



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**EVOLUCIÓN DE LA ISOTERMA 0°C EN EL VALLE DE
MÉXICO DESDE 1950 Y SU RELACIÓN CON EL CAMBIO
CLIMÁTICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICA

P R E S E N T A:

AURA PÉREZ RODRÍGUEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. HUGO DELGADO GRANADOS
2010**



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.

Hoja de datos del jurado

1. Datos del alumno
Pérez
Rodríguez
Aura
55735293
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física
301502692
2. Datos del tutor
Dr.
Hugo
Delgado
Granados
3. Datos del sinodal 1
Dr.
Ernesto
Jáuregui
Ostos
4. Datos del sinodal 2
Dra.
Ana Cecilia
Conde
Álvarez
5. Datos del sinodal 3
M. en G.
Elda
Luyando
López
6. Datos del sinodal 4
Fís.
Germán Luis
Jaber
Ferretis
7. Datos del trabajo escrito
Evolución de la isoterma 0°C en el Valle de México
Desde 1950 y su relación con el cambio climático
48 pp.
2010

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Hugo Delgado por su dirección, amabilidad y constante asesoramiento a lo largo de mi estancia en el Instituto y por enseñarme la importancia de estudiar a la naturaleza y lo apasionante que resulta. Gracias Hugo

A cada uno de los miembros del jurado, Dr. Ernesto Jáuregui, Dra. Ana Cecilia Conde, M. en G. Elda Luyando y Fís. Germán Jaber por sus valiosas observaciones y por compartir sus experiencias y conocimientos.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por ser parte de mi formación académica y personal, por poner en alto el nombre de México y sentirme orgullosa de mi casa de estudios.

A la Facultad de Ciencias por tantas horas en sus aulas y fuera de ellas y ser mi segundo hogar. Gracias a todos mis profesores por enseñarme el maravilloso mundo de la ciencia.

Al Instituto de Geofísica por abrirme sus puertas y por el apoyo económico recibido durante mi estancia.

Al Servicio Meteorológico Nacional, en especial al Ing. Víctor Ramos por su especial atención y por los datos proporcionados.

Dedicatorias

A mí, por el reto personal que implicó y porque al realizar este trabajo aprendí muchas cosas y fue sumamente satisfactorio.

A mis padres, Alejandro: gracias por tu apoyo, por tu enorme cariño, por tus experiencias de vida, por tantas horas de fútbol y bromas. María Elena: gracias por ser tan buena y paciente conmigo, por todo tu apoyo en todos mis proyectos, por ser una mamá ejemplar.

A mis hermanas, Lucía: gracias por tu risa, por tu enorme bondad y por ser como eres. Valentina: gracias por tu vitalidad, por tu alegría ante la vida y por los momentos que hemos pasado.

A Emiliano, gracias por tu cariño y por ser tan genial.

A mis amigas, Andrea: por ser mi amiga de toda la vida, por todas las cosas que hemos compartido y por el camino que falta, Adriana: gracias por estar siempre cuando lo necesito y ser tan alegre y tierna, Ana Paula: por las horas de risas, bromas y chismes, gracias por ser tan buena amiga, Tatiana: por tus locuras y extravagancias, gracias por ser tan sincera, Tania: gracias por escucharme y por ser tan emprendedora, me siento muy orgullosa de ti. Amigas las quiero muchísimo, gracias.

A “La banda” de la fac, gracias por su amistad, por compartir tantas cosas y tener los mejores recuerdos con ustedes. Por todas las horas en la fac tomando clases buenas, regulares y las malas, en los laboratorios, el pulpo, la biblio y por todas las pachangas que hicimos, porque fuimos creciendo juntos a lo largo de nuestra formación y confío ciegamente que todos tendrán un futuro excelente y los considero parte fundamental en mi vida. Gracias banda, los quiero.

A las nuevas personas que he conocido, me resulta imposible nombrar a toda la gente que de una u otra forma fueron parte de este proceso con su apoyo, consejo y compañía.
Muchas Gracias

La ciencia es más que un simple
conjunto de conocimientos:
es una manera de pensar

Carl Sagan (1934-1996)

RESUMEN

En este trabajo se estudió la evolución de la isoterma 0°C desde 1950 hasta el 2008 en el Valle de México, así como su relación con el retroceso glacial en el Iztaccíhuatl y con fenómenos meteorológicos, tales como El Niño y La Niña.

Para la evolución se emplearon datos de radiosondeos, lanzados en la estación de Tacubaya. Los datos de cada radiosondeo se interpolaron de manera lineal y así se obtuvo la altitud de la isoterma 0°C haciendo un promedio por día, mensual y anual.

La tendencia es claramente creciente y acelerada en los últimos años, lo cual hace evidente un aumento en la temperatura regional y una posible relación con el cambio climático.

Haciendo un comparativo con el retroceso glacial, se nota que existen ciertas zonas de coincidencias entre las curvas de nivel correspondientes a la isoterma 0°C y las áreas glaciadas en los mismos años. Lo cual sugiere que la temperatura no es el único factor para la permanencia de los glaciares, factores tales como la precipitación y la radiación afectan fuertemente a la permanencia de la precipitación sólida en la región. Otros factores como la deforestación en zonas aledañas al volcán, así como su cercanía con el Popocatepetl pueden contribuir a la desaparición de glaciares.

La relación de la isoterma 0°C con fenómenos climáticos como El Niño y La Niña no es clara, si bien hay años como 1982 y 1983 que coinciden repuntes o máximos en la altitud con El Niño de los mismos años, no hay un patrón general que marque la evidencia del impacto de dichos fenómenos en el ascenso o descenso de la isoterma 0°C.

