que no chocan con las montañas de México, donde con toda seguridad se disipan”.

La extrapolación de las trayectorias es un esfuerzo para representar la influencia de la directriz predominante en un caso individual, a pesar de que el ciclón en sí se haya disipado. La extrapolación lineal se adopta como una pronta “primera suposición” y también es justificable porque el campo de movimiento medio hacia el occidente del Golfo de México es, aproximadamente, lineal. La información operacional para el CLIPER ha sido incorporada desde el principio de la temporada de 1972. El máximo movimiento hacia el oeste es de esperarse en julio y agosto, y los cambios de trayectoria hacia el este a finales de la estación, reflejando aumento del dominio en latitudes medias, y hacia el oeste en latitudes mas bajas. La figura 3 muestra el efecto de incremento en el desvío de 45 a 120 nudos.

Sistemas como el CLIPER-GOLFO, que se basan sólo en persistencia y climatología, fallan en situaciones de condiciones sinópticas anómalas o rápidamente cambiantes.

Del programa de pronóstico de trayectorias: AN ALTERNATIVE TO THE HURRAN (Hurricane Analog) TROPICAL CYCLONE FORECAST SYSTEM. De Charles J. Neuman, 1971 (traducción libre de Víctor Ramos G.), El HURRAN es una de varias técnicas a partir de las cuales el Centro Nacional de Huracanes deriva guías objetivas preparatorias para procedimientos de pronóstico de trayectorias de ciclones tropicales. Una omisión del sistema HURRAN es su insuficiencia para proporcionar una guía objetiva cuando son insuficientemente apoyadas las analogías. En efecto, fue desarrollado un sistema de ecuaciones de regresión alternativa conocido como CLIPER (Climatology and Persistence). De este artículo se describen la derivación, aplicación y errores del sistema CLIPER.

El HURRAN es aplicable a ciclones tropicales de trayectorias "normales". La mayor parte de tormentas al sur de la Latitud 25°N, antes de recurvar, comportándose normalmente son bien pronosticadas por este sistema, pero no es factible después de recurvar la tormenta.

Los predictores utilizados son Longitud y Latitud iniciales, componentes iniciales este y oeste, igualmente sur a norte; viento máximo, y número de días, siendo los predictantes los desplazamientos de 12 a 72 horas N/S, y E/O. El periodo tomado es de 1931 a 70, con un total de 3 156 conjuntos de datos dependientes de 286 tormentas. Uno de los resultados es la no linealidad entre predictores y predictantes. No obstante los errores del CLIPER son significativamente menores que los del HURRAN.

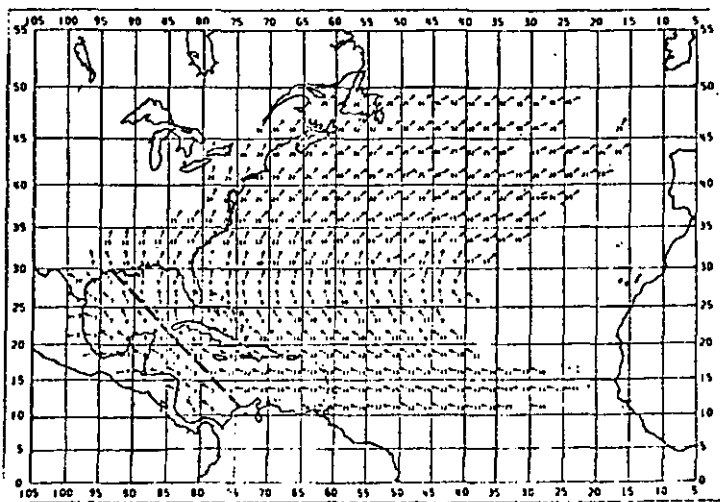


Figura 3. Muestra el efecto de incremento de desvío de 45 a 120 nudos (Robert T. Merril, sin fecha).

En el artículo A REVISED NATIONAL HURRICANE CENTER. NHC83 MODEL (NHC90), de Charles J. Neuman & Colin J. McAdie, 1991 (traducción libre de Víctor Ramos G.), se menciona que, en sentido amplio, los modelos para predicción de movimiento de ciclones tropicales se clasifican como estadísticos y dinámicos (numéricos). Dependiendo del método o tratamiento de desarrollo, datos y tipo de predictores empleados, los modelos estadísticos son subclasificados como analógicos, clase CLIPER o estadístico-sinóptico. Los modelos dinámicos (numéricos), dependiendo de su complejidad

(adulteración), suposiciones u otros factores presentes se designan entre uno y otro barotrópico o baroclínico. Los modelos que usan salidas a partir de un modelo dinámico, pero tratado con esos datos dentro de un marco de referencia de predicción estadística, son referidos como estadístico-dinámico (figura-4). Conceptualmente los modelos estadístico-dinámicos son muy solicitados; en ellos se combinan las ventajas de ambos para aproximarse a la predicción de un ciclón tropical, pero requieren mantener características similares estadísticas.

El modelo del National Hurricane Center de 1983 (NHC 83) propone abandonar el uso de las alturas geopotenciales en favor de los vientos de la capa-profunda-media, sin embargo: 1) continúa usando las alturas geopotenciales; 2) emplea datos de entrada de viento de la capa profunda media, de uno u otro el uso de los resultados es una reducción en el error de pronóstico de trayectorias.

Desde el inicio del modelo NHC 83 se desarrolló en versión "Perfect-Prog", esto se refiere al uso de la observación del pronóstico de campos dentro de la fase del desarrollo del modelo, proveyendo un método conveniente para separar el efecto de errores dentro del Modelo Espectral a partir de los errores dentro del Modelo Espectral Global de la trayectoria debidos únicamente al NHC 89, por la sustitución del viento observado en los campos de altura del modelo y para volver a correrlos.

El NHC83 no resuelve la vorticidad del ciclón tropical. La figura 5 son ejemplos de una tormenta después y antes de recurrar. Los esquemas de predicción de los modelos NHC83 y NHC90 están referidos a la persistencia de la trayectoria de la tormenta definida por el movimiento entre la posición inicial y la posición 12 h más tarde. Para el NHC83, un criterio simple puede ser la posición inicial en dirección al Polo o al Ecuador a partir de 25°N, seleccionando alturas geopotenciales de capa profunda media y apoyados en consideraciones objetivas y subjetivas.

En cuanto a la reducción de estos modelos, se da un desarrollo a partir de modelos diferentes del NHC83, utilizando solamente predictores relacionados con la climatología de la persistencia. El NHC90 utiliza solamente predictores derivados a partir del análisis de la corriente de capa profunda, cada uno de ellos produce una trayectoria pronosticada a 12h.

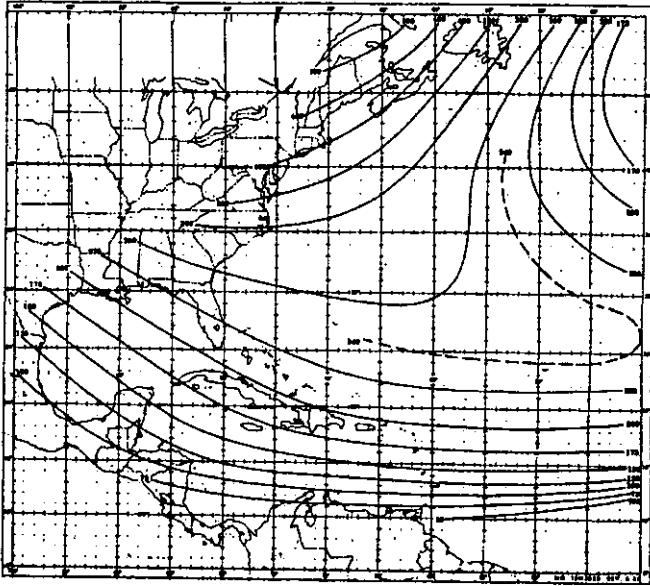


Figura 4. Ejemplo de pronóstico CLIPPER de 24, 48, y 72 h (A y B). Son casos seleccionados de la temporada de huracanes 1971, y (C,D,E), sobre casos ficticios. Las líneas son pronósticos del CLIPPER, donde fueron aplicables; la punteada es una porción de trayectorias observadas (Charles J. Neuman & Colin J. McAdie, 1991).

Dentro de la amplia gama de modelos, existen los que trabajan varias capas, como lo es el "DESCRIPTION OF THE NMC GLOBAL DATA ASSIMILATION AND FORECAST SYSTEM" (Masao Kanamitsu, 1989). Muestra un arreglo de 18 capas atmosféricas, yendo de 995 mb. a 21 mb., y niveles mandatorios de 1 000; 650; 700; 500; 400; 300; 250; 200; 150; 100; 50; 30; 20, como se ilustra en al figura 6. Presenta un plano de contornos orográficos (figura 7), señalándolo como causante del efecto de bloqueamiento por efecto de montañas, sin explicar la forma del bloqueo.

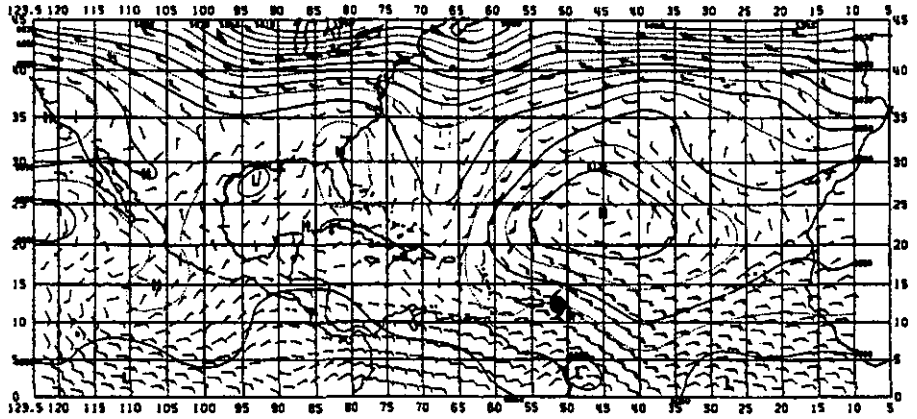
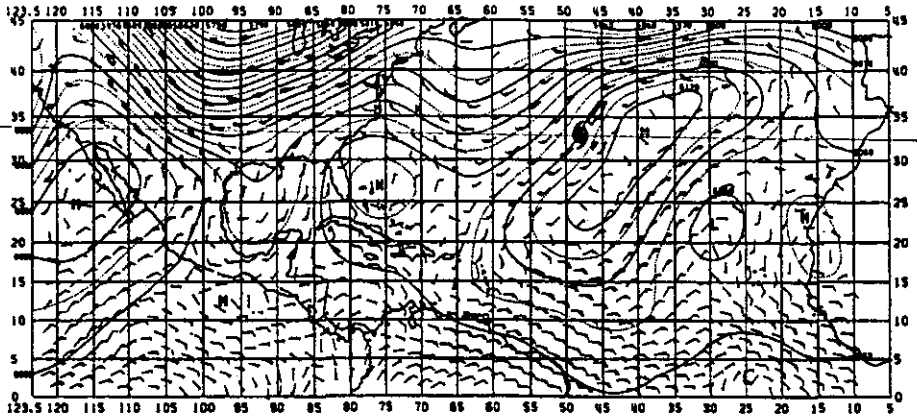


Figura 5. En la ilustración de arriba se muestran ejemplos de viento inicial (en nudos) de la capa media profunda (altura media estándar de esta capa es: 6 060.5 metros) y análisis de geopotenciales en altura, donde el vórtice ciclónico no está presente. En la carta de superior, la tormenta recurva dentro de los vientos de oeste (oestes), mientras que en la carta de abajo, recurva adelante (Charles J. Neuman & Colin J. McAdie, 1991).

CAPA	ESPESOR	PRESIÓN	NIVELES mandatorios
18	0.050	21mb	— 20
17	0.050	74	— 30
16	0.050	124	— 50
15	0.050	175	— 100
14	0.050	225	— 150
13	0.050	295	— 200
12	0.050	325	— 250
11	0.050	375	— 300
10	0.050	425	— 400
9	0.096	497	— 500
8	0.096	594	
7	0.093	666	— 700
6	0.085	777	
5	0.073	855	— 850
4	0.055	920	
3	0.025	960	
2	0.017	961	
1	0.010	995	— 1000

Figura 6. Arreglo vertical del modelo de 18 capas (Masao Kanamitsu, 1989).

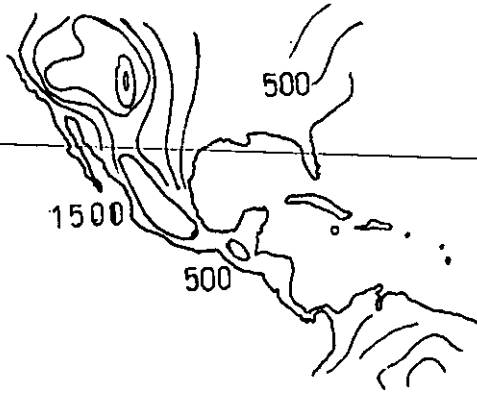


Figura 7. Modelo de realzado de orografía para simular un mejor efecto de bloqueamiento por las montañas durante la estación de invierno. Se basa en la silueta de la orografía, donde la altura de la orografía es calculada a partir de las alturas medias de los picos más altos dentro de una malla (Masao Kanamitsu, 1989).

Del artículo de Enzo Levi (1989), doctorado en matemáticas y dedicado a la hidráulica, sobre CONSIDERACIONES ACERCA DE LA TRAYECTORIA DE LOS HURACANES, propone estudiar el avance del Huracán a lo largo de su trayectoria considerándolo como la resultante de un movimiento propio y de otro que sigue los vientos locales. Con base en una interpolación del Huracán como un giroscopio se dan los elementos para analizar el movimiento propio en función de la latitud, velocidades angulares y otras de características mecánicas de la tormenta. Argumenta que una de las razones por las cuales la predicción del trayecto subsiguiente de un Huracán que se está acercando no pueda realizarse únicamente por medio de análisis del campo de presiones o de los vientos, ya que dicha predicción se refiere a la utilización de métodos estadísticos con base en el conocimiento de las rutas de huracanes anteriores.

El objetivo del trabajo es sugerir un método que considerando al ojo del huracán como giroscopio debería permitir la evaluación de la componente de la ruta del Huracán.

Al aplicar el modelo del giroscopio al Huracán se supone que el movimiento del ciclón se compone de un movimiento propio y uno convectivo. El primero, que interesa determinar,

lo simula imaginando al ojo del ciclón como un cuerpo tipo giroscópico en rotación rígida al rededor de un eje que pasa por el centro de la Tierra, tomado como un punto fijo para el movimiento. Estableciendo un sistema cartesiano de referencia con centro en O, tomando el vector k sobre el eje de rotación, y el vector y en el plano que contiene k , y el vector, también unitario n , orientado como el eje Terrestre (ver figura 8).

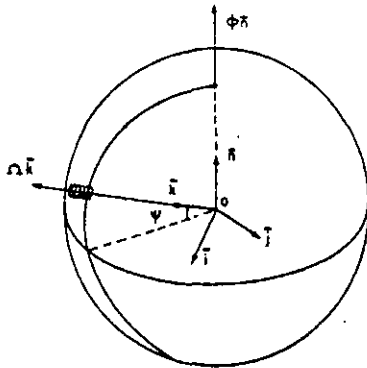


Figura 8. Velocidades angulares y sistema de referencia con respecto del Huracán y la Tierra. (Ω , velocidad angular alrededor del eje del Huracán; Φ , velocidad angular alrededor del eje Terrestre; i - j - k vectores cartesianos unitarios ligados al Huracán; n , vector unitario orientado al eje Terrestre; O, origen; ϕ , latitud) (Enzo Levi, 1989).

En las conclusiones menciona que la divergencia del movimiento del Huracán con respecto de los vientos dominantes se manifiesta en un desvío hacia el norte, interpretando y considerando al Huracán como dotado de una rotación giroscópica alrededor de su eje. Esto implica no sólo la presencia de una velocidad angular conforme de dicho eje, sino también de otra, con respecto del eje de la Tierra.

El artículo sobre trayectorias de huracanes en las costas del Pacífico Mexicano, "THE INFLUENCE ON BAROTROPIC VORTEX MOTION", de Zhender Joseph, 1993, del cual a continuación se transcribe el resumen (traducción libre de Víctor Ramos G): "El movimiento de un vórtice barotrópico en la vecindad de una configuración de gran escala

topográfica es examinada a través de la integración numérica de ecuaciones shallow-water en un canal ecuatorial plano-beta. Los parámetros son elegidos para representar las montañas de la sierra de México. El movimiento del vórtice es afectado a través de la modificación de la circulación asimétrica por el estrechamiento del vórtice asociado con la divergencia del campo de velocidad horizontal, tal y como el aire fluye a través de la montaña. Un vórtice que se aproxima a la topografía proveniente del Este es acelerado y deflectado hacia el sur, y un vórtice inicialmente al oeste de la montaña recurva y se mueve hacia el Este, tal movimiento en contraste al movimiento hacia el Noroeste de un vórtice sobre el nivel del terreno. El movimiento del vórtice es de la misma manera comparado a la dirección del gradiente de vorticidad potencial impuesta”.

Los efectos topográficos descritos de este artículo pueden ser importantes en el pronóstico del movimiento de huracanes en el Este del Pacífico Norte y Oeste del Golfo de México.

En general, las trayectorias propuestas por Zhender, son ONO, como se muestra en la figura 9. No hay forzamiento orográfico sobre el Huracán, lo que muestra que el viento es modificado por la orografía, y es ésta quien actúa sobre el Huracán, como se muestra en la figura 10.

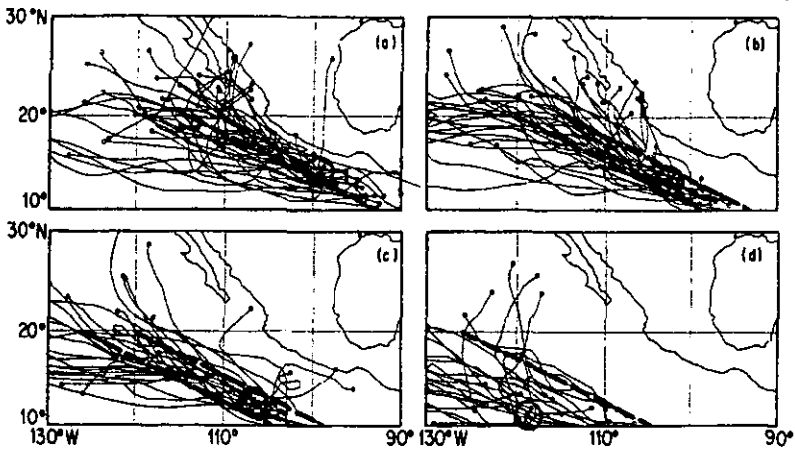


Figura 9. Originados al este de la línea en (a), entre las líneas en (b) y en (c), y oeste de la línea en (d). El símbolo (x) indica el promedio inicial de localización de cada grupo (Zhender Joseph, 1993).

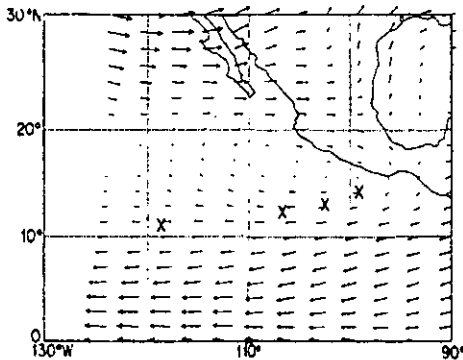


Figura 10. Climatológicamente (mayo-septiembre), el viento promedio verticalmente en nudos para el período 1980/89. La máxima velocidad del viento es de 10 nudos. El símbolo (x) indica la localización inicial promedio para cada grupo de tormentas (Zhender Joseph, 1993).