ABSTRACT

This study deals with the evolution of isotherm 0°C from 1950 to 2008 in the Valley of Mexico, the possible connection with the glacial retreating at Iztaccíhuatl volcano, and with meteorological effects such as El Niño and La Niña.

This study is based on radiosounding data from Tacubaya station in Mexico City. Every measurement was interpolated to obtain the altitude of isotherm 0°C per day, then daily, monthly and annual averages.

There is an increasing trend over the last years at a faster rate; therefore an increase in temperature might be connected with climatic change.

When comparing with glacial retreat trends, some areas have coincidences and others don't. This suggests that different factors can also be playing a role such as precipitation and solar radiation. Others such as deforestation in surrounding forests and the proximity with Popocatepetl (an active volcano) may also affect with the extinction of glaciers. Temperature is not the only factor for glacial preservation.

The connection between short-term climatic fluctuations (such as El Niño and La Niña) and the evolution of isotherm 0°C is not very clear, there are some years like 1982 and 1983 that a maximum in altitude have coincidence with El Niño, but any pattern was found to support the hypothesis.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Planteamiento del problema	2
1.3 Hipótesis	3
1.4 Objetivos	3
1.5 Metodología	4
2. MARCO TEÓRICO	5
2.1 Meteorología	5
Atmósfera	5
Estructura vertical de la atmósfera	7
Radiosondeos	9
Funcionamiento de los radiosondeos	9
Importancia de los radiosondeos	11
2.2 Climatología	12
Cambio climático	12
Mecanismos internos	12
Mecanismos externos	14
2.3 Glaciología	16
Glaciares	16
Zonas de un glaciar	16
Transformación de nieve a hielo	18
Balance de masa	21
Estudio de los glaciares	24
Cambio climático y glaciares	25
Glaciares en México	27
3. PROCESAMIENTO DE DATOS	28
3.1 Formación de base de datos	28
3.2 Estadística utilizada	30
3.3 Relación con datos glaciológicos	32
4. RESULTADOS	32
4.1 Evolución de la isoterma 0°C en el Valle de México	32
4.2 Relación con datos glaciológicos	34
4.3 Relación con El Niño y La Niña	35
5. DISCUSIÓN	36
5.1 Evolución con la isoterma 0°C	36
5.2 Relación con los glaciares	38
5.3 Relación con El Niño y La Niña	41
6. CONCLUSIONES	43
7. BIBLIOGRAFÍA	45

Lista de Figuras

Figura 1. Capas de la atmósfera

Figura 2. Equipo de radiosondeo

Figura 3. Zonas de un glaciar

Figura 4. Estructura de los principales tipos de nieve

Figura 5. Clasificación de la nieve por precipitación

Figura 6. Continuidad en el flujo glaciar

Figura 7. Ejemplo de radiosondeo

Figura 8. Interpolación lineal

Figura 9. Evolución de la Isoterma 0°C (1950-2008)

Figura 10. Comparación Isotermas 0°C con retroceso glaciar

Figura 11. Años Niño-Niña

Figura 12. Histograma de frecuencias relativas

Figura 13. Retroceso de las áreas glaciadas y altitud de la isoterma 0°C

Lista de Tablas

Tabla 1. Composición de gases en el aire seco de la atmósfera

Tabla 2. Clasificación del grado de correlación

Tabla 3. Parámetros de regresión

Tabla 4. Parámetros de tendencia central

Tabla 5. Parámetros de dispersión

1. Introducción

1.1 Antecedentes

Actualmente el estudio del cambio climático resulta de gran interés debido a las alteraciones climatológicas que el planeta está sufriendo, siendo tema de discusión no solamente en el ámbito científico.

Existe una tendencia mundial de retroceso de los glaciares, y en gran medida se atribuye a un cambio climatológico en la Tierra. El estudio de los glaciares adquiere una gran relevancia, ya que registran el cambio climático global, regional y local.

Los glaciares en México están situados en las altas montañas, todas volcánicas con diferentes niveles de actividad y condiciones climáticas: Citlaltépetl, Popocatepetl e Iztaccihuatl (Lorenzo, 1964).

Existen diversos métodos para estudiar los glaciares. Los métodos glaciológicos y meteorológicos requieren trabajo de campo y ambos requieren datos meteorológicos.

Hasta ahora no se han realizado estudios meteorológicos a detalle en los glaciares de México, aspecto importante para complementar la investigación glaciológica.

Un perfil de temperatura atmosférica que varía según la altitud, puede proporcionar información muy valiosa, ya que se puede encontrar en los sistemas montañosos la altitud exacta donde la temperatura es de 0°C, es decir, dónde el agua tiene su punto de fusión y por lo tanto la posible existencia de glaciares, a esta línea se lo conoce como isoterma 0°C.

Esta información se puede obtener mediante radiosondeos. En el caso de la Ciudad de México, se realizan desde 1950 con dos lanzamientos de radiosondeos por día. De esta forma se pueden obtener promedios diarios, mensuales y anuales para finalmente estudiar la evolución de la isoterma 0°C a lo largo del tiempo.

Los glaciares avanzan y retroceden como respuesta al cambio en el clima (Paterson, 1994). Es por esto que el clima es un factor determinante para explicar los cambios en un glaciar.

Existen fenómenos tales como El Niño y La Niña que pudieran contribuir a la reducción de los glaciares, por lo cuál es de gran relevancia estudiar estas variaciones climáticas a la par con la evolución de la isoterma 0°C y determinar si hay una coincidencia que nos indique la influencia de tales fenómenos.

1.2 Planteamiento del problema

El estudio de los glaciares es una herramienta muy útil para la comprensión del cambio climático a niveles global y regional.

Estudiar la evolución y encontrar una tendencia de la isoterma 0°C a lo largo de seis décadas puede dar información del cambio climático. Hasta ahora no se cuenta en México con un registro evolutivo de la isoterma 0°C usando datos provenientes de los radiosondeos.