El comentario general sobre los trabajos publicados previamente de los pronósticos de trayectorias de huracanes se reduce a mencionar que ninguno de los trabajos analizados contempla entre sus hipótesis a la forma real de la Tierra, o alguna de sus aproximaciones. Por regla general atribuyen los movimientos horizontales a fenómenos termodinámicos, y al viento geostrofico, por lo tanto, el aporte de la revisión realizada es que en el modelado de trayectorias huracánicas, es el primer antecedente sobre pronóstico de trayectorias, donde se da un manejo no termodinámico a las trayectorias de los huracanes, sino en condiciones enmarcadas en la Teoría General de la Relatividad aplicada al Geoide y fluidos atmosféricos asociados en movimiento sobre sus ondulaciones. Para ello, se ha hecho uso de las propiedades de superposición de datos cruzados de las trayectorias históricas huracánicas, ondulaciones del geoide y/o anomalías gravimétricas (de componente vertical), con un control cartográfico aceptable y enmarcados en la Teoría General de la Relatividad.

APÉNDICE B. CARTOGRAFÍA Y PROYECCIONES CARTOGRÁFICAS

La variedad de mapas cartográficos que se presentan son las proyecciones Mollweide, Oblicua Ortográfica, Cilíndrica Equidistante (CE), donde aparecen los mapas geodésicos, y los mapas del paquete estadístico Fuerza 12 está en la proyección Mercator Conforme (MC). El mapa geodésico de que se toma una sección para el Mapa Base de este trabajo está en proyección CE, en una *gradícula* (así definido por Caire Lomelí, 1986) de $3^{\circ} \times 3^{\circ}$.

El área de estudio (10° a 30° Lat N, y -140° a -60° Lon W) comprende una resolución a nivel país o continente; las proyecciones CE y MC muestran distorsión entre 1.22% y 0.819%, y 1.07% y 1.33%, respectivamente, permitiendo trasladar las trayectorias al Mapa Base en proyección Mercator a escala 1: 10, 000 000.00, la más conveniente para los fines del trabajo sin menoscabo en la interpretación y dentro de la tolerancia del caso (la trayectoria no rebasa los límites del Mapa Base).

La Cartografía Matemática es una rama de la Cartografía relacionada con las bases matemáticas de la elaboración de mapas; en particular, el estudio de las proyecciones cartográficas. Con esta disciplina se enmarca el tratamiento de las proyecciones y se garantizan buenas comparaciones y superposiciones gráficas. La esfera y el esferoide son llamadas superficies no desarrollables, es decir, al desenvolverse no se extienden libremente como una hoja plana lisa sin distorsión, por lo que toda proyección conlleva mayor o menor grado de distorsión en el mapa. Un intermedio entre superficies no desarrollables y superficies planas con un finito o infinito radio de curvatura son las superficies cilíndrica y cónica, llamadas desarrollables; al desenvolverse introducen algunos grados de distorsión, pero se les considera intermedias.

Para las latitudes del área de estudio, el Mapa Base y el de trayectorias presentan 1.07% y 1.33% de distorsión o menores, cerca del Ecuador, por ello se utilizan indistintamente sin menoscabo en la interpretación.

La **PROYECCIÓN MOLLWEIDE** resalta claramente las ondulaciones del geode sobre el área de interés. Inventada por el Alemán Carlos B. Mollweide en 1805 y difundida por J. Babinet con el nombre de **homalográfica**, que en griego significa "trazado igual o uniforme". El ecuador tiene el doble de longitud que el meridiano central y está dividido en partes iguales. Los paralelos son horizontales y están espaciados de tal manera que cada zona comprendida entre dos consecutivos sea igual a su correspondiente en el globo, por lo tanto, es una proyección equivalente.

Parte del paso de la superficie de un hemisferio terrestre a una superficie circular, es decir, $2\pi r^2 = \pi R^2$, siendo R el radio de la segunda: $R=r\sqrt{2}$. Los paralelos son siempre rectos. Su distancia mutua (y) se calcula de acuerdo con la fórmula $\pi \text{sen}\theta = \text{sen } 2\alpha + \alpha$, siendo α el ángulo entre el Ecuador y el vector que llega hasta el punto de corte del paralelo del círculo. En cuanto se ha construido el reticulado del Hemisferio es posible, en forma puramente mecánica, complementarlo hacia ambos hasta tener la esfera completa; después, se encierra la figura en una elipse, como se muestra en al figura 2 (Eckert, 1961). Corresponde la **PROYECCIÓN DE ÁREAS IGUALES** (Frederic P. 1984), cada sección del mapa resultante puede mantener una razón constante con el área representada de la Tierra, bajo las transformaciones siguientes:

Partiendo del esferoide, se transforma a la esfera de área equivalente, y de ahí, la esfera de área equivalente se transforma a la superficie a desplegar. Los términos necesarios son: primero.- la esfera **autháltica**, esta esfera tiene la misma área total del esferoide. La longitud de puntos son inalterados por la transformación. No obstante, la transformación requiere la definición de **latitud autháltica** sobre la esfera, que corresponde a la latitud geodésica sobre el esferoide. De la misma manera, los radios de la esfera autháltica pueden determinarse. Segundo.- las posiciones transformadas a la esfera autháltica son entonces transformadas sobre la superficie a desarrollar a la forma del mapa. La **latitud autháltica** es definida por la proyección de área igual del esferoide sobre la esfera.

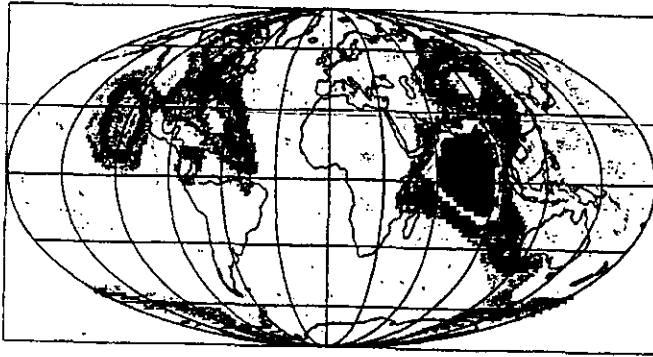


Figura 1. Geoide Global en metros relativos al Geoide esférico de referencia r_0 , $30^\circ \times 30^\circ$ de longitud de malla/círculos de latitud, proyección Mollweide de la esfera r_0 (Vanicck 1994).

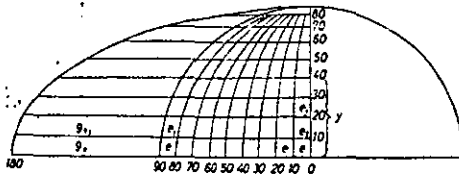


Figura 2. Proyección de Mollweide (Eckert 1961).

Mollweide es una proyección (elíptica) derivada de la esfera authálica a partir de la construcción en la figura 3. Todos los meridianos son elipses. El meridiano central es una elipse rectilínea (o la línea recta), y los meridianos a 90° son elipses concéntricas, o arcos circulares. El Ecuador y paralelos son líneas rectas perpendiculares al meridiano central. El meridiano central y el ecuador son de longitud verdadera.

El problema principal en esta proyección es el espaciamiento de las paralelas, así que la propiedad de las equivalencias de área es mantenida. Para aplicar la ley de superficies iguales a partir de la esfera authálica al mapa plano.

El área del círculo centrado en 0 es

$$A_1 = \pi r^2 \quad (1)$$

Esto es igual en área a la semiesfera

$$A_1 = 2\pi R^2 \quad (2)$$

Igualando las ecuaciones (1) y (2)

$$\pi r^2 = 2\pi R^2$$

$$r^2 = 2R^2 \quad (3)$$

$$r = \sqrt{2}R \quad (4)$$

De la figura 3, el área entre la latitud θ sobre la esfera, y el Ecuador es

$$A = 2\pi R^2 \sin\theta. \quad (5)$$

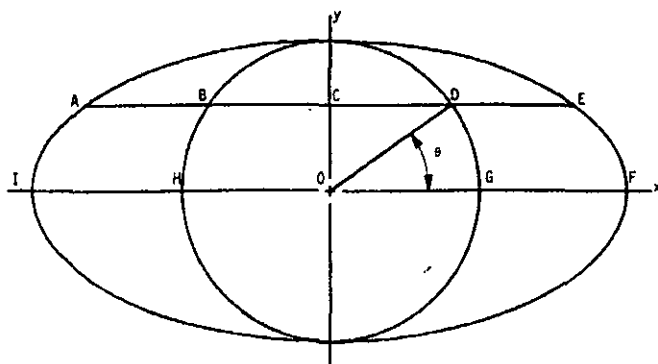


Figura 3. Geometría de la proyección Mollweide (Frederick Pearson, 1984).

Esta área es igual a la AEFI sobre la figura. Para un círculo inscrito junto con una elipse, donde el radio del círculo es un medio del semieje mayor el área BDGH es igual a un medio del área AEFI. Considerando la mitad del área BDGH, ésta es área CDGO, que está compuesta del triángulo OCD y el sector ODG. El área del triángulo es

$$A_A = \frac{1}{2} r \sin\theta r \cos\theta$$

$$= \frac{r^2}{4} \text{sen } 2\theta \quad (6)$$

El área del sector es

$$A_s = r^2 \frac{\theta}{2} \quad (7)$$

Igualando el área esférica y el área del mapa a través de las ecuaciones (5), (6), y (7).

$$2\pi R^2 \text{sen } \phi = 4 \left(\frac{1}{2} r^2 \theta + \frac{1}{4} r^2 \text{sen } 2\theta \right)$$

$$\pi R^2 \text{sen } \phi = r^2 \theta + \frac{1}{2} r^2 \text{sen } 2\theta. \quad (8)$$

Sustituyendo la ec. (3) en la ec. (8)

$$\pi R^2 \text{sen } \phi = 2R^2 \theta + R^2 \text{sen } 2\theta$$

$$\pi R^2 \text{sen } \phi = r^2 \theta + \frac{1}{2} r^2 \text{sen } 2\theta. \quad (9)$$

Se tiene ahora una cara con una ecuación trascendente a resolverse para θ . Para limitar exactamente, una gráfica de θ versus ϕ puede construirse, como en la figura 2, y valores de θ leídos para valores dados de ϕ . No obstante, para la implementación en computadora de esta proyección, es necesario recurrir a una solución numérica.

Aplicando el método Newton-Rapson. La ec. (9) queda como

$$f(\theta) = \pi \text{sen } \phi - 2\theta - \text{sen } 2\theta = 0. \quad (10)$$

Diferenciando la ec. (10)

$$f'(\theta) = -2 - 2\cos 2\theta \quad (11)$$

La solución iterativa de la ec. (9) para θ como función de ϕ es

$$\theta_{n+1} = \theta_n - \frac{f(\theta_n)}{f'(\theta_n)} \quad (12)$$

Sustituyendo las ecs. (10) y (11) en la ec. (12).

$$\theta_{n+1} = \theta_n + \frac{\pi \operatorname{sen} \phi - 2\theta_n - \operatorname{sen} 2\theta_n}{2 + 2 \cos 2\theta_n}$$

donde θ_n esta en radianes. Esto tiene una rápida convergencia si la suposición inicial para θ es el valor dado de ϕ . Mientras que θ y ϕ son iguales a 0° y 90° , la diferencia entre los dos es cercanamente 10° en la vecindad de $\phi=45^\circ$.

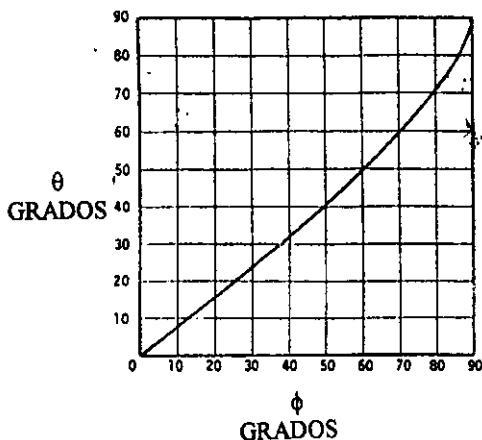


Figura 4. θ vs. ϕ para la proyección Mollweide (Frederick Pearson, 1984).

Encontrada θ , las ecuaciones del mapeo rápidamente se aplican a partir de la figura 3.

$$y = r \cdot s \operatorname{sen} \theta$$

$$y = r \cdot \operatorname{sen} \theta$$

$$x = \frac{\Delta\lambda}{90} r \cdot S \cos \theta \quad (13)$$

S es el factor de escala, vehículo para transformar la distancia verdadera sobre el modelo para que sea de tamaño manejable, y se calcula como la distancia del mapa entre la distancia de la Tierra), y $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_0$ en grados. El meridiano central tiene longitud λ_0 . Sustituyendo la ec. (4) dentro de la ec. (13), se llega a la delineación de las ecuaciones

$$y = \sqrt{2} R \cdot S \operatorname{sen} \theta$$

$$x = \frac{\Delta\lambda\sqrt{2}}{90} R.S.\cos\theta \quad (14)$$

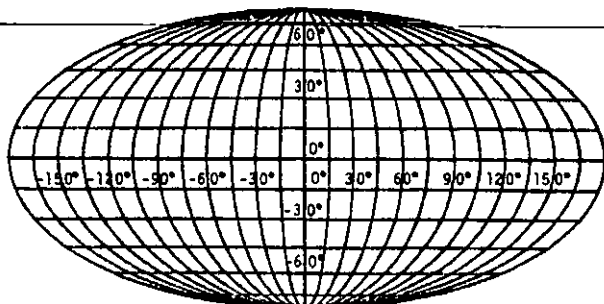


Figura 5. Proyección Mollweide (Frederick Pearson, 1984).

El resultado, aplicando la ec. (14) y la iteración, es la malla de la figura 5. La distorsión a través de los polos no es tan grande. El principal uso de la proyección de Mollweide es para ilustraciones geográficas relacionadas con el área, donde las distorsiones no provocan desorden.

Una tabla de delineación de la proyección Mollweide está dada en la tabla 1, donde el Ecuador se toma como $\phi_0 = 0^\circ$ para toda aplicación de esta proyección.

La transformación inversa para coordenadas cartesianas a coordenadas geográficas sobre la esfera aúthálica se sigue de las ecuaciones (9) y (14)

$$\theta = \text{sen}^{-1} \frac{y}{\sqrt{2RS}} \quad (15)$$

$$\phi = \text{sen}^{-1} \frac{20 + \text{sen } 2\theta}{\pi} \quad (16)$$

$$\lambda = \frac{90x}{\sqrt{2R}} \cos\theta \quad (17)$$

Tabla 1. Proyección Mollweide (Frederick Pearson, 1984).

LONGITUD	LATITUD			
	0°	30°	60°	90°
0°	0.000	0.000	0.000	0.000
	0.000	0.571	1.078	1.414
30°	0.471	0.431	0.305	0.000
	0.000	0.571	1.078	1.414
60°	0.943	0.862	0.610	0.000
	0.000	0.571	1.078	1.414
90°	1.414	1.124	0.915	0.000
	0.000	0.571	1.078	1.414
120°	1.886	1.725	1.220	0.000
	0.000	0.571	1.078	1.414
150°	2.537	2.156	1.525	0.000
	0.000	0.571	1.078	1.414
180°	2.828	2.587	1.830	0.000
	0.000	0.571	1.078	1.414



Figura 6. Trazado en tonos de gris, contornos a intervalos de 20 m, la depresión del Geoide referido al elipsoide GRS-80 obtenido a partir del modelo gravitacional Gem-t1. El trazado muestra las ondulaciones sobre una proyección oblicua ortográfica del hemisferio oeste. Las sombras oscuras denotan altos valores positivos (Vanicek, 1994).

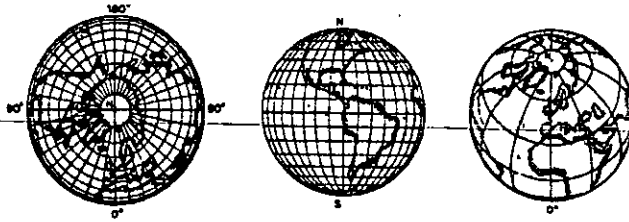


Figura 7. Proyección Ortográfica (Polar, Ecuatorial, y Oblicua (Eckert-M. 1961).

Se trata ahora la **PROYECCIÓN OBLICUA ORTOGRÁFICA**, cuyas representaciones fueron los caballitos de batalla. Corresponden a las proyecciones convencionales para preservar alguna cualidad de interés cartográfico, representado por una proyección matemáticamente simple, o de manera gráfica igualmente simple. La figura 6, muestra claramente las depresiones del Pacífico (-50m), conocida como la “del Oeste de Baja California (siglas en inglés: WLC)”, y del Atlántico (-60m), conocida como “la del Occidente del Atlántico Norte (siglas en inglés WNA)”, de acuerdo con Vanicek, 1994. En ésta proyección el centro de fuga está en el infinito, por lo que la superficie terrestre se proyecta mediante rayos paralelos perpendiculares al plano de proyección y puede ser oblicua, ecuatorial o polar, igual que en la figura 7.

La más útil de las proyecciones convencionales son la Gnomónica, la Acimutal Equidistante y la Policónica, ambas regulares y transversas. Las proyecciones geométricas simple de la cónica y cilíndrica, así como la proyección ortográfica de la ingeniería, son ejemplos de aproximaciones estrictamente geométricas.

La Proyección Ortográfica, es otra representación de una esfera sobre un plano por una transformación directa; ésta se puede desarrollar por medios puramente gráficos, la perspectiva del punto está colocada en el infinito. La proyección de los rayos cayendo perpendicularmente sobre la tangente mapeando el plano, después interceptando la esfera. La geometría de esta proyección se muestra en la figura 8, para el caso oblicuo sobre el plano solamente un hemisferio o menos puede representarse sobre esta proyección.

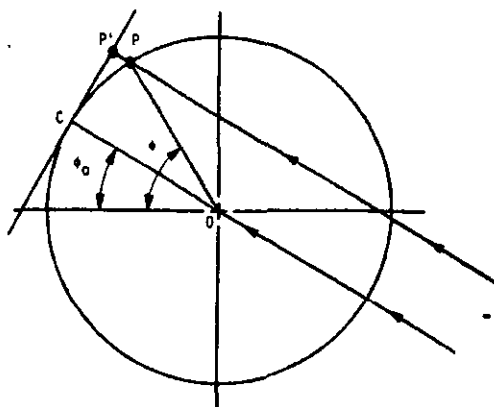


Figura 8. Geometría de la proyección Oblicua Ortográfica (ACI, 1984).

Son necesarios el ángulo, α , entre CO y CP, y el ángulo auxiliar, θ , sobre el plano mapeado.

A partir de la figura 8:

$$OP' = aS \operatorname{sen}\alpha \quad (1)$$

$$x = OP' \cos\theta \quad (2)$$

$$y = OP' \operatorname{sen}\theta$$

Sustituyendo la ecuación (1) dentro de (2)

$$x = aS \operatorname{sen}\alpha \cos\theta \quad (3)$$

$$y = aS \operatorname{sen}\alpha \operatorname{sen}\theta$$

donde S es el factor de escala.

De la ley de los cosenos, se tiene

$$\alpha = \cos^{-1} \{ \operatorname{sen}\alpha_0 \operatorname{sen}\alpha + \cos\alpha_0 \cos\alpha \cos \Delta\lambda \} \quad (4)$$

con el $\operatorname{sen}\alpha$ fácilmente disponible, de donde $0 \leq \alpha \leq 90$.