Con ayuda de los radiosondeos se obtiene un perfil de la temperatura atmosférica, de esta manera, resulta relativamente sencillo encontrar la altitud de la Isoterma 0°C y así realizar un estudio evolutivo para finalmente obtener una tendencia general.

1.3 Hipótesis

Los glaciares han sufrido un retroceso en los últimos años, debido en gran medida, al cambio climático global. Se presume que el retroceso glaciar está asociado con una elevación de la temperatura ambiente que inhibe la preservación del hielo. Ante la ausencia de datos obtenidos directamente sobre los glaciares, una forma de estudiar indirectamente el incremento de temperatura regional es usando datos de radiosondeos existentes desde la década de los 50s para estimar la altitud de la isoterma 0°C. La tendencia altitudinal de la Isoterma 0°C es de carácter ascendente con influencia de fluctuaciones climáticas, como los fenómenos de El Niño y La Niña.

1.4 Objetivos

Objetivo general

Estudiar la evolución de la isoterma 0°C en el valle de México y su relación con el cambio climático.

Objetivos secundarios

- Relacionar la evolución de la isoterma 0°C con el fenómeno El Niño y La Niña.
- Encontrar una tendencia estadística de la isoterma 0°C.
- Comparar la evolución de la isoterma 0°C con datos glaciológicos de retroceso de los glaciares.

1.5 Metodología

Con el objeto de estudiar la evolución de la isoterma 0°C desde 1950, es necesario formar una base de datos con toda la información disponible de perfiles de temperatura en función de la altitud. El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) proporcionó toda la información con que dispone de los radiosondeos lanzados en la estación de la Ciudad de México. Los datos obtenidos del SMN abarcan, en general, los últimos 59 años.

Se obtiene la altitud correspondiente a 0°C de todos los días, recordando que son dos lanzamientos por día. Es fundamental mencionar que los datos de radiosondeos no registran directamente la isoterma 0°C, razón por la que es necesario calcularla para toda la base de datos crudos obtenida del SMN, Posteriormente se realiza un promedio diario, mensual y anual. De esta forma quedan compilados los datos para dar pie al siguiente paso.

Para obtener una tendencia es necesario ver el comportamiento de la isoterma 0°C respecto al tiempo. Dado que los datos tienen fluctuaciones, la línea de tendencia utilizada es la polinomial, el grado depende de los máximos y mínimos que presente el gráfico.

A la par, se obtienen los años correspondientes a El Niño y La Niña, con la finalidad de observar si existe una relación entre los máximos y/o mínimos de la gráfica de evolución de la Isoterma 0°C con dichos fenómenos. Finalmente se comparan los resultados obtenidos con los datos glaciológicos y se discierne si hay coincidencias o alguna relación.

2. Marco Teórico

2.1 Meteorología

Atmósfera

El tiempo se define como el estado físico de la atmósfera en corto tiempo, varía día con día y es descrito en términos de variables como la temperatura, nubosidad, precipitación, dirección y velocidad del viento (Moran et al., 1997).

El tiempo meteorológico es el resultado de procesos atmosféricos que intentan igualar las diferencias en la distribución de la energía proveniente de la radiación solar (Critchfield, 1983). Haciendo una extensión a largo plazo, todos estos procesos de intercambio dan lugar al clima.

La atmósfera es una capa delgada de gases y partículas suspendidas que envuelven al planeta. Es móvil, compresible y expansible. Su densidad decrece con la altitud.

Aproximadamente la mitad de la masa total de la atmósfera se encuentra por debajo de los 5,500 m. La atmósfera actúa como un protector de los efectos de la radiación solar y previene de pérdidas excesivas de calor en la noche.

Cuatro gases (Nitrógeno, Oxígeno, Argón y Dióxido de Carbono) forman el 99% del aire seco de la atmósfera. También contiene pequeñas cantidades de helio (He), metano (CH₄), hidrógeno (H₂), ozono (O₃) y otros gases (Tabla 1).

Tabla 1. Composición de gases en el aire seco de la atmósfera (Critchfield, 1983)

Gas	% por Volumen	Partes por millón
Nitrógeno	78.08	780.840
Oxígeno	20.95	209.460
Argón	0.93	9.340
Dióxido de Carbono	0.035	350
Neón	0.0018	18
Helio	0.00052	5.2
Metano	0.00014	1.4
Kriptón	0.00010	1
Hidrógeno	0.00005	0.5
Ozono	0.000007	0.07
Xenón	0.000009	0.09

Aparte de los gases, la atmósfera de la Tierra contiene partículas sólidas y líquidas llamadas aerosoles, por ejemplo, el agua en sus tres estados (vapor, pequeñas gotas y cristales de hielo). Su origen ocurre en incendios forestales, de la erosión del suelo, emisiones volcánicas, polvo de meteoritos y de la actividad industrial y agrícola (Moran et al., 1997).

La concentración de aerosoles es muy baja, sin embargo contribuyen en importantes procesos, por ejemplo la formación de nubes y la precipitación. Algunos influyen en la temperatura del aire al interactuar con la radiación solar.

El ozono (O₃) es producto de una recombinación del oxígeno bajo la influencia de la radiación ultravioleta (Critchfield, 1983). Ligeros cambios en la concentración del ozono puede tener efectos perjudiciales en la biósfera.

El monóxido de carbono (CO) así como los óxidos de nitrógeno (N_xO_y), incluyendo los resultantes de la actividad humana, si se encuentran en concentraciones que amenacen el bienestar de los seres vivos, se consideran agentes contaminantes y son posibles causantes del cambio climático.

Estructura vertical de la atmósfera

La atmósfera se divide en cuatro capas: la troposfera, estratosfera, mesosfera y la termosfera (Figura 1).

La mayoría de los eventos meteorológicos ocurren en la troposfera, que se extiende de la superficie de la Tierra hasta una altitud de 6 km en los polos y 16 km en el ecuador. Normalmente la temperatura decrece con la altitud, en promedio la temperatura cae 6.5 °C cada 1000 m.

El límite superior de la troposfera se conoce como la tropopausa, es una zona de transición, donde la temperatura se mantiene constante.

La siguiente capa es la estratosfera, que se extiende hasta los 50 km. En la parte baja de la estratosfera la temperatura se mantiene constante, aproximadamente a los 20 km la temperatura crece, esto se debe a la absorción de radiación ultravioleta por parte del Ozono.

En el límite de la estratósfera, donde la concentración de Ozono disminuye, se encuentra la estratopausa, aquí la temperatura es aproximadamente igual a la del nivel del mar.

A partir de los 50 km y hasta los 80 km se encuentra la mesosfera. La temperatura decrece lentamente con la altitud. La mayoría de los meteoritos se desintegran en la mesosfera. El límite en los 80 km se conoce como la mesopausa, aquí se registran las temperaturas más bajas de la atmósfera (aproximadamente $-95\text{ }^{\circ}\text{C}$).

En la termosfera la temperatura es muy variable, en los primeros kilómetros se comporta como una isoterma, sin embargo crece rápidamente. Puede llegar a tener temperaturas cercanas a los $2000\text{ }^{\circ}\text{C}$.

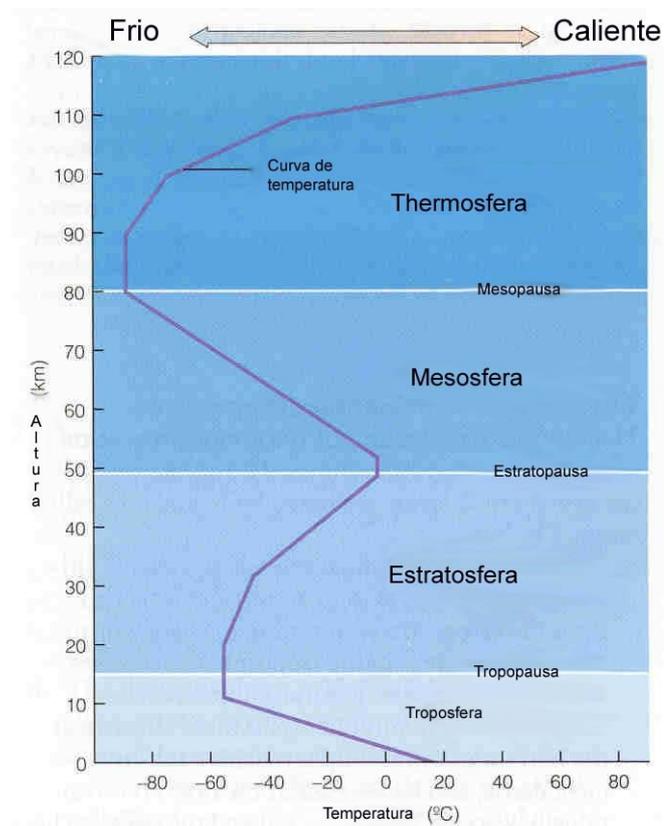


Figura 1. Capas de la atmósfera (geociencias.unam.mx, 2010)

Entre los 80 y 400 km se halla la ionosfera, se llama así por la alta concentración de iones. Partículas del Sol de alta energía chocan y gracias a la excitación con la ionosfera, se forman las auroras boreales o australes.

El máximo de éste proceso ocurre en los polos, esto es porque el campo magnético de la Tierra desvía las partículas. La ionosfera refleja las señales de radio que provienen de la Tierra.

Radiosondeos

Para obtener información de las propiedades de la atmósfera, es necesario realizar medidas. Las observaciones que dan información de la distribución vertical de elementos meteorológicos se conocen como radiosondas (Reinisch, 2000).

Funcionamiento de un radiosondeo

Un radiosondeo es un proceso mediante el cual se miden parámetros atmosféricos. Consiste en una sonda unida a un globo inflado con helio o hidrógeno que asciende hasta los 30 km de altitud. Mientras el radiosondeo vuela a través de la atmósfera, los sensores de la sonda toman perfiles de temperatura, presión y humedad (NOAA, 2009).

La transmisión de datos se debe a un radiotransmisor anexo a la sonda. Los datos son rastreados desde la estación en Tierra por una antena de recepción, que generalmente tiene una radiofrecuencia entre 1675 y 1685 Mhz, ésta a su vez está conectada a una computadora que visualiza los datos cada dos segundos (Figura 2).



Figura 2. Equipo del radiosondeo (SMN, 2009)

La caja de la sonda tiene un recubrimiento de unicel, lo cual la hace más ligera. La sonda consta de un sensor externo de temperatura y humedad, que consiste en un capacitor de película delgada, que se dilata o contrae según la temperatura. Un segundo capacitor determina la humedad en función de la temperatura.

La presión se mide con una cápsula aneroide que se expande conforme el globo asciende, o se contrae cuando el globo se revienta y cae la sonda.

El sistema de velocidad y dirección del viento viene dado por un pequeño GPS que lleva la sonda y en cada momento indica su localización y por lo tanto la dirección y velocidad del viento en m/s.

Todos los sensores están conectados a una batería, que suministra entre 200 y 300 miliwatts. Las unidades de medida son el Hectopascal (Hpa) para la presión atmosférica, grado centígrado (°C) para la temperatura y el tanto por ciento (%) para la humedad relativa.