De las ecuaciones:

$$\operatorname{sen} \vartheta \operatorname{cos} \theta = \operatorname{sen} \Delta \lambda \operatorname{cos} \theta, \text{ y}$$

$$-\operatorname{cos}(90^\circ - \vartheta_0) \operatorname{sen}(90^\circ - \vartheta) \operatorname{cos} \Delta \lambda - \operatorname{sen} \vartheta \operatorname{sen} \theta = \operatorname{cos} \theta_0 \operatorname{sen} \vartheta - \operatorname{sen} \vartheta_0 \operatorname{cos} \vartheta \operatorname{cos} \Delta \lambda$$

$$\theta = \operatorname{tag}^{-1} (\operatorname{cos} \vartheta_0 \operatorname{sen} \vartheta_0 - \operatorname{sen} \vartheta_0 \operatorname{cos} \vartheta \operatorname{cos} \Delta \lambda / \operatorname{sen} \Delta \lambda \operatorname{cos} \vartheta) \quad (5)$$

Las ecuaciones (3), (4), y (5) dan la **proyección oblicua ortográfica**.

Se desarrolla ahora la **PROYECCIÓN CILÍNDRICA EQUIDISTANTE** (ACI, 1984), en que está el Mapa Base (fig. 9), y al igual que en las proyecciones anteriores, se resaltan las ondulaciones del Geoide, objeto de este trabajo.

El aspecto de una proyección cartográfica se refiere a la apariencia que toman los paralelos y meridianos, lo que a su vez depende de la selección en la posición de las líneas o puntos sin distorsión con respecto de la Tierra. En las Proyecciones Cilíndricas, si una línea aislada de cero distorsión coincide con la representación cartográfica de un círculo máximo (tal como el Ecuador, o un meridiano con su antimeridiano), la línea estará representada a la escala correcta sobre el mapa. Esto es geoméricamente equivalente a considerar que la superficie plana se ha enrollado en forma cilíndrica al rededor del globo, de modo que el círculo máximo es la única parte de la superficie esférica tangente al cilindro. Sobre el mapa resultante, que es el cilindro desarrollado, la línea de cero distorsión aparece como una línea recta que tiene la misma longitud que la del círculo máximo sobre el globo. El mapamundi es de forma rectangular, y las escalas particulares aumentan con la distancia a la línea de cero distorsión y, por lo tanto, los diagramas son también líneas rectas paralelas a ella.

Si geoméricamente la superficie plana del mapa se enrolla cilíndricamente al rededor del globo, y el círculo máximo (el Ecuador, por ejemplo) es la única parte de la superficie esférica tangente al cilindro, se trata de una proyección cilíndrica, y el mapa resultante es el cilindro desplegado, y la línea de cero distorsión aparece como una línea recta con la misma longitud del círculo sobre el globo, dando un mapamundi de forma rectangular. Estas

proyecciones son clásicas y aparecen bien tratadas por Pearson (1990), reduciéndose la búsqueda a localizar el nombre por el tipo de proyección.

Para el caso del cilindro secante, tiene dos líneas de cero distorsión equidistantes del centro del mapa y la forma del mapamundi continúa rectangular y los isogramas permanecen paralelos a las líneas, sin distorsión, pero ya que éstos corresponden a dos círculos menores sobre el globo, el ancho general de la proyección es menor que el de la proyección tangencial de la misma escala.

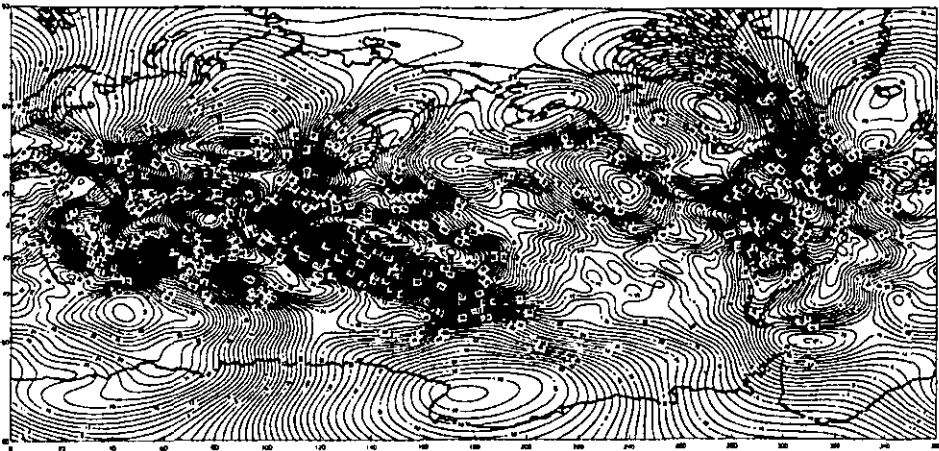


Figura 9. Mapamundi de alturas geoidales en proyección Cilíndrica Equidistante (Alfred Leick, 1990), del cual se extrae la sección correspondiente al Mapa Base.

Incluso cuando las escalas particulares varían de lugar a lugar en una proyección cartográfica, se deben mantener ciertas relaciones matemáticas entre ellas a lo largo del mapa. Esto da lugar a las propiedades especiales de la proyección cartográfica, las que tienen importante influencia sobre el uso del mapa para ciertos propósitos. Las propiedades más importantes son:

- CONFORMIDAD
 - EQUIVALENCIA
 - EQUIDISTANCIA
-

La propiedad de CONFORMIDAD (ampliando), la Proyección Cartográfica Conforme es aquella que satisface la condición de las escalas particulares máxima y mínima son iguales entre sí en cada punto. De aquí se sigue que la deformación aumenta regularmente en todas direcciones y que un círculo pequeño sobre la superficie esférica está también representado por un círculo en el mapa. En consecuencia, no existe deformación angular, lo que significa que un mapa conforme se puede usar para aplicaciones en que es necesario medir ángulos en el mapa. La condición de que en todo lugar del mapa $a=b$, significa asimismo que las formas de las áreas pequeñas están también correctamente representadas. De aquí el uso alterno de "ortomorfismo" para describir esta propiedad. Sin embargo, es importante reconocer que es precisamente la ausencia de deformación angular la característica más valiosa de un mapa conforme.

La propiedad de EQUIVALENCIA establece la condición que satisfaga para cada punto a la escala mínima particular es el recíproco de la máxima escala particular, es decir, $b=1/a$ y por lo tanto, ya que la escala en área es $p=ab$, resulta que $p=1.0$ en una proyección de "igual área". Un mapa de igual área es de utilidad para mostrar datos estadísticos, la interpretación de éstos es un elemento importante en la densidad de una variable.

La propiedad EQUIDISTANCIA consiste en que la escala principal se preserve en la dirección perpendicular a la línea de cero distorsión, o radialmente desde el punto de cero distorsión. Tales mapas ofrecen un método útil para medir rumbos o distancias a otros lugares del mundo y proporcionan un cuadro realista, la ventaja real de la propiedad de la equidistancia consiste en que tales mapas tienen comparativamente pequeñas cantidades de deformación angular y la escala en área no se vuelve excesivamente grande. En otras palabras, un mapa con esta propiedad es buena solución de compromiso para el uso cuando ni la conformidad ni la equivalencia son obligatorias. En consecuencia, los mapas

equidistantes se usan a menudo en atlas como base de mapas de referencia general de países o continentes (ver fig 10).

Un ejemplo de proyección cilíndrica equidistante es la cilíndrica Plate Carrée, donde: $x=\phi$, $y=\lambda$, y se ilustra en la figura 11.

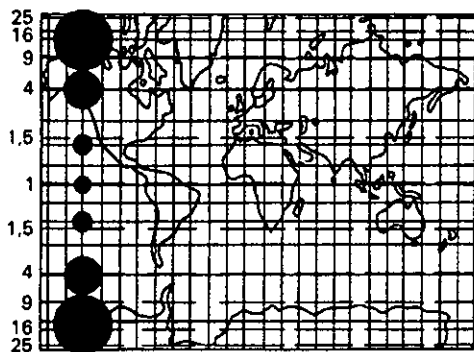


Figura 10. Proyección Cilíndrica Equidistante, o Plate Carrée. A lo largo de los meridianos se preserva la escala principal. Por lo tanto, el eje menor de cada elipse es el mismo que el diámetro del círculo sobre el ecuador. Las isogramas a la izquierda indican la escala del área, y las de la derecha muestran la máxima deformación angular (ACI, 1984).

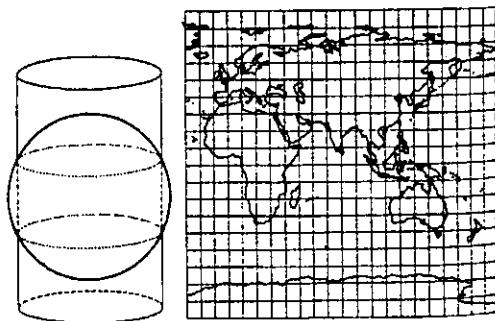


Figura 11. Proyección Cilíndrica Equidistante con dos líneas de cero distorsión en las latitud de 30° Norte y Sur). Las isogramas son para las máximas deformaciones angulares (tomado de ACI, 1984).

Se desarrolla ahora la PROYECCIÓN MERCATOR CONFORME, corresponde a la proyección del MAPA BASE y se muestra la poca distorsión de esta en el área de trabajo (10° a 30° Lat N, y -140° y -60° Long E), con lo cual se justifica su uso en este trabajo.

Esta proyección inventada en 1569 por Gerhard Kraemer, cuyo apócope fué Mercator, es una de las más importantes de todas las proyecciones, de gran importancia para mapas topográficos, porque consta de meridianos equidistantes que en el Ecuador representan a escala la verdadera magnitud, y la separación de los paralelos crece a medida que se alejan del Ecuador, dando como resultado que en las altas latitudes las extensiones aumentan demasiado. Este sistema es importante en navegación por ser el único donde las líneas de igual rumbo o loxodrómicas son rectas.

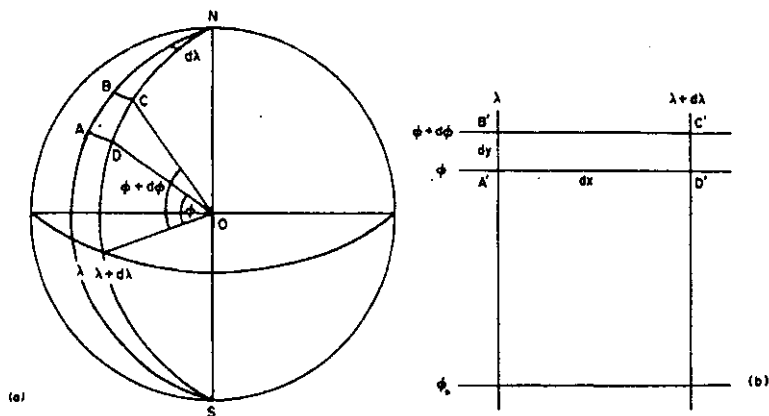


Figura 12. Un cuadrángulo infinitamente pequeño, ABCD, sobre una superficie esférica y su representación sobre un plano A'B'C'D' por medio de una proyección cilíndrica (ACI, 1984).

La figura 12(a) ilustra la representación de un cuadrángulo infinitamente pequeño de superficie esférica (Mailing, 1992), y la figura 12(b) ilustra la figura correspondiente sobre un plano. Se puede definir una escala particular a lo largo del meridiano en A' como

$$h = \frac{dy}{R \cdot d\phi} \quad (1)$$

y la escala particular a lo largo del paralelo como

$$k = \frac{dx}{R \cdot \cos \phi d\lambda} \quad (2)$$

Los valores de dx dependen del espaciamento de meridianos sobre el mapa. De ahí, el aspecto normal de una proyección cilíndrica tiene solo una línea cero de distorsión en el ecuador, esto significa que los meridianos pueden ser correctamente espaciados a lo largo del ecuador. En otras palabras la ecuación

$$x=R \cdot \lambda \quad (3)$$

es verdadera para todos las proyecciones cilíndricas de aspecto normal las cuales no han sido modificadas. Substituyendo la expresión correspondiente para incrementos infinitamente pequeños en longitud, en la ecuación (10.54)

$$k = \frac{R \cdot d\lambda}{R \cdot \cos \phi \cdot d\lambda} \quad (4)$$

simplificando a

$$k = \frac{1}{\cos \phi} \quad (7)$$

$$= \sec \phi \quad (6)$$

En otras palabras, la escala a lo largo del paralelo varía de acuerdo a la secante de la altitud. Entonces, también, es *común a todos los aspectos normales de las proyecciones cilíndricas*.

Condiciones aplicables a la Proyección Cilíndrica Conforme. Se puede simplificar la condición algebraica por conformidad, que $a=b$, con la expresión

$$h=k \quad (7)$$

En otras palabras,

$$\frac{dy}{R \cdot d\phi} = \frac{dx}{R \cdot \cos\phi} \quad (8)$$

y resolviendo esta ecuación para y, la ecuación (8) puede escribirse de la forma

$$\frac{dy}{dx} = \frac{d\theta}{\cos\phi} \quad (9)$$

a si que

$$y = \int \sec\phi \cdot d\phi \quad (10)$$

La solución de esta integral es común en el cálculo integral, y se puede escribir

$$y = \ln \tan \frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} + C \quad (11)$$

Usando la convención $\ln = \log_e$ indicando que este es un logaritmo natural base e. En el aspecto normal de las proyecciones cilíndricas el origen del plano en coordenadas está localizado en alguna parte sobre el ecuador. Por lo tanto cuando $\vartheta = 0$, e $y = 0$ y la constante de integración $C = 0$. Consecuentemente las coordenadas de la proyección que definen la proyección de Mercator de una esfera de radio unitario son:

$$x = \lambda \quad (12)$$

$$y = \ln \tan \frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2}$$

En este caso, cuando el ecuador es una sola línea de distorsión cero, las escalas particulares son:

$$h = k = \sec\vartheta \quad (13)$$

$$p = \sec\vartheta \quad (14)$$

$$w = 0^\circ \quad (15)$$

Los valores numéricos para estos están dados en la Tabla 2, y la proyección está ilustrada en la Figura 13.

TABLA 2. Proyección de Mercator. Valores para la ordenada, escalas particulares y distorsión característicos para los intervalos de 15° de aspecto normal a la retícula (ACI, 1984).

Latitud	ordenada	Escala particular		Escala de área	Máxima deformación angular
ϕ	y	h		k	p
0°	0.0000	1.0000	1.0000	1.0000	0°
15°	0.2649	1.0353	1.0353	1.0719	0°
30°	0.5493	1.1547	1.1547	1.3333	0°
45°	0.8814	1.4142	1.4142	2.0000	0°
60°	1.3170	2.0000	2.0000	4.0000	0°
75°	2.0276	3.864	3.864	14.931	0°
90°	∞	∞	∞	-	0°

Debido a la importancia práctica de esta proyección debe considerarse el efecto de las modificaciones causadas por la introducción de un paralelo estándar (significa que una mayor extensión en latitud puede ser mapeada sin distorsión excesiva). Si se denota el paralelo estándar ϕ_0 , entonces la escala particular en esta latitud es

$$k_0 = \frac{dx}{R \cdot \cos \phi_0 \cdot d\lambda} = 1 \quad (16)$$

$$\text{ó}$$

$$= \frac{x}{R \cdot \cos \phi_0 \cdot \lambda} = 1 \quad (17)$$

y por lo tanto

$$x = \frac{R \cdot \cos \phi_0}{R \cdot \cos \phi} \quad (18)$$

así que la condición para una proyección conforme puede ser ahora

$$\frac{dy}{R \cdot d\phi} = \frac{R \cdot \cos \phi_0}{R \cdot \cos \phi} \quad (19)$$

A partir de esto se obtienen las coordenadas de proyección para la modificada a partir de la proyección de Mercator

$$\left. \begin{aligned} x &= \cos \phi_0 \cdot \lambda \\ y &= \cos \phi_0 \cdot \ln \tan \frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

Se puede concluir en esta proyección, que por la resolución del Geoide (gradicula de 3° por lado), el desplazamiento de miles de kilómetros del Huracán, en la situación del área de trabajo (10° a 30° Lat N, y -140° a -60° Long E), la distorsión de las proyecciones del mapa base y las del paquete estadístico, permiten pasar las trayectorias al Mapa Base, o las ondulaciones del Geoide al mapa de trayectorias sin que esto por la poca distorsión cercana al Ecuador, modifique los resultados, como se ilustra en la figura 14.

Las proyecciones cilíndricas son las más cómodas en áreas cercanas al Ecuador, permitiéndose superponer para este estudio los mapas, excentándose de cálculos innecesarios, para pasar de una proyección a otra. El principio de la proyección de los mapas utilizados es la cilíndrica, aunque no siendo la misma, la distorsión entre una y otra no altera la interpretación de las trayectorias a escala global, aún así, los errores son tolerables debido al tratamiento regional del fenómeno en translación sobre las ondulaciones del Geoide. .

Esta forma de trabajo como procedimiento, se puede aplicar a eventos similares, en una zona de poca distorsión cartográfica, o en regiones a la misma latitud, sin necesidad de justificar todos los pasos.

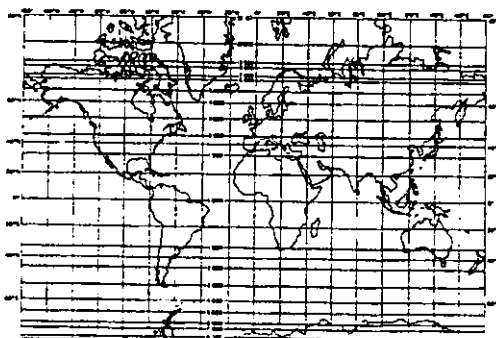


Figura 13. Aspecto normal de la proyección Mercator. Las isogramas representan valores igual área (Mailling 1992).

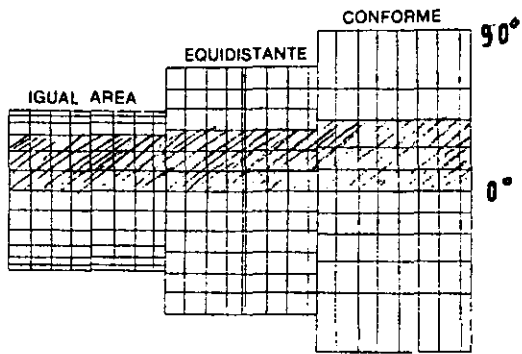


Figura 14. El área achurada se localiza la zona de estudio (ACI, 1984), mostrándose la poca distorción..

APÉNDICE C. MAPA BASE

~~El objetivo de esta sección es revisar cómo se obtienen, en forma global, las alturas Geoidales en metros, respecto de un elipsoide de revolución, en un sistema geocéntrico de coordenadas que rota, y su representación como mapa planisférico del Geoide.~~

De la revisión, se toma el mapa de `ondulación del Geoide ALTURAS GEOIDALES REFERIDO COMO ELIPSOIDE GAS-80 (Leick, 1990), donde el área de estudio comprende de 10° a 30° Lat. N, y de -140° a -60° Lon. E, resaltando las depresiones del Pacífico y del Atlántico, que destacan entre las diez mayores depresiones gravitacionales del Geoide, y actúan sobre las trayectorias de los huracanes como atractores gravitacionales. La sección correspondiente al área de estudio se dibuja en proyección Universal de Mercator Transforme, a escala 1: 10, 000 000.00, y se referirá, en adelante, como **MAPA BASE**.

Globalmente, la configuración de la superficie equipotencial se puede confeccionar en: **el interior, la frontera, y fuera del cuerpo masivo de la Tierra**. Respecto del interior, se enfoca a gran escala el potencial de gravedad sobre la acción de la Gravitación Universal. En la **frontera** se puntualiza el papel gravimétrico de los datos superficiales de distribución de densidades del cuerpo masivo para la determinación de los valores de potencial de gravedad para resolver, principalmente en términos de valores del límite del interior, y en **el exterior** el campo de potencial se comporta como atractor perpendicular de cualquier cuerpo hacia la superficie física de la Tierra.

La superficie de gravedad de interés particular es aquella que mejor se aproxima al nivel medio del mar sobre toda la Tierra, extendida esta superficie bajo el relieve continental, a esto se llama Geoide (terriorme), por lo tanto, la separación vertical entre el Geoide y un modelo de superficie de referencia elipsoidal teórica es denominada Ondulación del Geoide (N).

A continuación se desarrolla la revisión de algunos procedimientos de Determinación del Geoide más aceptables para las restricciones de este trabajo; así, en términos generales, y de acuerdo a Vanícek (1994), la configuración de superficies equipotenciales asociadas a la superficie de la Tierra será y marcará dentro de los tres dominios del campo de potencial de gravedad en la frontera, y fuera del cuerpo masivo parecido a la Tierra.

De esta manera, en una primera parte, de la parte interna, se enfoca la definición de **gran escala (global)** del potencial de gravedad basado en la representación a distancia de la interacción gravitacional al geocentro (Ley de Gravitación Universal). En la segunda y tercera partes, se puntualiza el papel de los datos gravedad de la frontera en la superficie del cuerpo masivo (i.e., la Tierra), con el objeto de observar **los valores de potencial de gravedad**, de origen dentro del cuerpo masivo, principalmente en términos de “problemas con valores a la frontera” para resolver **dentro**, sobre y fuera de la frontera.

Dada las variaciones latitudinales y longitudinales de la distribución de masas del interior Terrestre, el campo de gravedad es bastante complejo. En cada punto sobre la superficie de la Tierra y en cada punto debajo, la gravedad tiene una cierta magnitud y una determinada dirección: es un vector, sin embargo, es difícil representar este vector tridimensional, aún mediante la manipulación matemática. Como alternativa los geodestas han encontrado útil representar el campo de gravedad en términos de una cantidad escalar denominada **potencial**. El **gradiente o cambio espacial del potencial en un cierto punto en el espacio es igual al vector gravedad en ese punto** (Langley Richard. 1991).

El Campo de Gravedad Terrestre y Sus Potenciales de Gravedad Interno y Externo. Observando el espacio próximo a la frontera de la Tierra (i.e. la troposfera) una partícula masa sobre la superficie Terrestre reacciona principalmente a dos fuerzas, **la fuerza gravitacional** γ_g gradiente $u(x,y,z)$ y **la fuerza inercial** γ_i gradiente $\omega^2 (x^2+y^2)$ del tipo centrífugo, si se refiere a un sistema geocéntrico de coordenadas rectangulares rotando con velocidad angular ω de la Tierra, discutido en la sección que trata la Fuerza de Coriolis, si la partícula masa se desplaza sobre la superficie Terrestre. De acuerdo con un débil principio

de equivalencia, la masa gravitacional de densidad ρ_g y la masa inercial ρ_i coinciden, por lo tanto, se pueden eliminar los subíndices de la notación de la densidad de masa ρ . Las ~~fuerzas conservativas de gravitación y aceleración centrífuga se resumen bajo el término~~ vector gravedad $\gamma(x,y,z) = \text{gradiente } w(x,y,z)$ como el gradiente del potencial de gravedad $w(x,y,z) = u(x,y,z) + \frac{1}{2}\omega^2(w^2+y^2)$.

Las superficies $w(x,y,z) = \text{constante}$, son llamadas superficies de igual potencial de gravedad, o superficies equipotenciales de gravedad. La superficie de un líquido en reposo en un sistema de coordenadas rotando es, por naturaleza, una superficie equipotencial; y puede ser el nivel medio del mar, como ya se mencionó. En éstos términos puede evaluarse el campo del Geoide. Por lo tanto, el cálculo del Geoide se basa en la solución de la ecuación del campo de gravitación, que se discute a continuación.

La evaluación del Campo de Gravitación, de acuerdo con Vanicek (1994), se desarrolla a partir de las consideraciones expresadas con anterioridad. El potencial gravitacional W produce un campo gravitacional donde la dimensión del vector "g" es llamado gravedad y denotado por "g". La relación entre el geopotencial natural y su campo de gravedad es

$$g = -\frac{dW}{dr} \quad (1)$$

donde r es la distancia radial del punto de observación a partir del centro de la Tierra. La superficie equipotencial donde el potencial es constante $= W_0$, el cual está correlacionado con la superficie media del mar, el Geoide. En otras palabras, la superficie marina es una superficie de nivel si se eliminan los efectos, tales como viento, oleaje, corrientes, mareas, abultamientos, depresiones, y demás. Si la energía potencial por unidad de masa, i.e., el geopotencial, no es constante en la superficie, un desplazamiento de masa puede ocurrir para compensar este desbalance. En adición, si no hay variación de masa en el interior Terrestre, i.e., si la Tierra fuera totalmente homogénea, el Geoide puede coincidir con el elipsoide rotacional. Este elipsoide describe la desviación de la Tierra a partir de una esfera perfecta y

la redistribución de masas en la Tierra es solamente causada por la rotación. Este es el elipsoide de revolución usado como elipsoide de referencia.

El geopotencial W se expresa normalmente como

$$W = U + T \quad (2)$$

donde el potencial normal U incluye la parte principal de W , y éste es llamado el potencial perturbante T , el cual representa las variaciones locales y regionales en W . Este T es relativamente fácil para determinar, comparada junto con la determinación de U y W . La naturaleza de U es tal que las superficies equipotenciales ($U = \text{cte}$) son elipsoides rotacionales. Cuando $U = W_0$ (las mismas constantes que para el Geoide) entonces U es el elipsoide de referencia.

A modo de notación, de acuerdo con Runcorn (1967):

U es el potencial de atracción de la parte regular de la Tierra, incluye la parte principal de W o potencial de gravedad de la Tierra, $W = V + Z + T = U + T$, donde:

V es el potencial de atracción de la masa de la Tierra;

Z el potencial de la fuerza centrífuga, y

T el potencial de atracción de la parte regular de la Tierra, llamado potencial perturbante, y representa las variaciones locales y regionales en W .

Si: $W = W_0$ es la ecuación del Geoide y,

Si: $U = W_0$ es la ecuación del Esferoide.

Entonces, se puede explicar que la altura geoidal, llamada también ondulación geoidal o anomalía geoidal, es usualmente denotada como " N " y definida como la altura del Geoide sobre el elipsoide de referencia.

Si una diferencia de masa ΔM causa un potencial de perturbación T , el cambio en la altura ΔN de la superficie oceánica invariante en el tiempo se puede expresar como

$$\Delta N \approx \frac{T}{\gamma_0} \quad (3)$$

donde γ_0 es la gravitación normal (gravedad normal o teórica). Esta es la fórmula de Bruns.

La amplitud de las anomalías de gravedad es una función de la extensión de las ondulaciones geoidales (ver figura 1). Esto es evidente a partir de la ecuación (1) donde el gradiente de una ondulación geoidal se incrementa con el decremento de la extensión de la anomalía. Un

centímetro de ondulación geoidal es igual a un miligal de anomalía de gravedad a longitudes de onda de aproximadamente 60 km [la longitud de onda mínima del campo, o el tamaño de los detalles resolubles del campo, se puede evaluar dividiendo la longitud de onda del círculo máximo por n : $\lambda \approx 2\pi R/n \approx 2.3, 14.6, 3.10^3/30 \approx 1,3 \times 10^3 \text{ Km.}$, es decir, las altitudes del Geoide son directamente proporcionales a las amplitudes de las anomalías de gravitación [R es el radio del círculo máximo, y n es la trigésima armónica (Zharkov, 1983)]. Anomalías mayores que 30 km (media longitud de onda) se suprimen, mientras que anomalías más cortas son realzadas. Dependiendo del nivel de ruido, información de anomalías de larga longitud de onda pueden perderse cuando las ondulaciones del Geoide se convierten en anomalías de gravedad y cortas longitudes de onda pueden dominar. Si una ondulación del Geoide es denotada como ΔN , la anomalía del campo de gravedad se puede denotar como

$$\Delta g = \Delta N \gamma_0 \quad (4)$$

En la representación de armónicos esféricos la ondulación del Geoide, con referencia a una superficie esférica, anomalías del campo de gravedad se relacionan con las ondulaciones del Geoide como

$$\frac{2\pi}{\lambda} \Delta H \gamma_0 \quad (5)$$

y los armónicos esféricos de grado n

$$\frac{n-1}{R} \Delta H_n \gamma_0 \quad (6)$$

La figura 2 muestra la manera en que la amplitud de una ondulación del Geoide es afectada por la extensión lateral de la ondulación cuando ésta es convertida en anomalía de gravedad. Anomalías de Geoide de larga longitud de onda (p.e., 200 km) se suprimen, mientras que ondulaciones tan cortas al rededor de 30 km son amplificadas. Un mapa de gravedad basado sobre perfiles de gravedad calculado a lo largo de un "carril" las deflexiones de la vertical del altimetro del radar, los "carriles" pueden ser dominados por componentes de corta longitud de onda o más pequeñas o extensión mayor despreciando la gravedad extendida. Es igualmente importante hacer notar que el nivel de ruido en el mapa de gravedad del satélite es función del nivel de ruido en el dato geoidal tanto como las longitudes de onda de las

anomalías del Geoide son convertidas dentro del campo de gravedad. Por ejemplo, anomalías extendiéndose de 100 a 200 km teniendo amplitudes de 10 cm estarán sobre el nivel de ruido del altímetro del satélite basado sobre el mapa del Geoide marino. No obstante, tales ondulaciones pueden corresponder a anomalías de gravedad teniendo una amplitud de 1.5 a 3 miligales, que están abajo del nivel de ruido en las observaciones convencionales de gravedad.

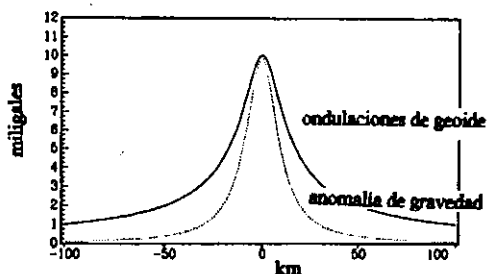


Figura 1. Ondulaciones del Geoide y perfiles de anomalía de gravedad a partir de un punto fuente localizado a una profundidad de 10 km (Vanicek, 1994).

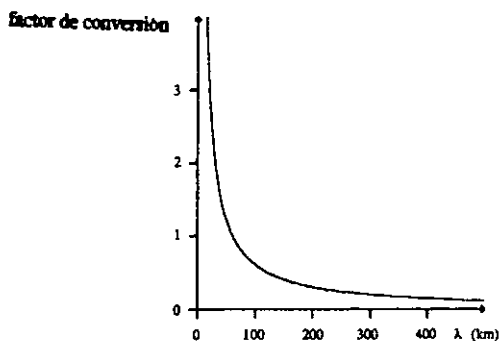


Figura 2. Relación entre ondulaciones del Geoide y anomalías de gravedad como una función del tamaño de las ondulaciones del Geoide. A $\lambda = 67$ kilómetros, 1 cm de variación en altura geoidal es igual a 1 miligal de anomalía de gravedad (Vanicek 1994).

Retomando el tratamiento del Geoide, y de acuerdo con Alfred Leik (1990), se disgrega sobre el desarrollo teórico que este autor hace al correlacionar conceptos para el

fundamento del Geoide GEM.T1, aquí tratado para elaborar el MAPA BASE. El Geoide es una superficie fundamental de referencia, su forma refleja la distribución de la masa del interior terrestre. De la ley de gravitación universal de Newton, se consideran dos puntos: masa m_1 y m_2 separados por una distancia "s" tal que atraiga una a la otra con una fuerza

$$F = \frac{km_1m_2}{s^2}, \quad (7)$$

donde k es es la constante de gravitación. La atracción de estas masas es simétrica y opuesta en dirección. Por convención, se considera a una de las masas como "atrayente" y la otra como "atraída". Se asigna a la masa atraída como masa unitaria ($m_2=1$) y se denota la masa atrayente como m. La ecuación de la fuerza queda

$$F = \frac{km}{s^2} \quad (8)$$

Esta ecuación representa la forma de la fuerza entre una masa atrayente y una masa unitaria atraída.

Introduciendo una función escalar (el potencial es un parámetro escalar)

$$V = \frac{km}{s} \quad (9)$$

llamado potencial de gravitación, es una medida de la cantidad de trabajo requerido para transportar la masa unitaria desde su posición inicial, una distancia "s" a partir de la masa atrayente, desde el infinito. Por ejemplo, integrando la ecuación de la fuerza (8) da

$$V = \int_{\frac{3}{4}}^x F ds = \frac{km}{s} \quad (10)$$

El potencial gravitacional (V) es función solamente de la separación entre masas y es independiente de todo sistema de coordenadas usado para describir la posición de la masa atrayente y la dirección del vector fuerza F. El potencial gravitacional, no obstante, está completamente caracterizado por la fuerza gravitacional en cada punto, y puede usarse para expresar las propiedades invariantes respecto del sistema de coordenadas.

Para representar el potencial real de la Tierra, se considera su rotación (figura 3), el vector f denota la fuerza centrífuga actuando sobre la masa unitaria. Si la velocidad de la rotación es denotada por ω , entonces el vector de la fuerza centrífuga queda como

$$f\omega^2 p = (\omega_x^2, \omega_y^2, 0) \quad (11)$$

misma que actúa paralela al plano ecuatorial y en dirección hacia fuera del eje de rotación. El vector p es la distancia desde el eje de rotación. Usando la definición de potencial y teniendo que el eje z coincide con el eje de rotación, se obtiene el potencial centrífugo:

$$\phi = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) \quad (12)$$

Nótese que nuevamente el potencial es función solamente de la distancia del eje de rotación y no es afectado por un sistema particular de coordenadas. El potencial de gravedad W es la suma de los potenciales gravitacional (V) y centrífugo (ϕ).

$$W(x,y,z) = V + \phi \quad (13)$$

El vector fuerza de gravedad g es entonces

$$g(x,y,z) = \text{grad } W \quad (14)$$

que es la fuerza total actuando en un punto, resultado a partir de las fuerzas gravitacionales y centrífugas. La magnitud $|g|$ llamado gravedad, se mide tradicionalmente en unidades de *gales*. La gravedad se incrementa conforme avanza hacia los polos debido al decremento de la fuerza centrífuga. La dirección de "g" en un punto es la dirección de la línea de la plomada o dirección de la vertical.

Hay importante relación entre la dirección de la fuerza de gravedad y las superficies equipotenciales, como se muestra en la figura 4. La diferencial total de potencial de gravedad de un punto a otro es

$$dW = g \cdot dx \quad (15)$$

La cantidad dW es el cambio en el potencial entre dos puntos P y P' separados diferencialmente. Si el vector dx es elegido de tal manera que P y P' ocupen la misma superficie equipotencial, entonces

$$dW = 0$$

y

$$g \cdot dx = 0 \quad (15^*)$$

Esta última expresión implica que la dirección del vector fuerza de gravedad en un punto es normal a la superficie equipotencial pasando a través de ese punto.

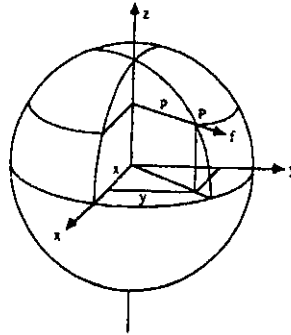


Figura 3. Vector fuerza centrífuga (Leick, 1990).

Las formas o sea, las ondulaciones de las superficies equipotenciales están relacionadas con la distribución de masas del interior terrestre por medio de la ecuación (13). La distancia a lo largo de la línea de la plomada a partir del Geóide a un punto es llamada altura ortométrica H . Esta altura ortométrica a menudo es mal interpretada como la "altura sobre el nivel del mar". Esta confusión se opone a partir de la especificación del Geóide aproximadamente a la superficie global del océano, y el Geóide no coincide precisamente con la superficie del nivel del mar.

Considerando un elemento diferencial de línea dx a lo largo de la Línea de la plomada, $|dx| = dH$, donde H es positiva hacia arriba y los puntos g son positivas hacia abajo, la ecuación (15*) se puede reescribir como

$$\begin{aligned}
 dW &= g \cdot dx \\
 &= g dH \cos(g, dx) \\
 &= g dH \cos 180^\circ \\
 &= -g dH
 \end{aligned}
 \tag{16}$$

Esta expresión relaciona los cambios en el potencial con los cambios en la altura ortométrica. Esta ecuación es central en el desarrollo de la teoría de la nivelación geométrica, entonces (16) se reescribe como

$$g = -dW/dH \tag{17}$$

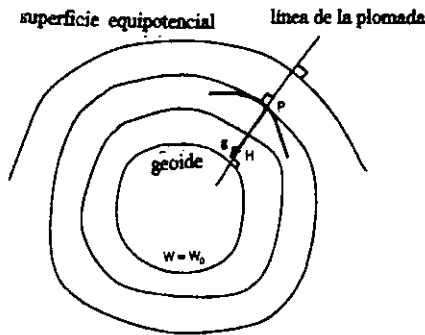


Figura 4. Superficies equipotenciales y vector fuerza de gravedad (Leick 1990).

es obvio que la gravedad no puede ser constante sobre la misma superficie equipotencial debido a que las superficies equipotenciales son entre ellas regulares excéntricas respecto de un centro de masas de la Tierra. Esto se ilustra en la figura 5, donde se muestran dos superficies equipotenciales separadas diferencialmente. Se observa como

$$g_1 = \frac{dW}{dH_1} \neq g_2 = \frac{dW}{dH_2} \tag{18}$$

Ahora las definiciones de Geoide y línea de la plomada están completas, y se puede establecer un sistema de coordenadas basadas en las superficies equipotenciales y las líneas de la plomada. Estas coordenadas naturales tienen la importancia propia de existir

directamente observables debido a que ellas surgen directamente a partir de los fenómenos físicos, y de la misma manera describen las superficies de nivel y las direcciones de la línea de la plomada, principalmente el potencial de la Tierra. La figura 6 describe una superficie equipotencial a través de una superficie en el punto P y la rotación instantánea del eje y el ecuador. La normal astronómica en el punto P, igualmente llamada vertical local, es idéntica a la dirección del vector fuerza de gravedad en el punto P, que es tangente a la línea de la plomada en P. La latitud astronómica Φ en P está definida como el ángulo subtendido sobre el plano del Ecuador instantáneo por la normal astronómica.

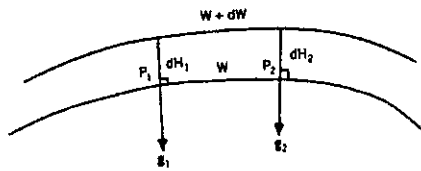


Figura 5. Gravedad sobre la superficie equipotencial (Leick, 1990).

Alternativamente se puede describir la tercera coordenada en términos de potencial, usando números geopotenciales. El número geopotencial C es simplemente la diferencia algebraica entre el potencial en el Geoide a un punto P :

$$C = W_0 - W \quad (19)$$

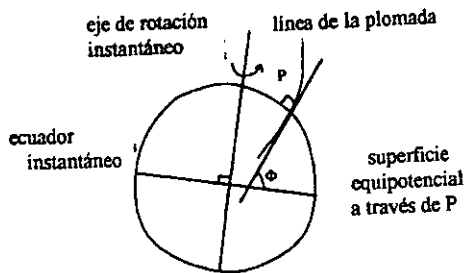


Figura 6. Latitud astronómica (Leick, 1990).

La posición de P puede describirse por $P(\Phi, \Lambda, C)$ o $P(\Phi, \Lambda, W)$. De (16) se sigue que

$$W = W_0 - \int_0^H g dH \quad (20)$$

ó

$$C = W_0 - W = \int_0^H g dH \quad (21)$$

ó

$$H = \int_{W_0}^W \frac{dW}{g} = \int_0^C \frac{dC}{g} \quad (22)$$

Por completés, si el punto está fuera, de acuerdo con (21), las observaciones de gravedad y las nivelaciones de diferencias de alturas conducen a diferencias de potencial. El incremento de dH puede ser pensado como la existencia obtenida a partir de la nivelación, y la gravedad es medida a lo largo de la trayectoria de nivelación.