El globo es de Neopreno o caucho sintético, que resiste la humedad, bajas temperaturas, radiación ultravioleta y ozono. Se infla con hidrógeno y llega a medir hasta 150 cm de diámetro y levanta un peso de 450 g.

Importancia de los radiosondeos

Entender y predecir con precisión los cambios en la atmósfera requiere de observaciones. El radiosondeo es la primera fuente de datos verticales de la atmósfera, que son de gran utilidad especialmente para el diagnóstico de situaciones meteorológicas con fuerte inestabilidad de estratificación que pueden ocasionar lluvias intensas (Meteosort, 2009)

Las observaciones con radiosondeos se aplican para hacer modelos de predicción climáticos, investigación en cambios climáticos, modelos de aire contaminado, etc.

En el mundo hay aproximadamente 900 estaciones de radiosondeos, la mayoría localizadas en el hemisferio Norte, todas las observaciones se dan en la misma hora (00:00 y 12:00 UTC), los 365 días del año.

2.2 Climatología

Cambio Climático

El clima global opera dentro de un sistema que comprende la atmósfera, tierra, biósfera, océanos y hielos. Variaciones en este sistema, da como resultado un cambio climático originado por causantes internos o externos (Buchdahl, 1999).

Existen cambios que afectan directamente el balance de energía del sistema Tierra-Atmósfera, que pueden incluir variaciones en la órbita de la Tierra alrededor del Sol, radiación solar, actividad volcánica y cambios en la composición atmosférica.

También hay cambios que no afectan de forma directa el balance de radiación solar y la terrestre. Su escala de tiempo es grande (10^7 a 10^9 años). Un ejemplo es la posición de las cuencas oceánicas.

Mecanismos externos

Variaciones en el medio interestelar pueden influenciar en la cantidad de radiación solar incidente en la superficie de la Tierra que conducen a un posible cambio climático (Williams, 1975).

La teoría astronómica del cambio climático se conoce como la Teoría de Milankovitch, se conocen tres tipos de variaciones en la órbita de la Tierra como agentes externos:

-Oblicuidad: El ángulo en la órbita de la Tierra fluctúa entre 22° y 24.5° durante un periodo de 41,000 años, influenciando la distribución latitudinal de la radiación solar.

-Excentricidad: Al variar la distancia media entre el Sol y la Tierra podría afectar la cantidad de radiación solar y con ello la temperatura terrestre.

-Precesión: La interacción gravitacional de cuerpos planetarios en el Sistema Solar, dan como resultado la modificación del perihelio de la Tierra con un cambio en la

elíptica de la órbita.

Las variaciones tienen el potencial de modificar el suministro de energía proveniente del Sol, podrían ser agentes de cambio climático en una escala de 10^4 a 10^5 años (Milankovitch, 1941).

Las variaciones solares son otro agente externo que podría afectar el clima global. El número de manchas solares y el campo magnético solar se relacionan con variaciones en la irradiancia solar que posiblemente altere el clima.

El problema en relacionar el cambio de irradiancia y alteraciones climáticas, es que la magnitud de cambio es muy chica, los cambios en el ciclo de manchas solares varía aproximadamente 1%, lo cual significaría un cambio de temperatura no mayor de 0.03°C (Wigley, 1988).

Los cambios en el viento solar afectan la producción de ^{14}C en la atmósfera, una producción alta de ^{14}C indica periodos de pocas manchas solares. El análisis espectral se obtiene de la corteza de los árboles.

Los registros que se tienen del ^{14}C tienen coincidencias con fenómenos tales como el avance y el retiro de los glaciares, las fluctuaciones de la temperatura en el Holoceno y la pequeña edad de hielo (Buchdahl, 1999).

Mecanismos internos

La orogenia puede afectar procesos en la Tierra que den como resultado algún cambio climático, como circulaciones oceánicas y atmosféricas.

Raymo y Ruddiman (1992) propusieron que el levantamiento del Tibet, los Himalayas y la Sierra Nevada exponen minerales que reaccionan con el dióxido de carbono atmosférico, éste es absorbido y transportado por ríos o canales de agua para ser depositado en suelo oceánico como sedimento, causando un enfriamiento global.

La epirogenia también es un factor que modifica el ambiente, ya que al cambiar las áreas continentales en latitudes altas, gracias a la deriva continental, las masas con hielo permanente crecen y hay un enfriamiento global.

Las erupciones volcánicas inyectan grandes cantidades de material gaseoso en la atmósfera, dejando contaminación que reduce la cantidad de rayos del Sol, ya que los aerosoles de ácido sulfúrico absorben altamente la radiación UV.

La contaminación volcánica afecta el balance de energía en la atmósfera a niveles estratosféricos, sin embargo una erupción aislada no significa un cambio importante de gran escala. Por otra parte, otros compuestos como el dióxido de carbono, producen o refuerzan el efecto invernadero.

Episodios de alta actividad volcánica sí pueden significar un cambio en la temperatura global en un periodo de tiempo largo.

Hammer (1980) encontró que durante el periodo de La Pequeña Edad de Hielo hubo una gran actividad volcánica.

Los efectos de las emisiones volcánicas si bien tienen el potencial de generar cambios climáticos a gran escala, que dependen de la naturaleza del volcán.

Existen teorías que atribuyen el cambio climático a la circulación oceánica, haciendo énfasis en las transiciones de episodios glaciales e interglaciales. En periodos de glaciaciones la temperatura de la superficie oceánica es baja, reduciendo la evaporación y salinidad, perjudicando la circulación.

La mayor aportación de tipo interna al cambio climático es la modificación en la composición de la atmósfera.

En los últimos 20 años, factores antropogénicos, tales como la quema de combustibles, deforestación y procesos industriales, han incrementado la concentración de Dióxido de Carbono y como consecuencia un incremento del efecto invernadero.