Si se reconoce al Geoide como una expresión matemática no simple, es conveniente definir una superficie matemática relativamente fácil, que se acerque o aproxime al Geoide verdadero, esto simplifica los cálculos; esta figura la representa bien un ELIPSOIDE DE REVOLUCIÓN formado por la rotación al rededor de su eje menor. La geometría de la elipse se muestra en la figura 1 del "MARCO TEÓRICO". El elipsoide está definido por la especificación de dos parámetros, por ejemplo, la longitud del semieje mayor "a" y el aplanamiento "f". El aplanamiento está relacionado con el eje semimayor "b" por

$$f = \frac{a-b}{a} \quad (23)$$

La figura 8 (Alturas ortométricas contra alturas elipsoidales) muestra un elipsoide de revolución y las coordenadas asociadas. Las coordenadas Cartesianas (u,v,w) tienen su origen en el centro del elipsoide; el eje w coincide con el eje semimenor; los ejes u y v están localizados en el plano ecuatorial del elipsoide, por lo cual el eje "u" generalmente es dirigido hacia el Meridiano de Greenwich. El elipsoide normal a través de un unto P intersecta el eje w debido a la simetría rotacional del elipsoide, pero éste no pasa a través del

origen del sistema de coordenadas Cartesianas debido al aplanamiento del elipsoide. La longitud de la normal elipsoidal, a partir del elipsoide al punto, es llamada la elipsoidal o altura geodésica "h". El ángulo entre la elipsoidal normal y el plano ecuatorial es la latitud ϕ . Cualquier intersección del elipsoide (de revolución) con un plano conteniendo el eje w es una elipse llamada la meridiana elipsoidal. La longitud geodésica λ es el ángulo entre dos planos meridionales contados en sentido del reloj (retrógrado) a partir del eje u. Entonces, las coordenadas geodésicas (ϕ, λ, h) describen completamente la posición de un punto en el espacio. El punto P en el plano en la superficie de la Tierra, que es perpendicular a la elipsoidal normal, define el horizonte geodésico local. Nótese la distinción entre el horizonte geodésico local y el horizonte local astronómico (la línea de la plomada en P).

La relación entre coordenadas Cartesianas (u, v, w) y las coordenadas geodésicas (ϕ, λ, h) es

$$u = (N+h) \cos\phi \cos\lambda \quad (24)$$

$$v = (N+h) \cos\phi \operatorname{sen}\lambda \quad (25)$$

$$w = [N(1-e^2)+h] \operatorname{sen}\phi \quad (26)$$

donde las cantidades auxiliares N y e son

$$N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \operatorname{sen}^2 \phi}} \quad (27)$$

$$e^2 = 2f - f^2 \quad (28)$$

La solución inversa de (24) a (25) se puede calcular así: La longitud de onda λ seguida inmediatamente de (24) y (25):

$$\operatorname{tangente} \lambda = v/u \quad (29)$$

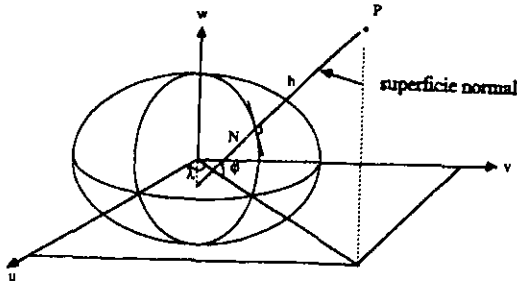


Figura 7. El elipsoide de revolución (Leick, 1990).

Una expresión para las latitudes se obtiene anotando que N es el radio de curvatura de la primera sección vertical y corresponde geoméricamente a la longitud de la normal elipsoidal a partir de la superficie elipsoidal de esta intersección junto con el eje w . Esta primera sección vertical es la intersección de un plano (el cual contiene la superficie normal, perpendicular al plano meridional) con el elipsoide. En la terminología de la geometría diferencial cualquier plano conteniendo la normal de la superficie es llamado plano normal; la intersección del plano normal con la superficie llamada sección normal. Junto con esta interpretación geométrica de N , se puede ver fácilmente de la notación vectorial del potencial de gravitación V y el vector fuerza gravitacional $F = \partial v / \partial x$ que

$$\tan \phi = \frac{(N + h) \operatorname{sen} \phi}{\sqrt{(u^2 + v^2)}} \quad (30)$$

Esta es una ecuación no lineal para la latitud geodésica ϕ .

Reescribiendo (26) como

$$(N+h)\operatorname{sen}\phi = w + e^2 N \operatorname{sen}\phi \quad (31)$$

y sustituyendo dentro de (30) se tiene

$$\tan\phi = \frac{w}{\sqrt{u^2 + v^2}} \left(1 + \frac{e^2 N \sin\phi}{w} \right) \quad (32)$$

El segundo término en (30) puede modificarse usando la aproximación para la coordenada w . Como primera aproximación, se toma como cero la altura elipsoidal, $h=0$, y de (26) se tiene para w

$$w_h = 0 = N(1 - e^2) \sin\phi \quad (33)$$

Sustituyendo (33) dentro de (32) se tiene una primera solución para la latitud geodésica:

$$\tan\phi_1 = \frac{1}{1 - e^2} \frac{w}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (34)$$

$\tan\phi_1$ es calculada de (34), y sustituyendo dentro del segundo término de (32) y un nuevo valor proporcionado para w es calculado. La iteración se detiene después de n pasos sucesivos de soluciones, admitiendo cambios despreciables en la latitud geodésica. La altura elipsoidal se obtiene aplicando la ec. 30:

$$h = \frac{\sqrt{(u^2 + v^2)}}{\cos\phi} - N \quad (35)$$

LOCALIZACIÓN DEL ELIPSOIDE Y REDUCCIÓN DE LAS OBSERVACIONES

Es necesario un modelo simple donde las observaciones de latitud, longitud, y acimut astronómicos se reduzcan a las correspondientes coordenadas geodésicas proporcionadas por las observaciones astronómicas hechas por el sistema GPS (Sistema Global de Posicionamiento).

Como ya se mencionó, el tamaño y forma del elipsoide se define justamente por dos parámetros (semieje mayor y aplanamiento). Recordando que la razón para usar el elipsoide es obtener una superficie simple de proximación al Geoid; la elección de parámetros del

elipsoide debe ser tal que el elipsoide resultante coincida, tanto como sea posible, con el Geoide. La figura 8 muestra ambos parámetros del Geoide y de elipsoide. La relación entre altura elipsoidal y altura ortométrica es:

$$h = H + N \quad (36)$$

donde N es la ondulación del Geoide con respecto del elipsoide específico.

La ondulación del Geoide es positiva si el Geoide está sobre el elipsoide. Una condición deseable para el mejor ajuste del elipsoide es que las magnitudes de las ondulaciones del Geoide se minimicen. Entonces

$$\sum_{i=1}^n N_i^2 = \text{minimum} \quad (37)$$

Minimizando la suma de los cuadrados de las ondulaciones del Geoide distribuidas sobre la Tierra toda se asegura un balance de ondulaciones positivas y negativas. El elipsoide resultante es llamado, globalmente, elipsoide de mejor ajuste. En casos especiales la minimización (37) puede aplicarse a ondulaciones de pequeña área, como una ciudad o continente. Esto puede redituarse en favor del elipsoide de mejor ajuste local.

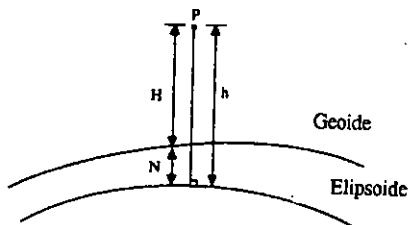


Figura 8. Alturas ortométricas contra alturas elipsoidales (Leick, 1990).

El paralelismo del radio menor con el CPT (Conventional Terrestrial Pole - polo terrestre convencional-) da una importante relación entre las cantidades astronómicas reducidas (Φ_{CTP} , Λ_{CTP} , A_{CTP}) y sus correspondientes cantidades elipsoidales o geodésicas (ϕ, λ, α), cuya geometría se muestra en las figuras 9 y 10. Los símbolos usados son:

Z_a	Cenit astronómico (=intersección de la vertical local con la esfera de dirección).
CTP	Posición del polo terrestre convencional.
Z_e	Cenit elipsoidal (= intersección de la normal elipsoidal a través de P_1 con la esfera de dirección).
T	Blanco del punto sobre el cual el acimut es medido.

Aplicando la geometría esférica a los triángulos en la figura 10, se llega a las relaciones siguientes:

$$A_{CTP} - \alpha = (A_{CTP} - \lambda) \operatorname{sen} \varphi + (\xi \operatorname{sen} \alpha - \eta \operatorname{cos} \alpha) \operatorname{cot} z \quad (38)$$

$$\xi = (\Phi_{CTP} - \varphi) \quad (39)$$

$$\eta = (\lambda_{CTP} - \lambda) \operatorname{cos} \varphi \quad (40)$$

$$z = z' + \xi \operatorname{cos} \alpha + \eta \operatorname{sen} \alpha \quad (41)$$

La ecuación (38) es llamada la ecuación de Laplace; ésta relaciona el acimut astronómico reducido y el acimut geodésico de la sección normal conteniendo el punto objeto. Las ecuaciones (39) y (40) definen la deflexión de las componentes de la vertical. Las deflexiones de la vertical son simplemente el ángulo entre la dirección de la línea de la plomada y la normal elipsoidal a través del mismo punto. Por convención, la deflexión de la vertical tiene dos componentes, una tendida en el meridiano y la otra hacia el primer vertical, u ortogonal al meridiano. Las componentes de la deflexión de la vertical dependen directamente de la forma del Geoide en esa región.

Las ecuaciones de (38) a (40) muestran específicamente un elipsoide local tangente al Geoide en la misma estación localmente centrada, llamada punto inicial, y cuyo semieje menor es paralelo al CTP (Conventional Terrestrial Pole). Tal elipsoide local se muestra en la figura 11. Si especificamos que, para un punto inicial la latitud astronómica reducida (elipse como imagen afin al círculo), longitud, y acimut igual a la latitud del elipsoide, longitud y acimut, respectivamente, entonces se puede asegurar el paralelismo del eje semimenor en la dirección CTP y la normal geoidal y la normal elipsoidal coinciden en este

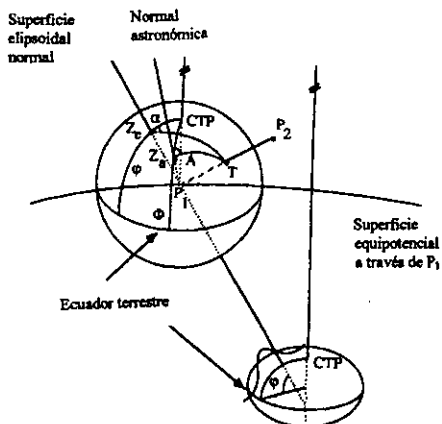


Figura 9. Cenit astronómico y elipsoidal sobre el topocentro esférico de dirección. La vertical astronómica es perpendicular a la superficie equipotencial en P_1 (Leick, 1990).

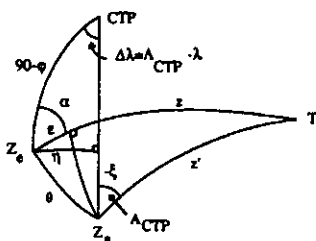


Figura 10. Deflexión de las componentes de la vertical. La figura se ha exagerado geométricamente para resaltar las deflexiones; la magnitud de θ es de sólo unos segundos de arco (Leick, 1990).

Notación:

A_{CTP}	Acimut astronómico reducido.	α	Acimut elipsoidal (geodésico) entre dos planos paralelos.
Φ_{CTP}	Altitud astronómica reducida.	z	Angulo cenital elipsoidal.
Λ_{CTP}	Longitud astronómica reducida.	θ	Deflexión total de la vertical.
z'	Angulo del cenit observado.	ϵ	Deflexión de la vertical en dirección del acimut.
ϕ	Latitud elipsoidal (geodésica).	ξ	Deflexión de la vertical en dirección del meridiano.
λ	Longitud elipsoidal (geodésica).	η	Deflexión de la vertical a lo largo de la primera vertical.

punto inicial. Si en adición el elipsoide toca al Geoide tangencialmente en nuestro conjunto de ondulaciones en cero o punto inicial, el elipsoide local está especificado por

$$\varphi = \Phi_{CTP} \quad (42)$$

$$\lambda = \Lambda_{CTP} \quad (43)$$

$$\alpha = A_{CTP} \quad (44)$$

$$N = 0 \quad (45)$$

en el punto inicial. Otras especificaciones son igualmente posibles.

El elipsoide local sirve como referencia para cálculos de ajustes por mínimos cuadrados, suficiente para adoptar el tamaño y la forma de cualquiera de los elipsoides geocéntricos generalmente válidos. Debido a que la deflexión de la vertical es muy pequeña en la región en torno del punto inicial, puede a menudo despreciarse completamente. Si la variación de la ondulación local es despreciable, los valores de las coordenadas para la posición del punto inicial son arbitrarios. Lo mismo es cierto para las condiciones de acimut (44). Estas simplificaciones hacen atractivo el uso de un elipsoide de referencia para el ajuste incluso cuando el levantamiento sea muy pequeño, esto aporta un ajuste unificado aproximado para grandes levantamientos y áreas pequeñas (el Mapa Base se toma como área pequeña).

El Mapa Base es la representación en metros, de los efectos interno, externo y de frontera del potencial de gravedad, y es el punto de partida para asociar a la superficie real de la Tierra con los fenómenos de la troposfera.

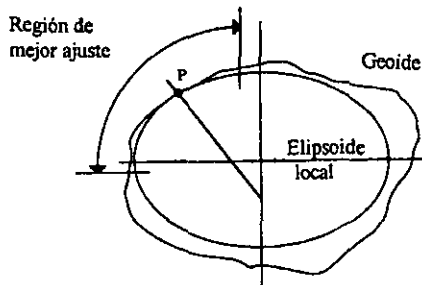


Figura 11. Elipsoide local (Leick, 1990).

La figura 12 muestra un mapa geoidal con respecto del elipsoide geocéntrico del Geodetic Reference System 1980. Este geoide es llamado el Goddard Earth Model gem-t1 (en el recuadro la sección correspondiente, al Mapa Base de este trabajo, figura 1 del Capítulo 2, METODOLOGÍA), derivado exclusivamente a partir observaciones de pistas de satélite. El modelo de armónicos esféricos es completo al grado (deformaciones paralelas al ecuador) y orden 36 (deformaciones paralelas a los meridianos).

El Mapa Base, se dibujó en una hoja tamaño oficio (34.0 x 21.5 cm), y dividió entre la longitud real (la extensión que tengo para dibujarlo), es decir: longitud del dibujo entre longitud real o número de meridianos.

Determino la extensión de la carta en sentido:

Este - Oeste = $2\pi r \cos\theta / 360^\circ$, (r = radio medio Terrestre).

Norte - Sur = $2\pi r \cos\theta / 360^\circ$

Calculo de la escala: a) longitud horizontal del papel; valor de la longitud real del papel o dibujada, entre la extensión E - O.

b) lo mismo que en a), para la extensión vertical, donde φ es el paralelo mas de mayor longitud (hasta donde abarca la carta), es decir es el paralelo central, o centro de la carta.

$$2\pi r \theta (\lambda_{\text{oeste}} - \lambda_{\text{este}}) / 360^\circ$$

substituyendo valores, la escala es 1: 10 000,000.00

$$2\pi r \cos\theta (135 - 50) / 360^\circ$$

$$2(3.1416)6371 \cos(75) / 360$$

$$2\pi r \cos\theta (40 - 0) / 360^\circ$$

$$2(3.1416)6371 \cos(40) / 360$$

EL MAPA BASE se digitizó cada grado en Lat-Long-Altura y se procesó con el paquete Winsurf, exagerando la escala vertical, obteniéndose una representación tridimensional, que resalta las ondulaciones del Mapa Base (figura 2 del CAPÍTULO 2, METODOLOGÍA).

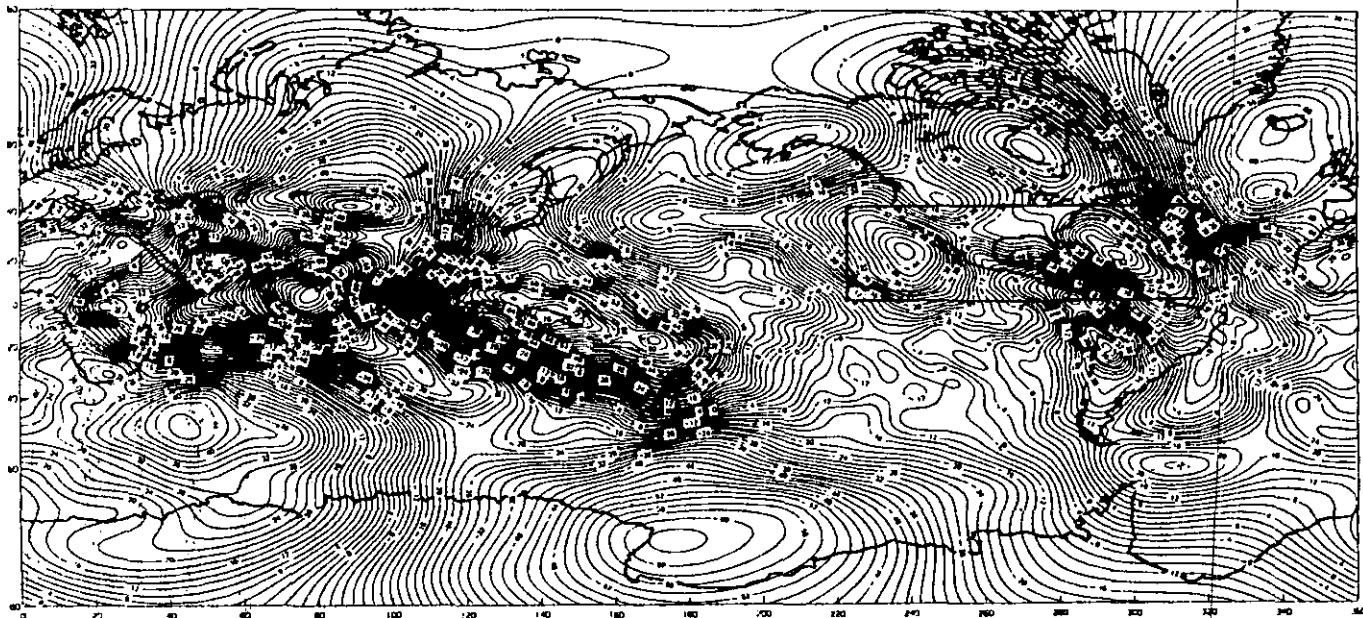


Figura 12. Mapa de ondulación del Geoide ALTURAS GEODALES REFERIDO COMO ELIPSOIDE GAS-80 (Leick, 1990). En el recuadro, se muestra el área correspondiente al MAPA BASE. Las alturas geoidales del Geoide Global se obtuvieron a partir de 1'500,000 datos de gravedad (Leick, 1990), y aportaciones de altimetría por radar, generando más detalles del Geoide Global, es decir, los contornos de las ondulations muestran rasgos más finos, sobre todo en los mínimos. No obstante para fines de este trabajo, se omiten. De acuerdo con Vanicek (1994), las depresiones se encuentran entre las diez mayores depresiones gravitacionales del Geoide, la del Pacífico (-50m), conocida como la "del Oeste de Baja California (siglas en inglés: WLC)", y del Atlántico (-60m), conocida como "la del Occidente del Atlántico Norte (siglas en inglés WNA)". En el recuadro se ilustra la zona correspondiente al Mapa Base.

APÉNDICE D. LA FUERZA DE CORIOLIS Y EL MOMENTO ANGULAR

En este capítulo se muestra que el disparador del “movimiento inicial hacia el oeste” o “trayectoria virtual” del Huracán es debido a la fuerza de Coriolis, y se presentan los valores de la fuerza de Coriolis en la atmósfera y el océano, **destacando que son despreciables respecto del valor de la gravedad.**

Partiendo de la argumentación de Holton (1979), se tiene que la segunda ley de Newton ($f=ma$) es aplicable (a coordenadas rotando) para describir un objeto en reposo respecto a de un sistema de coordenadas rotando, esto proporciona una fuerza aparente, la fuerza centrífuga, y se incluye dentro de las fuerzas actuantes sobre el objeto; si el objeto está en movimiento respecto del sistema rotando, hay una fuerza aparente adicional, la Fuerza de Coriolis, necesaria para mantener la validez de la segunda ley de Newton.

Supóngase que un objeto es un conjunto de partículas o elementos con movimiento uniforme respecto de un sistema coordenado inercial. Si el objeto se observa desde un sistema rotando con el eje de rotación perpendicular al plano de movimiento, la trayectoria aparece curvada, como se muestra en la figura 1. Entonces, visto como un sistema de coordenadas rotando, hay una fuerza aparente la cual desvía al objeto en su movimiento inercial a partir de su trayectoria en línea recta. La trayectoria resultante es una curva en dirección opuesta a la dirección del sistema en rotación. Esta fuerza de deflexión es la fuerza de Coriolis.

Sobre el plano, la fuerza de Coriolis actúa perpendicular al vector velocidad; puede cambiar sólo la dirección del viaje, sin embargo, la fuerza centrífuga, la que actúa radialmente hacia fuera, tiene una componente a lo largo de la dirección del movimiento, que se incrementa con la velocidad de la partícula, relativa a las coordenadas rotando como una espiral hacia fuera.

Este es el ejemplo del movimiento inercial visto a partir de un sistema rotando; los efectos de la fuerza de Coriolis y la fuerza centrífuga están incluidos.

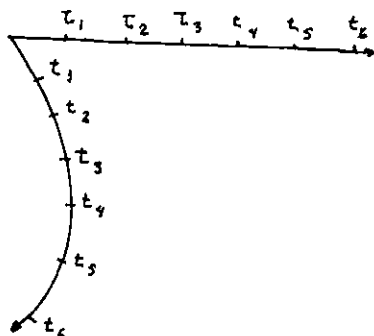


Figura 1. Movimiento inercial, como si fuera visto en un marco inercial (línea recta) y un marco rotando (línea curvada) (Holton, 1979).

Esta fuerza de Coriolis, deflecta a la derecha a los cuerpos en movimiento libre en el Hemisferio Norte, y a la izquierda en el Hemisferio Sur. El cuerpo conserva su momento angular en ausencia de torcas en dirección este - oeste. De donde la distancia al eje de rotación se incrementa para la partícula moviéndose hacia el Ecuador, una relativa velocidad al oeste puede desarrollarse, si la partícula conserva su momento angular absoluto.

De lo anterior, y despreciando la fricción entre la superficie (tierra o mar) y el Huracán, se moverá principalmente por las componentes residuales o diferenciadas de la gravedad, siendo el impulso inicial la rotación Terrestre. Para un observador fuera de la Tierra, el Huracán permanece inmóvil, y quien se mueve (rota) es la Tierra, en cambio, para un marco de referencia sobre la superficie Terrestre rotando, el Huracán se mueve a la derecha para el Hemisferio Norte. En forma general esto es la Fuerza de Coriolis la que, teóricamente no tiene influencia en su componente vertical u horizontal ante una fuerza local mayor, como lo son los atractores gravitacionales (residuales anómalos), presentes bajo la superficie del área de estudio. Esto es el argumento de La Trayectoria de Coriolis, o modelo más simple de

trayectoria, que es el desplazamiento que por rotación de una Tierra homogénea y lisa experimenta la componente zonal del movimiento del Huracán, cuando éste se comporta como una masa unitaria en movimiento libre.

A continuación, en base a Henry Stommel & Dennis W (1989), se analizan los valores de las componentes vertical, zonal y meridional de la Fuerza de Coriolis en la atmósfera y el océano (tablas 1, 2 y 3), que compartivamente son despreciables respecto del valor de gravedad.

Tabla 1. Aceleraciones Verticales (de Coriolis), $m\ s^{-2}$ (Henry Stommel, 1989).

ATMÓSFERA	OCÉANO		
		REMOLINO	GIRO
$d\omega'/dt$	10^{-7}	3×10^{-11}	0
$2\Omega \cos\theta u'$	10^{-3}	10^{-5}	10^{-6}
u'	10^{-5}	10^{-9}	10^{-11}

Tabla 2. Aceleraciones horizontales (de Coriolis) al Este (zonal) en Términos de $m\ seg^{-2}$ (Henry Stommel, 1989).

	ATMÓSFERA	OCÉANO	
		REMOLINO	GIRO
du'/dt	10^{-4}	10^{-7}	0
$2\Omega \sin\phi v'$	10^{-3}	10^{-3}	10^{-6}
$2\Omega \cos\phi \omega'$	10^{-6}	3×10^{-10}	3×10^{-11}
$u'\omega'/R$	10^{-8}	3×10^{-14}	3×10^{-16}
$u'v' \tan\phi/R$	10^{-5}	3×10^{-9}	10^{-11}

Tabla 3. Aceleraciones horizontales (de Coriolis) al Este (zonal) en Términos de $m\ seg^{-2}$ (Henry Stommel, 1989).

	ATMÓSFERA	OCÉANO	
		REMOLINO	GIRO
dv'/dt	10^{-4}	10^{-7}	0
$2\Omega \sin\phi u'$	10^{-3}	10^{-5}	10^{-6}
$v'\omega'/R$	10^{-8}	3×10^{-14}	3×10^{-16}
$u' \tan\phi/R$	10^{-5}	10^{-9}	10^{-11}

LOS VALORES MOSTRADOS EN LAS TABLAS 1, 2 y 3, SON MUY PEQUEÑOS COMPARADOS CON LA GRAVEDAD VERTICAL, DEL ORDEN DE $g' = 10\ m\ s^{-2}$.

NOTACIÓN: Para latitudes medias se pueden escoger ambas componentes del parámetro de CORIOLIS como el mismo $2\Omega \sin\theta \sim 2\Omega \cos\theta \sim 10^{-4}\ seg^{-1}$ y el radio de la Tierra a como $6 \times 10^6\ m$. En el aire una perturbación Sinóptica (~1000 km.), para el océano un remolino a mesoescala (~2 km. a 200 km.), y una amplitud de giro en el océano subtropical de los sistemas de corrientes mayores.

A₃ continuación se enlistan, en la Tabla 4, los valores representativos de la velocidad horizontal U; la velocidad vertical W, una escala de longitud L ($\lambda/2\pi$), una escala de profundidad D, una escala de tiempo T ($v/2\pi$). En latitudes medias se escogen ambas componentes del parámetro de Coriolis para los mismos $2\Omega\sin$, $2\Omega\cos$ 10^{-4}seg^{-1} y el radio de la Tierra a como 6×10^6 m. Para cada uno de ellos en metros y segundos. Se eligieron las magnitudes para cada uno de los tres casos: *para el aire una perturbación sinóptica meteorológica; para el océano un, remolino a mesoescala, y un amplio giro en el océano subtropical de los sistemas de corrientes mayores.*

Hasta aquí, la argumentación de Henry S. & Dennis W., las discusiones siguientes son sobre el momento angular y la fuerza de Coriolis en un fluido, como las trata José P. Pexioto & Abrahan H. Oort(1992).

TABLA 4. Representación de las magnitudes de las variables (Henry Stommel, 1989).

	ATMÓSFERA	OCÉANO		UNIDADES
		REMOLINO	GIRO	
U velocidad horizontal	10	10^{-1}	10^{-1}	m/s
W velocidad vertical	10^{-2}	3×10^{-6}	3×10^{-7}	m
L longitud	10^{-2}	10^5	10^6	m
D profundidad	10^{-2}	10^4	10^3	m
T tiempo	10^{-2}	10^6	-	m

CICLO DEL MOMENTO ANGULAR. ECUACIONES DE BALANCE PARA EL MOMENTO ANGULAR. A partir de los planteamientos de José P. Pexioto & Abrahan H. Oort (1992), se tratan las torcas en la atmósfera y el mar, para derivar su posible influencia sobre la trayectoria del Huracán.

Debido a la rotación de la Tierra alrededor de su eje polar, lo más apropiado es un sistema coordenado esférico, para estudiar el momento angular terrestre axial antes que el momento lineal. Deben dividirse las torcas con el cuerpo en vez de las fuerzas del cuerpo, debiéndose considerar, además, las dos componentes del momento angular de la Tierra rotando, la primera asociada con la rotación de la Tierra y la segunda con el movimiento del aire relativo a la Tierra rotando.

Para ilustrar la idea básica del balance del momento angular en la atmósfera se consideran volúmenes cercados verticalmente por superficies de altura constante o de presión constante, y horizontalmente por el concepto, paredes verticales a lo largo de círculos latitudinales.

Una aplicación de la conservación del momento angular del sistema conduce a conclusiones generales observando el transporte del momento angular junto con la atmósfera y los mecanismos involucrados.

El momento angular de una parcela de masa unitaria M , moviéndose con una velocidad c_A , (donde c_A es el vector velocidad tridimensional del viento $-u,v,w$), alrededor de un punto O , esta definido por $M = r \times c_A$, donde r es el radio vector del punto O a la parcela. También

$$\frac{dM}{dt} = r \times F$$

donde F es la suma de todas las fuerzas externas a la parcela. El lado derecho define el momento de la fuerza o torca respecto al punto O . Si la torca total desaparece ($dM/dt=0$) el momento angular M se conserva en el tiempo, y las fuerzas aplicadas al sistema climático obedecen a esta condición debido a las torcas externas se deben principalmente al viento solar y a fuerzas electromagnéticas sobre la atmósfera superior, las cuales son demasiado pequeñas y pueden desagregarse en el contexto. **Por lo tanto, el momento angular Terrestre no varía con el tiempo, excepto para pequeños decrementos seculares en su momento angular asociados con la torca gravitacional ejercida por la Luna, el Sol y planetas.**

EL MOMENTO ANGULAR APLICADO EN EL SISTEMA ATMÓSFERA, OCÉANO, CORTEZA TERRESTRE, comparado con el momento angular del globo, el momento angular de la atmósfera y océanos es muy pequeño. De hecho, asumiendo una Tierra sólida como una esfera perfecta de densidad uniforme, su momento angular está dado por

$$I_e \Omega = \frac{2}{5} m_e R^2 \Omega$$

donde $m_e \sim 5.98 \times 10^{24} \text{ kg}$ y $\Omega \sim 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$. Mas realista, si $I_e \sim 8.04 \times 10^{37} \text{ kgm}^2$ y para para este momento angular un valor de $5.86 \times 10^{33} \text{ kgm}^2 \text{ s}^{-1}$. Por otro lado, el momento angular de la atmósfera considerada como rígida, el cuerpo rotando está dado por $I_a \Omega$ donde I_a representa el momento de inercia de la atmósfera y m_a la masa de la atmósfera $\sim 5.136 \times 10^{18} \text{ kg}$. Si la atmósfera es observada como una cubierta esférica, se tiene

$$I_a \Omega \sim \frac{2}{3} m_a R^2 \Omega$$

La razón de los momentos de inercia, terrestre y, de la atmósfera rotando como un cuerpo rígido es del orden $m_e/m_a \sim 10^6$.

El momento angular relativo se puede calcular a partir de la componente zonal (u) viento observada usando la expresión

$$\int M_r dm = \int u R \cos \phi dm$$

Las integrales de M_r (Momento relativo) para los dos hemisferios y el globo, se calculan a partir de los vientos observados y los vientos analizados de la NMC, dados en la Tabla 3, donde se muestra una variación estacional en el momento angular relativo de la atmósfera global. La razón es que la variación estacional en los vientos es mucho mayor en el Hemisferio Norte que en el Hemisferio, donde se encuentra un decremento a partir de fuerte circulación del oeste en invierno a muy débil circulación del oeste en verano, mientras que en el Hemisferio Sur la reducción invierno-verano en los vientos del oeste es solamente del orden del 50%.

Para una estimación burda del momento angular relativo en los océanos, se asume una fuerte corriente hacia el oeste en los océanos Pacífico y Atlántico de 100 Sv (1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) o $10^{11} \text{ kg s}^{-1}$ en el Ecuador y un equivalente flujo de retorno en dirección al Este a 401° de latitud. Esto puede dar una contribución oceánica de alrededor de $-0.5 \times 10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$, donde la distancia longitudinal de los océanos Pacífico y Atlántico está tomada con cuidado por un factor $\frac{1}{2}$ debido a que las variaciones temporales en la circulación oceánica son presumiblemente débiles como la circulación misma, las contribuciones oceánicas a los cambios en el momento angular pueden ser del orden de magnitud menor que aquellas para la atmósfera, como se muestran en la figura 2.

En resumen, los cambios observados en el momento angular de la atmósfera son del orden de $5 \times 10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ y los cambios correspondientes en los océanos son estimados menores a $1 \times 10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$. Estos valores son extremadamente pequeños (en el orden de 10^{-8}) comparados con el momento angular del globo ($5.86 \times 10^{33} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$). En todo caso, pequeños como son, tienen profundas implicaciones geofísicas y astronómicas, pero no se tratarán aquí. El momento angular del sistema Tierra-Atmósfera-Océano permanece constante a través del año debido a que no son apreciables las torcas externas que afectan al sistema. Específicamente, en términos de diferencias estacionales en la Tabla 5, el momento angular de la Tierra sólida (o la razón de rotación Ω) será mayor en julio que en enero, pero sin embargo, este fenómeno no afecta al meteoro como para tomarse en consideración, la escala en tiempo lo explica, aún así, se digrega sobre su variación.

TABLA 5. Integrales hemisféricas y globales del momento angular relativo (M_p) en la atmósfera en unidades de $10^{25} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Pexioto P. & Abraham H. 1992).

AÑO	DJF	JJA	DJA	JJA
NH	5.3 (5.7)	9.6 (6.9)	0.2 (1.4)	9.4 (8.0)
SH	7.6 (8.4)	4.8 (6.4)	9.5 (10.0)	-4.6 (-3.6)
GLOBO	12.9 (14.1)	14.4 (15.8)	9.7 (11.4)	4.7 (4.5)

Para relacionar el cambio en la razón de rotación o en el cambio de la longitud del día (LOD) con el cambio en el momento angular relativo de la atmósfera (ΔM_r) se puede usar la siguiente relación:

$$\Delta \text{LOD} = 0.168 M_r; \text{ donde } M_r = [10^{25} \text{ kgm}^2 \text{ s}^{-1}], \text{ y } \Delta \text{LOD} = [\text{m/s}]$$

Este pequeño valor sólo incluye los efectos de corteza y manto, mientras que valores mayores que aquí no se consideran, evidencian que el núcleo líquido Terrestre puede estar rotando a diferente razón que la corteza y el manto .

INTERCAMBIO DE MOMENTO ANGULAR ENTRE EL OCÉANO Y LA LITOSFERA. Para terminar con el apartado "momento angular", se regresará a las latitudes medias y a latitudes bajas junto con los océanos y continentes. Entonces hay un flujo ecuatorial de momento angular, como se muestra en la figura 3, junto con ello uno u otro el océano y la Tierra sólida (o ambos) para latitudes medias y bajas (igual en valor pero de signo opuesto para el transporte en la atmósfera) según se verá más adelante.

Primero se determinarán los procesos de los océanos y la Tierra sólida. Para responder a esta situación se hace una comparación burda entre los transportes máximo y mínimo meridionales esperados en los océanos y aquellos medidos en la atmósfera de latitudes medias. Las velocidades típicas de viento en la atmósfera son del orden de 10 ms^{-1} , y el flujo hacia el norte del momento en la atmósfera $[\overline{uv}]$ en las latitudes medias es alrededor de $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Por otro lado, la corriente típica de los océanos las velocidades son mucho menores que en la atmósfera, i.e., del orden de 0.01 a 0.1 ms^{-1} . Por lo tanto se pueden esperar valores oceánicos $[\overline{uv}]$ de alrededor de $0.001 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. En otras palabras, un factor de $10\ 000$ menor que en la atmósfera. Tomando en cuenta que la mayor masa de los océanos se encuentra en los primeros $1\ 000$ m de tirante de agua, contra 100 m de equivalente de agua en la atmósfera, el transporte oceánico es más débil por un factor de 100 . Entonces, el mecanismo es diferente para el transporte ecuatorial del momento angular.

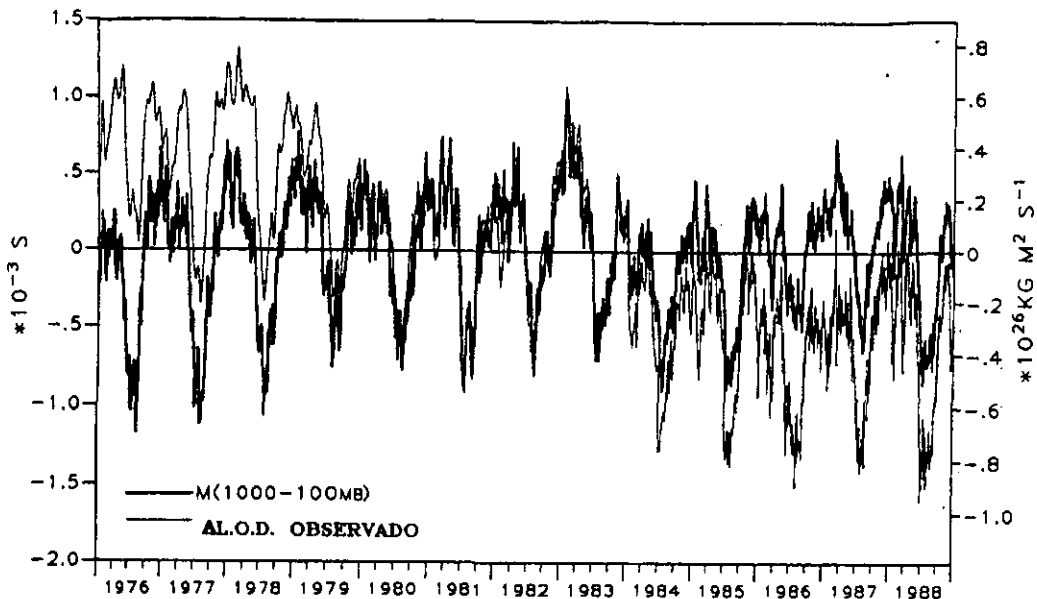


Figura 2. Series de tiempo de valores diarios del momento angular relativo M_r del viento del oeste de la atmósfera global entre 1000 y 100 mb, basados en los análisis NMC en unidades de $10^{26} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-1}$ (líneas gruesas; escala a la derecha) y valores de la longitud del día (LOD) en unidades de 10^{-3} s (líneas delgadas; escala a la izquierda) para 1976-1988. El LOD diario está basado en combinaciones óptimas de técnicas de observación anterior a abril de 1985 con aproximadamente 5 días de resolución efectiva y sobre observaciones VLBI (Líneas de Muy Larga Base por interferometría) con aproximadamente un día de resolución a partir de abril de 1985 (Pexioto & Abrahan, 1992).