Al aumentar los aerosoles en la atmósfera, la radiación solar tiende a dispersarse con más facilidad, modificando el suministro de energía.

El clima global depende del balance de energía entre la radiación solar y la radiación terrestre. Cuando se presenta una modificación, la Tierra responde con enfriamiento o calentamiento para conservar el equilibrio energético.

El sistema climático siempre está en constante cambio, es dinámico. La rapidez y la frecuencia con la que cambia, depende de la sensibilidad del clima global a los mecanismos internos o externos (Cess et al., 1988).

2.3 Glaciología

Glaciares

Un glaciar es una masa de hielo que tiene una dinámica de acumulación, transportación y ablación (Sharp, 1988). Se considera como un sistema de ganancias o entradas y pérdidas o salidas de masa que es sumamente sensible al ambiente que lo rodea.

Las ganancias más importantes ocurren con la nieve que cae por precipitación, por lo que dependen fuertemente de procesos meteorológicos, tales como la temperatura ambiental, la precipitación total, el movimiento de las masas de aire y viento. A la ganancia de masa se le conoce como acumulación. Las fuentes de acumulación incluyen las ventiscas, heladas y granizo entre otras.

Al transportarse el glaciar a valles bajos, existe una pérdida de nieve y hielo que generalmente se da por derretimiento o evaporación principalmente por radiación solar. A las pérdidas de masa se le conoce como ablación.

Zonas de un glaciar

Un glaciar tiene dos partes principales, la parte alta donde existe la acumulación de nieve para transformarse en hielo permanente y la parte baja donde hay pérdida de nieve o ablación.

Benson (1961) y Müller (1962) dividieron a los glaciares por zonas, la secuencia entera se muestra de la siguiente manera (Figura 3).

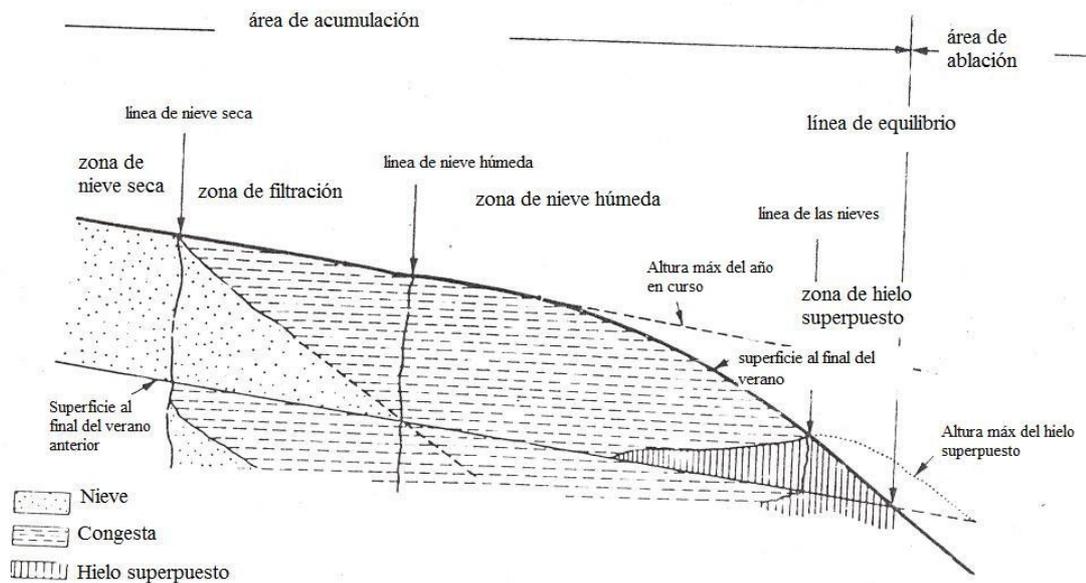


Figura 3. Zonas de un glaciar (Paterson, 1994)

-Zona de nieve seca: Aquí no ocurre evaporación ni derretimiento durante todo el año.

-Zona de filtración: El agua se filtra en la nieve y cuando se congela forma estratos de hielo. Al avanzar el verano, las capas de nieve más profundas son elevadas al punto de congelación.

-Zona de nieve húmeda: En esta zona, toda la nieve que cayó durante el año, es elevada a los 0°C. Existen filtraciones de agua de fusión en capas profundas que se acumulan en los años siguientes. El material consiste en estratos de hielo, cristales y bloques separados por capas de nieve.

-Zona de hielo superpuesto: En estas elevaciones, el agua de fusión es producida en mayor cantidad. El límite entre la zona de nieve húmeda y la zona de hielo superpuesto se conoce como la línea de las nieves. Es el límite entre hielo y congesta en la superficie del glaciar.

La frontera más baja de la zona de acumulación del glaciar se conoce como la línea de equilibrio (isoterma 0°C), arriba de ella el glaciar tiene una ganancia de masa durante el año, debajo de ella hay una pérdida de masa. Es el límite entre la zona de acumulación y la zona de ablación.

Transformación de nieve a hielo

La nieve consiste en cristales de hielo suspendidos en la atmósfera que crecen lo suficiente para caer al terreno. Existen dos tipos de nieve: la que cae del cielo y la que se produce con los cambios en la nieve depositada (LaChapelle, 1969).

La molécula del hielo, posee dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno. Al congelarse el agua, la molécula adquiere una estructura cristalina, formando una red hexagonal. Los átomos de hidrógeno son los encargados de formar las cadenas. Este arreglo en el hielo es capaz de formar sólidos con simetría hexagonal en un plano.

El plano basal, se conoce como el plano cristalográfico de los ejes-a, cada eje separado por 60° . El eje perpendicular del plano hexagonal, se le conoce como eje principal del cristal o eje c(Figura 4).