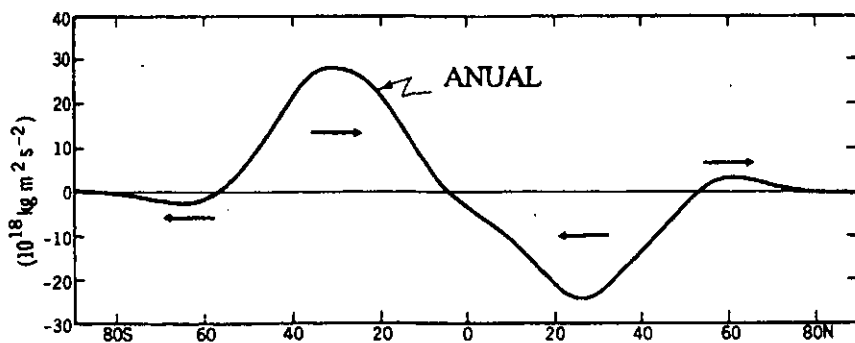


Figura 3. Transporte medio-anual hacia el norte de momento angular en los océanos y/o sobre la tierra en $10^{18} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2}$ requerido para cerrar el ciclo del momento angular (Pexioto & Abrahan, 1992).

Es de esperarse que el transporte de momento angular en los océanos "lateralmente" junto con cada cinturón de latitud, no cruce círculos de latitud. De hecho, los océanos pueden transferir el momento angular a los continentes por medio del mismo cinturón actuando como intermediarios o como agentes entre la atmósfera y los continentes. Esta especulación toma lugar a través de las "torcas continentales" ejercidas por el oceano a través de elevaciones y depresiones del nivel del mar a lo largo de las márgenes continentales en una configuración comparable a las torcas de presión a través de las montañas en la atmósfera. Esta idea se esquematiza en las figuras 4 y 5.

Las diferencias en el nivel del mar entre las costas oeste y este de los continentes mayores se encontró del orden de 50 cm. Esto parece como si el viento arrastra y apila el agua sobre la costa este, principalmente una torca en dirección oeste sobre los continentes de latitudes bajas. Similarmente, una torca hacia el este puede ejercer en las latitudes medias donde los vientos del oeste son dominantes. El perfil de la torca meridional continental *C* está representado por la curva punteada en la figura 6.

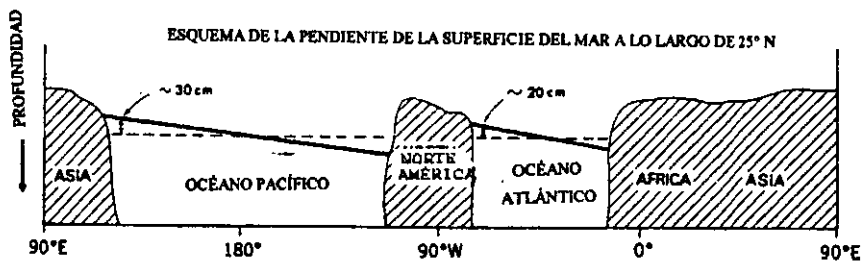


Figura 4. Diagrama esquemático de la pendiente marina observada a lo largo del círculo de latitud 25°N este-oeste. La diferencia de presión resultante a través de los continentes de baja latitud junto con diferencias similares (pero de signo opuesto) a través de continentes de latitudes medias pueden ser de peso para las torcas continentales necesarias para satisfacer las constricciones del momento angular global (Pexioto & Abrahan, 1992).

Los conceptos de Henry Stommel, y José Pexioto aquí aplicados, explican la trayectoria inicial del Huracán, normalmente al Oeste; en este apartado, además de los trabajos y resultados de Robert A. Houze, Hans J. Lugt, y Muzk, se integran mapas de trayectorias al Oeste (figuras 7, 8, y 9), donde se muestra que esa tendencia es la **trayectoria global de los huracanes**.

Con esta información cruzada, generalmente se denota que las tormentas tropicales se forman en latitudes bajas, como se muestra en la figura 1 (Capítulo 2. Metodología).

Las masas de aire en latitudes medias se mueven usualmente de este a oeste, no obstante, la influencia de la rotación de la Tierra puede despreciarse cuando la fuerza de Coriolis es comparativamente más pequeña que las fuerzas inercial y friccional sobre las masas de aire, como se muestra en las tablas 1, 2, y 3. Para muchos propósitos prácticos, la influencia de la Fuerza de Coriolis se desprecia cuando las causas locales la exceden.

La evaluación de la información de las tablas 1 a 3, para el mantenimiento de las tormentas tropicales, la Fuerza de Coriolis puede tener un valor mínimo, decreciendo hacia el Ecuador hasta desaparecer, los vórtices no ocurren dentro de un cinturón de 5° a 8° a uno y otro lado del Ecuador, debido a que la magnitud del parámetro de Coriolis no tiene balanceado el flujo geostrófico necesario para desarrollar los ciclones tropicales (Muzk, Leslie, 1989).

De acuerdo a Robert A. Jr. (1993), considerando únicamente a la Fuerza de Coriolis, como fuerza restauradora horizontal para perturbaciones a partir de un estado geostróficamente balanceado (el viento es geostrófico cuando está en equilibrio horizontal, soplando paralelo a las líneas de igual presión, las cuales presentan un balance exacto entre las fuerzas de gradientes de presión horizontal y la componente horizontal de la Fuerza de Coriolis), el desplazamiento conduce a la parcela a empezar a acelerarse en la dirección del movimiento, es decir alejándose de la posición de equilibrio, que para el caso de los Huracanes en el hemisferio Norte, es hacia el Oeste, el cual conserva hasta encontrar una fuerza local mayor, o un par de fuerzas.

En conclusión, en base a los valores calculados por Hery M. Stomel y de José Pexioto, queda justificado el comportamiento del Huracán en la parte frontera de la superficie Terrestre, ajeno al comportamiento de los fluidos marinos y atmosféricos actuados por los momentos angulares causados por la Rotación Terrestre, asimismo, de los trabajos de Hans Luhgt; Robert A. Houze; Lesille; y Russel, se muestran las figuras 7, 8 y 9, donde el movimiento inicial de los huracanes es al Oeste, movimiento que se propone como trayectoria inicial, y en el texto se maneja como trayectoria de coriolis o virtual.

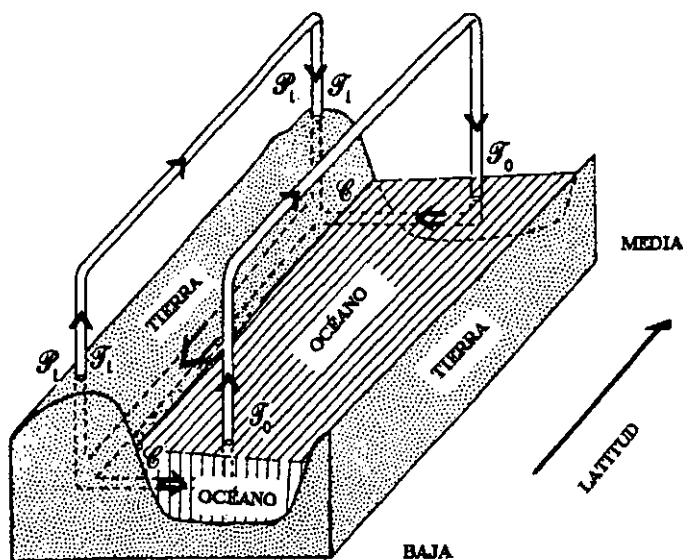


Figura 5. Diagrama esquemático del ciclo del momento angular en el sistema atmósfera-oceano-Tierra. En la atmósfera, hay un flujo continuo de momento angular del viento del oeste con fuentes en latitudes bajas a través de montañas y torcas de fricción sobre la tierra P_L y T_L , y a través de torcas de fricción sobre los océanos T_O . El sumidero correspondiente del momento angular de los vientos de oeste se encuentran en las latitudes medias y en las altas latitudes. Considerando la atmósfera más los océanos como un fluido total que envuelve a la Tierra, las fuentes de latitudes bajas y sumideros de latitudes medias están dados por los términos P_L , T_L , y la torca continental C . Retornando al Ecuador el flujo del momento angular puede ocurrir fielmente en la tierra sólida (continentes) (Pexioto & Abrahan, 1992).

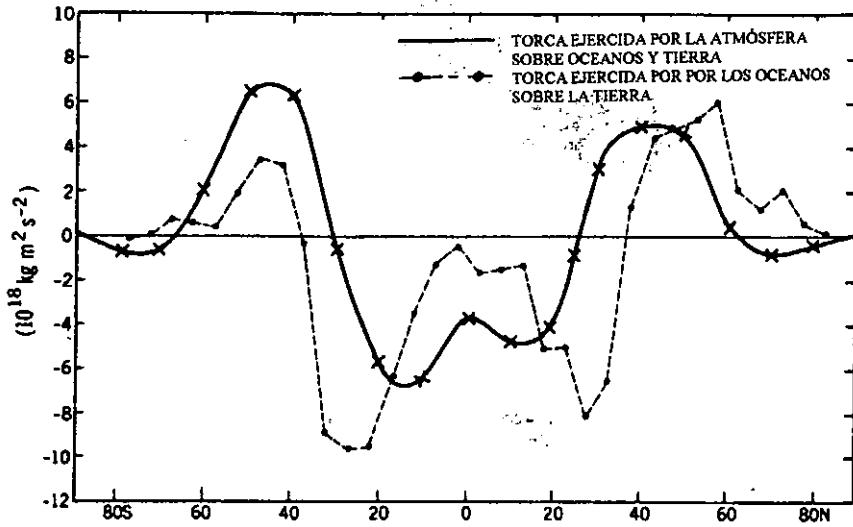


Figura 6. Perfiles meridionales de la torca ejercida en superficie por la atmósfera sobre los océanos y continentes (línea sólida), $P_L + T_L + T_o$ (Pexioto & Abraham, 1992).

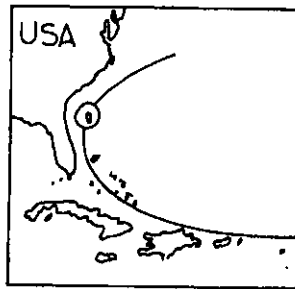


Figura 7. Trayectoria típica de un Huracán en el Atlántico, donde según Hans J. Lugth (1983) la dirección de la rotación vortical está determinada por la Fuerza de Coriolis, en contra de las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte (Hans J. Lugth, 1983). Desde el punto de vista de este trabajo, la trayectoria muestra contorno de la depresión del Atlántico.

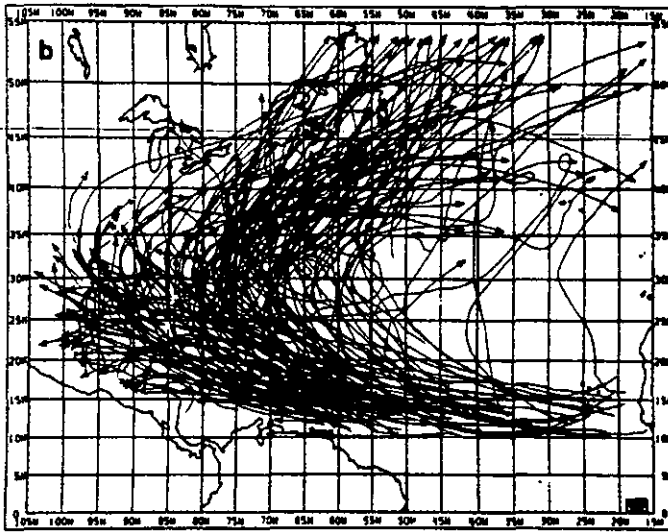


Figura 8. El mapa muestra las principales trayectorias de los huracanes y tormentas tropicales (1886-1984), correspondientes a agosto (Russell, 1985). En conjunto, al igual que la figura 16, reflejan globalmente la forma de la depresión del Atlántico

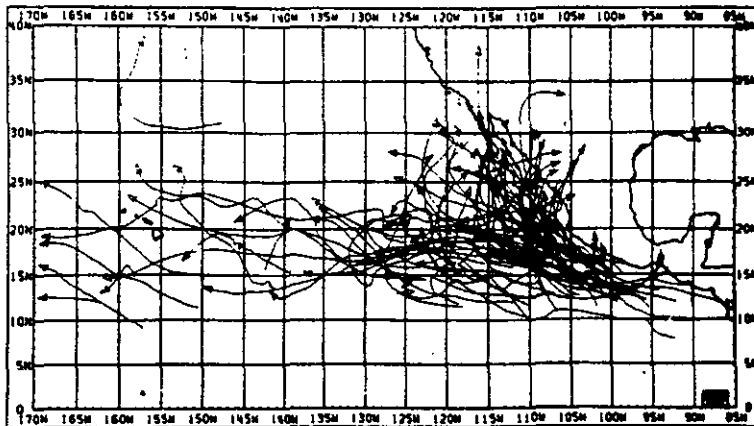


Figura 9. Trayectoria de tormentas y huracanes del Pacífico Norte tropical (1886 - 1984), correspondientes a junio (Russell, 1985). Globalmente, las trayectorias muestran curvamiento a la derecha (del movimiento), en la proximidad del continente, y son muy rectas para las trayectorias al sur, evidenciando un hueco donde se localiza la depresión del Pacífico.

APÉNDICE E. LISTADO DEL PROGRAMA

```
#include <graphics.h>
#include <math.h>
#include <conio.h>
#include <stdio.h>
#include <alloc.h>
#include <dos.h>
#include <stdlib.h>
#include <alloc.h>
#include <string.h>
#include <stdarg.h>
```

```
const int BUFSIZE = 140;
const char CR = 13;
const int BS = 8;
const int ESC = 27;
int gprintf(char *fmt,...);
int gprintfxy(int xloc,int yloc,char *fmt,...);
int ggetche(void);
int gputch(int c);
char *ggets(char *buffer);
int gscanfxy(int locx, int locy, char *fmt, ...);
int gscanf(char *fmt, ...);
```

```
const int STEP=2;
void *bike;
void drawbike(void);
int xasp, yasp;
double aspectratio;
float a, b, c, d;
int xvl, xvr, yvt, yvb,xpc,ypc;
float xwl, xwr, ywt, ywb;
int xmin=0, xmax=100, ymin=0, ymax=100;
float xwl = 0.0, xwr = 100.0, ywb = 0.0, ywt = 100.0;
int xpcold,ypcold;
double YA[10], YN[10], EK[5][5],Y[10];
float H,NS,R0,RT0,PHI,PHI0,PHIT0, YL,XALPHA,RB,RC,XA,XB,ANG,G,x,y,z;
float x1,x2,x3,x4;
int J;
char buffer20[20],buffer[8],buffer1[8],buffer2[8];
```

```
main()
```

```
{
int gmode, gdriver =DETECT;
initgraph(&gdriver,&gmode, "bgi");
getaspectratio(&xasp,&yasp);
aspectratio = (double) xasp / (double) yasp;
```

```
R0=200; /* RADIO DEL CONO DONDE EMPIEZA EL MOVIMIENTO */
RT0=0.0; /* VELOCIDAD RADIAL INICIAL */
PHI0=270; /* INICIALIZACION DE VARIABLES */
PHIT0=0.5; /* VELOCIDAD ANGULAR INICIAL*/
```

```

ANG=85; /* ANGULO QUE SUBTIENDE EL CONO */
G=9.81; /* ACELERACION DE LA GRAVEDAD */
/*
    menus(); */
    var_ini();
}

main2()
{
float esc,g;
int t;
float PI,HH,XB,XL,XM,XP,VUELT;
int col=12,cx=300,cy=200,rc=4,rrc=5;
char buffer[8],buffer1[8],buffer2[8];

/*  PARAMETROS INICIALES DEL MOVIMIENTO*/
int LI,N,I,K;
int IM=3; /* 1 NUMERO DE ECUACIONES */
/* float R0=200,RT0=0.0,PHI0=270; */
float XPI=3.141592,PHI=0;
float A180=180; /* 180 GRADOS */
/* ,Y[4]={0,200,-0.1,90}; */

/* sprintf(buffer2,"%8.1f",R0);*/
/* outtextxy(400,280,buffer2); */
/* getch();*/
    Y[1]=R0;
    Y[2]=RT0;
    Y[3]=PHI0;

/*  menus();*/

    XA = (ANG*XPI)/A180;
    RC=G*sin(XA)*cos(XA);
    YL=(pow(R0,2))*PHI0; /*  MOMENTO ANGULAR*/
    RB=(pow(sin(XA),2))*YL;
/*  PRINT *, ' EN EL INTERVALO DE IMPRESION DE PI,T ?' */
    PI=0.05; /* delta del tiempo */
    XL=30; /* tiempo de impresion*/
    NS=1000; /* NUMERO DE ITERACIONES POR PASO */
    H= PI/NS;
    XP=1; /* TIEMPO ANTERJOR */
    HH=H/2;

    inicia();

    Y[3]=Y[3]*XPI/A180;
    for(LI=1;XP<=XL;LI++){

        VUELT=Y[3]/(2*XPI);
        x=Y[1]*cos(Y[3]);
        y=Y[1]*sin(Y[3]);
        z=Y[1]*tan(Y[3]);

```

```

/* !!! escribir la posicion en cada momento !!!*/
setpalette(getmaxcolor(),60);

window(10,10,50,11);
sprintf(buffer,"%6.1f,%6.1f,%6.1f",x,y,z);
setcolor(14);
bar(420,20,600,28);
outtextxy(420,20,buffer);
sprintf(buffer1,"Particula deslizando ");
outtextxy(10,20,buffer1);
sprintf(buffer2,"sobre un cono");
outtextxy(195,20,buffer2);

if(Li==1){
xpc= (int)(a * x + b);
ypc= (int)(c * y + d);
xpcold=xpc;
ypcold=ypc;
putimage(300+xpcold,250-ypcold,bike,XOR_PUT);
cleardevice();

putimage(300+xpc,250-ypc,bike,XOR_PUT);
xpcold=xpc;
ypcold=ypc;

};

setcolor(8);
xpc= (int)(a * 0 + b);
circle(309,258,xpc);
xpc= (int)(a * (R0/4) + b);
circle(309,258,xpc);
xpc= (int)(a * (R0*2/4) + b);
circle(309,258,xpc);
xpc= (int)((a * R0*3/4) + b);
circle(309,258,xpc);
xpc= (int)(a * R0 + b);
circle(309,258,xpc);

/**** cambio de coordenadas ****/
xpc= (int)(a * x + b);
ypc= (int)(c * y + d);
if(fabs(xpc)<=0.00001&&fabs(ypc)<=0.0001){
break;
/* getch()*/
return;

};
/*SONIDO*/
/* sound(y); */
putimage(300+xpcold,250-ypcold,bike,XOR_PUT);
putimage(300+xpc,250-ypc,bike,XOR_PUT);

```



```
xpcold=xpc;
ypcold=ypc;
```

```

for(N=1;N<=NS;N++){
  XB=XP; /* TIEMPO ANTERIOR */
  XP=XP+H; /* TIEMPO NUEVO */
  XM=XB+HH; /* TIEMPO EN EL PUNTO MEDIO */
  J=1; /* CALCULO DE K1 */

  for(I=1;I<=IM+1;I++){
    YA[I]=Y[I];
  }

  XA=XB;
  FUNCT(EK,J,YA,H,RB,RC,YL);

  J=2; /* ! CALCULO DE K2 */
  for(I=1;I<=IM+1;I++){
    YA[I]=Y[I]+EK[1][I]/2;
  }
  XA=XM;
  FUNCT(EK,J,YA,H,RB,RC,YL);

  J=3; /* ! CALCULO DE K3 */
  for(I=1;I<=IM+1;I++){
    YA[I]=Y[I]+EK[2][I]/2;
  }
  XA=XM;
  FUNCTO;

  J=4; /* ! CALCULO DE K4 */
  for(I=1;I<=IM+1;I++){
    YA[I]=Y[I]+EK[3][I];
  }
  XA=XP;
  FUNCTO;

  for(I=1;I<=IM+1;I++){ /* ! ESQUEMA DE RUNGE-KUTTA DE 4o. ORDEN */
    Y[I]=Y[I]+(EK[1][I]+EK[2][I]*2+EK[3][I]*2+EK[4][I])/6;
  }
}

/* printf("%10.1f%11.6f%11.6f%11.6f%11.6f%11.6f%11.6f\n",XP,Y[1],Y[2],Y[3],VUELT,x,y);*/

}
return(0);
}

FUNCTO
{

```

```
/* SISTEMA DE ECUACIONES DIFERENCIALES LINEALES DE MOVIMIENTO */
```

```
    EK[J][1]=YA[2]*H;  
    EK[J][2]=(RB*(pow(YA[1],-3))-RC)*H;  
    EK[J][3]=(YL*H)/(pow(YA[1],2));  
    return;  
}
```

```
set_viewport()
```

```
{  
  
    xvl = xmin; xvr = xmax;  
    yvb = ymin; yvt = ymax;  
  
    a = (xvr - xvl) / ((xwr) - (xwl)); b = xvl - a *(xwl);  
    c = (yvt - yvb) / ((ywt) -(ywb)); d = yvb - c * (ywb);  
    printf("%10.2f%10.2f\n ",xwr,xwl);  
    printf("%10d%10d\n ",xmin,xmax);  
    printf("%10d%10d\n ",ymin,ymax);  
    printf("%10.2f%10.2f\n ",a,b);  
    return(0);  
}
```

```
inicia()
```

```
{  
    cleardevice();  
    set_viewport();  
    drawbike();  
}
```

```
void drawbike(void)
```

```
{  
/* ESPECIFICACIONES DE LOS ELEMENTOS GRAFICOS */  
    int col=12,cx=300,cy=200,rc=4,rrc=4;  
    setcolor(12);  
    circle(cx,cy,rc);  
    floodfill(cx,cy,col);  
    bike = malloc(imagesize(cx-rrc,cy-2,cx+rrc,cy+2));  
    getimage(cx-8,cy-8,cx+8,cy+8,bike);  
    cleardevice();  
}
```

```
movebike()
```

```
{  
  
float esc;
```

```

char buffer[8];

setpalette(getmaxcolor(),60);

esc=1; /* factor de escala */

window(10,10,40,11);
sprintf(buffer,"%6.1f,%6.1f",x,y);

setcolor(14);
bar(400,20,530,28);
outtextxy(400,20,buffer);

/**** cambio de coordenadas ****/
xpc= (int)(a * x) + b);
ypc= (int)(c * y) + d);
printf("%10.2f%10.2f%10d%10d\n",x,y,100-xpc,100-ypc);
xpcold=xpc;
ypcold=ypc;
return(0);

}

```

```

int gprintfxy(int xloc, int yloc, char *fmt,...)
{
va_list argptr;
char str[140];
int cnt;
struct fillsettingstype oldfill;
char userfillpattern[8];

va_start(argptr,fmt);
cnt = vsprintf(str,fmt,argptr);
if (str[0] == NULL) return(0);

getfillsettings(&oldfill);
if (oldfill.pattern == USER_FILL)
    getfillpattern(userfillpattern);
setfillstyle(SOLID_FILL,getbkcolor());
bar(xloc,yloc,xloc+textwidth(str),yloc+textheight("H")*5/4);
if (oldfill.pattern == USER_FILL)
    setfillpattern(userfillpattern,oldfill.color);
else
    setfillstyle(oldfill.pattern,oldfill.color);
outtextxy(xloc,yloc,str);
va_end(argptr);

return(cnt);
}

```

```

int gputch(int c)
{

```

```

char buffer[2];

sprintf(buffer,"%c",c);
gprintf(buffer);
return(c);
}

int gprintf(char *fmt,...)
{
va_list argptr;
char str[140];
int cnt;
struct fillsettingstype oldfill;
char userfillpattern[8];
int xloc,yloc;
va_start(argptr,fmt);
cnt = vsprintf(str,fmt,argptr);
if (str[0] == NULL) return(0);

xloc =getx(); yloc = gety();
getfillsettings(&oldfill);
if(oldfill.pattern == USER_FILL)
    getfillpattern(userfillpattern);
setfillstyle(SOLID_FILL,getbkcolor());
bar(xloc,yloc,xloc+textwidth(str),yloc+textheight("H")*5/4);
if (oldfill.pattern == USER_FILL)
    setfillpattern(userfillpattern,oldfill.color);
else
    setfillstyle(oldfill.pattern,oldfill.color);
outtext(str);
va_end(argptr);
return(cnt);
}

```

```

char *ggets(char *buffer)
{
int currlloc, maxchars,oldcolor;
struct viewporttype view;
char ch,charbuff[6];

buffer[0] = '\0';
currlloc = 0;
getviewsettings(&view);
maxchars = (view.right - getx()) /textwidth("M") - 1;
if (maxchars <= 0) return(NULL);
gprintfxy(getx(),gety(),"_");
while ((ch=getch()) !=CR) {
    if (ch == BS) {
        if ( currlloc > 0) {
            currlloc--;
            if (currlloc <= maxchars) {
                oldcolor = getcolor();

```

```

setcolor(getbkcolor());
sprintf(charbuff, "%c", buffer[currloc]);
gprintfxy(getx()-textwidth(charbuff), gety(),
          "%c_", buffer[currloc]);
setcolor(oldcolor);
moveto(getx()-textwidth(charbuff), gety());
}
}
else {
if (currloc < maxchars) {
oldcolor = getcolor();
setcolor(getbkcolor());
gprintfxy(getx(), gety(), "_");
setcolor(oldcolor);
buffer[currloc] = ch;
gputch(ch);
currloc++;
}
else
putch(0x07);
}
if (currloc < maxchars)
gprintfxy(getx(), gety(), "_");
}
if (currloc <= maxchars) {
oldcolor = getcolor();
setcolor(getbkcolor());
gprintfxy(getx(), gety(), "_");
setcolor(oldcolor);
}
buffer[currloc] = '\0';
return(buffer);
}
}

```

```

int gscanfxy(int xloc, int yloc, char *fmt, ... )
{
va_list argptr;
char str[140];
int cnt;
int oldx, oldy;
oldx = xloc;
oldy = yloc;
moveto(xloc, yloc);
va_start(argptr, fmt);
ggets(str);
cnt = vsscanf(str, fmt, argptr);
va_end(argptr);
moveto(oldx, oldy);
return(0);
}

```

```

menus()
{
int cnt;
char ch;

for(;;){
cleardevice();
setcolor(7);
rectangle(20,35,600,430);
rectangle(22,37,598,428);
setcolor(4);
rectangle(140,250,480,400);

setcolor(12);
outtextxy(160,280,"Radio");
outtextxy(160,300,"Angulo");
outtextxy(160,320,"Velocidad radial");
outtextxy(160,340,"Velocidad angular");

setcolor(2);
outtextxy(350,280,"-");
outtextxy(350,300,"-");
outtextxy(350,320,"-");
outtextxy(350,340,"-");
setcolor(14);
sprintf(buffer20,"%8.1f",R0);
outtextxy(400,280,buffer20);
sprintf(buffer20,"%8.1f",PHI0);
outtextxy(400,300,buffer20);
sprintf(buffer20,"%8.1f",RT0);
outtextxy(400,320,buffer20);
sprintf(buffer20,"%8.1f",PHIT0);
outtextxy(400,340,buffer20);

setcolor(11);
outtextxy(150,100,"SIMULACION DE MOVIMIENTO SOBRE UNA SUPERFICIE");
setcolor(14);
outtextxy(190,180,"1.");
outtextxy(190,200,"2.");
outtextxy(190,220,"3.");
setcolor(12);
outtextxy(230,180,"Realizar una simulacion ");
outtextxy(230,200,"Introducir Condiciones Iniciales ");
outtextxy(230,220,"Salir ");
outtextxy(550,470,"jolcca");
setcolor(2);

ch=getche());

```

```

switch(ch) {
case '1':
    main20;
    getch();
    break;
case '2':
    var_ini();
/*
    gscanfxy(400,280,"%f",&R0);*/
    break;
case '3':
    break;
    }
    if(ch=='3')exit(0);
}
return(0);
}

var_ini()
{
int cnt;
char ch;

for(;;){
cleardevice();
setcolor(7);
rectangle(20,35,600,430);
rectangle(22,37,598,428);
/*
setcolor(4);*/
/*
rectangle(140,270,480,400);*/

setcolor(12);
outtextxy(350,110,"Radio inicial");
outtextxy(350,130,"Velocidad radial inicial");
outtextxy(350,150,"Angulo inicial de movimiento");
outtextxy(350,170,"Velocidad angular inicial");
outtextxy(350,190,"Angulo del cono");
outtextxy(350,210,"Aceleracion de la gravedad");

setcolor(2);
outtextxy(180,110,"");
outtextxy(180,130,"");
outtextxy(180,150,"");
outtextxy(180,170,"");
outtextxy(180,190,"");
outtextxy(180,210,"");

setcolor(14);
sprintf(buffer20,"%8.1f",R0);
outtextxy(200,110,buffer20);
sprintf(buffer20,"%8.1f",RT0);
outtextxy(200,130,buffer20);
sprintf(buffer20,"%8.1f",PHI0);
outtextxy(200,150,buffer20);

```

```
printf(buffer20,"%8.1f",PHIT0);
outtextxy(200,170,buffer20);
printf(buffer20,"%8.1f",ANG);
outtextxy(200,190,buffer20);
printf(buffer20,"%8.1f",G);
outtextxy(200,210,buffer20);
```

```
setcolor(11);
outtextxy(150,50,"SIMULACION DE MOVIMIENTO SOBRE UNA SUPERFICIE");
setcolor(3);
outtextxy(250,70,"VARIABLES DE MOVIMIENTO");
```

```
setcolor(14);
outtextxy(60,110,"1.");
outtextxy(60,130,"2.");
outtextxy(60,150,"3.");
outtextxy(60,170,"4.");
outtextxy(60,190,"5.");
outtextxy(60,210,"6.");
```

```
outtextxy(60,250,"I");
outtextxy(60,290,"S");
```

```
setcolor(12);
outtextxy(85,110,"R0");
outtextxy(85,130,"RT0");
outtextxy(85,150,"PHI0 ");
outtextxy(85,170,"PHIT0");
outtextxy(85,190,"ANG");
outtextxy(85,210,"G");
outtextxy(68,250,"inicia simulacion");
outtextxy(68,290,"alir <s>");
outtextxy(550,470,"jolcca");
```

```
ch=getche();
```

```
switch(ch) {
case '1':
    gscanfxy(220,110,"%f",&R0);
    break;
case '2':
    gscanfxy(220,130,"%f",&RT0);
    break;
case '3':
    gscanfxy(220,150,"%f",&PHI0);
    break;
case '4':
    gscanfxy(220,170,"%f",&PHIT0);
    break;
case '5':
    gscanfxy(220,190,"%f",&ANG);
    break;
case '6':
```



```
gscanfxy(220,210,"%f",&G);
break;
case 'T':
    main2();
    getch();
    break;
case 'i':
    main2();
    getch();
    break;
case 'S':
    cleardevice();
    closegraph();
    break;
case 's':
    cleardevice();
    closegraph();
    break;
    }
    if(ch=='S'||ch=='s')exit(0);
}
return(0);
}
```

CAPÍTULO 8. LISTA DE REFERENCIAS

ACI (Asociación Cartográfica Internacional), 1989. **Cartografía Básica para estudiantes y técnicos**. Vol. 1. Versión Castellana. Editada e impresa por la Dirección General de Geografía, INEGI - SPP. México.

Caputo Michele, 1967. **The Gravity Field of The Earth from Classical and Modern Methods**. Ed. Academic Press New York. London.

Cajre Lomelí J. 1986. **La proyección cartográfica para la República Mexicana**. Ed. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Filosofía y Letras. Colegio de Geografía. Seminarios. México.

Césarman Eduardo. 1986. **ÓRDEN Y CAOS. El complejo orden de la naturaleza**. 2ª. Edición. Ediciones Gernika. Impreso en México.

Charles J. Newman. 1971. **An Alternative To The Hurrán (Hurricane Analog) Tropical Cyclone Forecast System**. January. NOAA Technical Memorandum NWS SR-62. National Hurricane Center, Miami, Florida.

Charles J. Newman and Colin J. McAide. 1991. **A Revised National Hurricane Center. NHC83 Model (NHC90)**. NOAA. Technical Memorandum NWS NHC-44. National Hurricane Center. Coral Glabes Florida. November. United States

Darea Wells, 1967. **Lagrangian Dynamics**. Theory and Problems. Ed. Shaums Outline. USA.

Devaney L. Robert and Keen Linda. 1989. **Chaos and Fractales. The mathematics Behind the Computer Graphics**. Vol.39. Ed. American Mathematical Society. Providence, Rhode Island. USA.

Eckert-Greifendorff Max, 1961. **Cartografía**. Manuales UTEA. N° 22. 9 Geografía. Traducción al Español. México.

Enzo Levi. 1989. **Consideraciones Acerca del la Trayectoria del los Hurcanes**. Memoria del XV Congreso De Hidráulica. Academia Nacional de Ingeniería. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. México.

Freedrick Pearson. II, 1990. **Map Projection Methods**. Theory and Aplications CRC Press. U.S. A.

George Chiminas and Heather M. Hauser, 1997. **The transfer of angular momentum for vortices to gravity swirl waves**. Journal of Atmospheric Sciences. 1 July. Vol. 54. USA.

- Golden Software, 1993. **SURFER Versión 4. Reference Manual.** Golden Colorado. U.S.A
- Grolier, 1995. **Enciclopedia.** Electronic Publishing, Inc. USA.
- Günter Seeber. 1993. **Satellite Geodesy, Foundations, Methods, and Applications.** Ed. Walter de Gruyter. Berlin . New York. USA:
- Hans J. Lught. 1983. **Vortex Flow in Nature and Technology.** Ed. Jhon Willey & Sons. Printed in The United States of América.
- Hans Stephani. 1990. **General Relativity.** An introduction to theory of the gravitational field. Introduction. 2ed. Ed. Cambridge University Press. Printed in Canada.
- Holton, James R. 1979 . **An Introduction to dynamics meteorology.** Second edition, the Academic Press. Inc.. London.
- James Lighthill. 1993. **Tropical Cyclone Disasters.** Ed. University Press, Beijing China.
- James F. Etro & Joseph P. Bassi. 1995. **Annual Tropical Cyclone Report. Joint Typhon Warning Center Guam, Mariana Islands.** USA.
- Keith R. Symon.1977. **Mecánica.** Versión en Español. Ed. Aguilar. México.
- Keith Weiskamp & Loren Heiny. 1994.**Graficas Poderosas Con Turbo C++.**Ed. Limusa. México.
- Landau L.; A. Ajjezer; E. Lifshitz. 1979. **Curso de Física General, Mecánica y Física Molecular.** Traducción al Español. Ed MIR. Moscú.
- Landau L. and Lifshitz E.M., 1960. **Course of Theoretical Physics. VOL I. MECHANICS.** Cap. 1. Ed. Pergamon Press. USA.
- Leick Alfred, 1990. **GPS Satellite Surveying.** Ed Jhon Wiley & Sons. Printed in the United States of América.
- Maling D. H., 1992. **Cordinate System and Projection,** 2 nd. Edition. Pergamon Press. Oxford, England.
- Masao Kanamitsu. 1989. **Description of the NMCGlobal Data Assimilation and Forecast System.** Weather And Forecasting. September , vol 4.National Mateorological Center, NWS, NOAA. Washington D.C. Ed. Pergamon Press. U.S.A.
- Murty D.N.p. and Page N. W.. 1990. **Mathematical Modelling. A Tool Problem Solving in Engineering, Physical, Biological and Social Sciences.**

Musk, Leslie F. 1989. **Weather System** (Cambridge topics in geography. second series). 1. Weather. Printed in Great Britain at the University Press, Cambridge. London.

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), 1977. **Project Stormfury**. U. S. Government Printing Office.

Ortiz Héctor Roberto. 1968. "**Método Auxiliar para el Pronóstico de las Trayectorias de los Huracanes**". Serie Meteorológica, N°2. Academia de Ciencias de Cuba. Cuba.

Pérez José Luis, 1997. **Programa (RK11) Numérico de una Partícula Cayendo Helicoidalmente**. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM. México.

Pexioto José P. & Abraham H. Oort 1992. **Physics of Climate**. Ed. American Institute of Physics. New York. USA.

Richard B. Langley, 1991. **Geodesia Básica para GPS**. Revista Cartográfica 59, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH). Enero - junio. México.

Robert A. House, Jr. 1993. **Clouds Dynamics**. International Geophysics. Vol. 53. Ed. San Diego Academic. USA.

Robert J. Renard. 1967. **A Numerical Scheme For Prediction Hurricane and Typhon Movement**. Department of Meteorology and Oceanography Monterey, California. December. USA.

Robert T. Merrill. (sin fecha). **Sistema de Pronóstico del Movimiento de Ciclones Tropicales en el Golfo de México**. Centro Nacional de Huracanes. Coral Gables, Florida 33146. Traducción al español.

Rodríguez Ramírez Mario E. 1968. **Teoría Vortical de los Huracanes**. Serie Meteorológica, N°1. Academia de Ciencias de Cuba. Cuba.

Runcorn S. K, 1967. **International Dictionary of Geophysics**. Vol. I. Ed. Pergamon Press. Ltd. Long Island City, New York. USA.

Russell L.E. et al. 1985. **A Global View of Tropical Cyclones**. Publication financed by a grant from Office Naval Research. Russell L. Elsberry (Editor). Bangkok, Thailand.

Saffir - Simpson. 1996. **Categorizing Hurricanes**. Hurricane Scale according to their barometric pressure, wind speed, storm surge and damage potential. Federal Emergency Management Agency. United States.

Savéliev I.V. 1982. **Curso de Física General**. Vol.1. Traducción al Español. Ed. MIR. Moscú.

Shoichiro Nakamura. 1992. **Métodos Numéricos con Software**. 1ª Edición en Español. Ed. Prentice Hall Hispano Americana, S. A. México.

~~Siomel Henry M. & Dennis W. Moore. 1989. **An Introduction to the Coriolis Force**. Editorial Columbia University. New York. USA.~~

Subsecretaría de Infraestructura Hidráulica. **Evaluación de Daños Causados por inundaciones y Perturbaciones Atmosféricas en la República Mexicana. 1985**. Dirección General de Administración y Control de Sistemas Hidrológicos. SARH. México.

Trayectorias de Huracanes en el Pacífico y Atlántico. 1998. **Paquete estadístico Fuerza 12**. En el Centro Nacional de Previsión del Tiempo. Gerencia del Servicio Meteorológico Nacional. México.

Vanieck Petr, Christou Nikolaos T, 1994. **Geoid and its Geophysical Interpretations**. CRC Press. Florida U.S.A.

Vanicek Petr, 1980. **Geodesia Física Aplicada**, tomo I. Traducción al español. Ed. DETENAL. México.

Vanicek Petr, Krakiwsky, 1986. **Geodesy: the Concepts**. Ed. Nort-Holland. New York. U.S.A.

Vicente Inglada Ors, 1923. **Las Observaciones Gravimétricas**. Ed. Talleres del Instituto Geográfico, Madrid. España.

Viniegra Fermin, 1986. **Una Mecanica Sin Talachas**. La Ciencia desde México/7. SEP. México.

Weikko A. Heiskanen y Helmut Mortiz, 1985. **Geodesia Física**. Instituto Geográfico Nacional; Instituto de Astronomía y Geodesia. España.

William M Gray. 1984. **Atlantic Seasonal Hurricane Frequency. Part I: el niño and 30 mb Quasi-Bienal Oscillation Influences**. Montly Weather Review. September, volume 112. USA.

Zharkov V.N., 1985. **Estructura Interior de la Tierra y de los Planetas**. Ed. MIR. Impreso en la URSS.

Zhender Joseph. 1993. **The Influence on Barotropic Vortex Motion**. Journal Of The Atmospheric Sciences. Vol. 50. N° 15. August. USA.

Zhender Joseph. 1996. **Comunicación personal**. Institute of Atmospheric Physics of Arizona Tucson. USA.