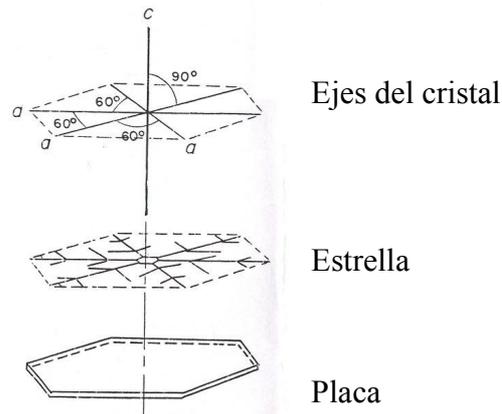


Figura 4. Estructura de los principales tipos de nieve (LaChapelle, 1969)

La morfología de la nieve depende de factores climáticos, tales como la temperatura y la cantidad de vapor de agua (Figura 5).

La variedad en la morfología está comprendida en el diagrama de Nakaya, quien observó la diferencia de crecimiento en los cristales a diferentes temperaturas y supersaturación del vapor de agua (Libbrecht, 2005).

Existen siete tipos de cristales de nieve: placas, estrellas, columnas, agujas, dendritas, columnas tapadas y formas irregulares (LaChapelle, 1969).

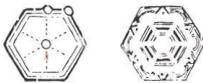
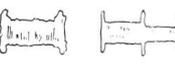
Símbolo gráfico	Ejemplos	Símbolo y tipo de partícula	Símbolo gráfico	Ejemplos	Símbolo y tipo de partícula
		F1 placa			F5 dendrita
		F2 estrella			F6 columnas tapadas
		F3 Columna			F7 cristales irregulares
		F4 aguja			

Figura 5. Clasificación de la nieve por precipitación (LaChapelle, 1969)

La conversión de nieve a hielo empieza en la zona de acumulación con la precipitación de hojuelas de nieve. La transformación es el resultado de un desplazamiento de los cristales, cambiando su forma y tamaño. La importancia de este proceso cambia conforme la densidad se incrementa (Paterson, 1994).

Siguiendo el principio de la termodinámica, donde la energía libre de un sistema tiende a un mínimo, una reducción en el área reduce la energía. Los cristales de nieve tienden a reducir la superficie total. La forma ideal son las esferas, por lo que las hojuelas son transformadas en partículas redondas. Este proceso se conoce como metamorfismo destructivo.

El incremento en la densidad (500-600 kg/m³), da como resultado una reducción en las partículas a granos, haciendo una reducción en la porosidad.

El resultado es la formación de congesa, es decir, la nieve que por lo menos tiene un año de antigüedad y que sobrevivió a episodios de evaporación durante el verano.

La congesa se forma por la cristalización del vapor de agua atrapado entre los granos y por la compactación de las hojuelas por presión.

Cuando se alcanza una densidad de aproximadamente 830 kg/m^3 , el aire entre los granos se escapa a la superficie, quedando únicamente en presencia de burbujas, los espacios quedan sellados. En este punto la congesa se convierte en hielo de glaciar.

Si existe un gradiente vertical de temperatura, por consecuencia se produce un gradiente de presión de vapor. La nieve se sublima, formando cristales largos en forma piramidal, prismas o hexágonos huecos. Este tipo de nieve se conoce como escarcha y al proceso se le conoce como metamorfismo constructivo.

La evaporación ocurre en los estratos bajos, el vapor se condensa en escarcha en las zonas o estratos más altos.

Balance de masa

Las fluctuaciones climáticas causan variaciones en la cantidad de nieve que se acumula en un glaciar y la cantidad que se pierde.

El balance de invierno b_w es la cantidad de nieve que se acumula en temporada invernal, con valor positivo y el balance de verano b_s , es la cantidad de nieve y hielo que se pierde por evaporación, siendo una cantidad negativa (Hooke, 2005).

Durante el balance del año, que se toma al final de una temporada de evaporación hasta el final de la siguiente, la suma del balance de invierno más el de verano es el balance neto específico b_n . Estos balances se expresan en términos del grosor de los estratos de agua o hielo.

El balance de masa b en el tiempo es la suma algebraica de acumulación y ablación. El glaciar se divide en un área de acumulación donde $b_n > 0$ y área de ablación donde $b_n < 0$.

El límite entre las dos zonas es la línea de equilibrio (Paterson, 1994).

Tenemos entonces:

$$b_n = b_s + b_w \quad (1)$$

El balance neto B_n del glaciar a lo largo del año, está determinado por la relación:

$$B_n = \int_A (b_s + b_w) dA \quad (2)$$

Donde A es el área del glaciar. B_n se normaliza generalmente al área del glaciar, por lo que $b_n = B_n/A$.

Si el balance es cero durante muchos años, las dimensiones del glaciar permanecen constantes.

Si hay ganancia a lo largo de varios años el glaciar avanza, si existen pérdidas el glaciar retrocede.

Para los modelos glaciales se utilizan coordenadas cartesianas (x, y, z) , donde x y y son las coordenadas horizontales y z es la coordenada vertical. La evolución de un glaciar se describe en términos del grosor H :

$$\frac{\partial H(x, y)}{\partial t} = \dots \quad (3)$$

En la ecuación (3) t representa el tiempo. El resto de la igualdad depende de la continuidad de la masa, por lo que la conservación de masa de un continuo se describe de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \rho(x, y, z)}{\partial t} = -\nabla \cdot [\rho(x, y, z)v(x, y, z)] \quad (4)$$

ρ denota la densidad y v el vector velocidad del hielo. Asumiendo la densidad del hielo como constante, podemos integrar sobre la vertical:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla \cdot F + B \quad (5)$$

En la ecuación (5) F es el volumen integrado del flujo en dos dimensiones y B es el balance de masa (figura 6).

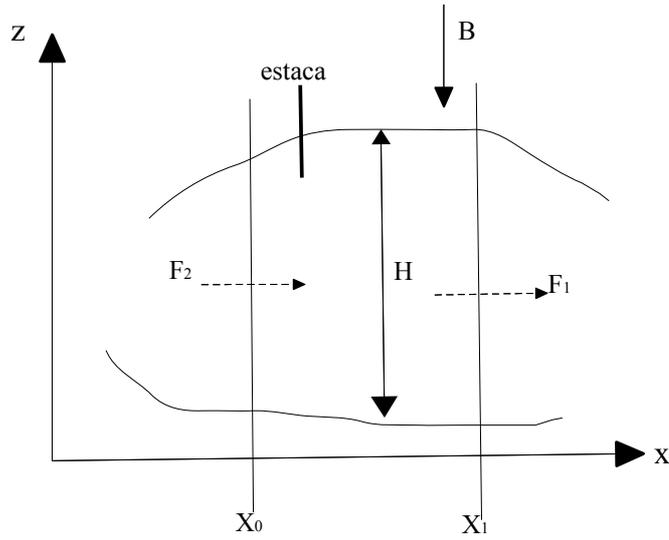


Figura 6. Continuidad en el flujo del glaciar

Estudio de los glaciares

Los cambios en los glaciares se estudian en término del área, del grosor del hielo y en características morfológicas (Huggel y Delgado, 2000).

El balance de masa puede ser la medición más significativa para estudiar los cambios en los glaciares, sobre todo a los resultantes de fluctuaciones en el clima.

Existen diferentes métodos para medir el balance de masa. El más común es haciendo mediciones de altura de la nieve o hielo con estacas, las mediciones se hacen al inicio de la temporada de evaporación, posteriormente al final del invierno para obtener el balance de invierno y finalmente al final de la temporada de evaporación para obtener el balance de verano y el balance neto.

También existe el método hidrológico o glaciológico y la fotogrametría. En este último se toman fotografías aéreas en intervalos de uno o más años, de esta forma se comparan los mapas para determinar el cambio en el volumen del glaciar haciendo una relación con la masa por medio de la densidad del hielo. Este método determina solamente cambios en la masa del glaciar completo, no el balance de masa en algún punto específico (Paterson, 1994).

En el método hidrológico se hacen mediciones en las cuencas de drenaje del glaciar, es el único método que mide el agua acumulada en todo el glaciar, esto se realiza haciendo mediciones de la precipitación, las corrientes y la cantidad de agua, nieve y hielo perdidas por evaporación.

Si no existe un buen modelo de balance de masa, es imposible predecir la reacción de los glaciares a un cambio climático (Oerlemans, 2001).

La manera más sencilla de relacionar el cambio climático y balance de masa es asumiendo que la línea de equilibrio se asocia a una isoterma de la temperatura anual de la atmósfera T_{fa} y que el perfil del balance permanece inalterado:

$$\Delta E = - \frac{1}{\gamma} \Delta T_{fa} \quad (6)$$

En la ecuación (6), γ representa el lapso de temperatura (<0). Proporciona cada cuantos metros la línea de equilibrio se incrementa o disminuye por cada grado de temperatura.

La reacción en la altitud de la línea de equilibrio a un cambio climático depende del gradiente del balance vertical de masa (Kaser y Osmaston, 2002).

Cambio climático y glaciares

Cambios en las condiciones atmosféricas, tales como la radiación solar, temperatura del aire, precipitación, vientos, etc., influyen el balance de energía y masa en la superficie de un glaciar (Oerlemans, 2001).

La extensión de un glaciar, es decir, el avance o retroceso, es un indicador del cambio climático.

La sensibilidad climática de un glaciar depende del clima local y de otros factores, tales como efectos topográficos y la distribución del glaciar con la altitud, como consecuencia la sensibilidad a un cambio climático depende fuertemente del régimen climático donde se encuentra el hielo (Kuhn et al., 1985).

Los sedimentos glaciales o morrenas formados durante la etapa final de La Pequeña

Edad de Hielo, entre el siglo XVII y la segunda mitad del XIX, marcan la extensión máxima en la mayor parte de las montañas.

A partir de este periodo, los glaciares han retrocedido significativamente, en la década de 1940 hubo una disminución importante. Por otro lado, en la década de 1970 tuvieron más estabilidad e incluso crecimiento, en parte por una disminución en la radiación solar debido a un incremento en la contaminación del aire en la segunda mitad del siglo XX. En la segunda mitad de los años 80's la tasa de crecimiento volvió a disminuir (Kaser y Osmaston, 2002).

La pérdida global de masa entre 1996 y 2005 representa el doble de pérdida que en la década pasada de 1986 a 1995, y cuatro veces más que de 1976 a 1985 (UNEP, 2008).

Las consecuencias de fenómenos meteorológicos pueden afectar no solamente a los patrones del clima global, sino también a la pérdida o ganancia de masa de los glaciares.

Recientemente se ha estudiado la relación de la evolución glacial con fenómenos tales como El Niño y La Niña.

El Niño es generado por alteraciones al sistema océano-atmósfera en el Pacífico Tropical. En el caso El Niño, la temperatura del agua se eleva por encima de lo normal, como consecuencia las precipitaciones son más abundantes en las regiones donde llueve poco y viceversa. En los años de La Niña la temperatura es más baja que lo normal.

La sensibilidad de los glaciares tropicales a las oscilaciones climáticas cortas y particularmente a las temperaturas, refuerza su interés como indicadores del clima y de su evolución (Francou et al., 1995).

Glaciares en México

Tres montañas en México tienen glaciares en sus cumbres: Pico de Orizaba o Citlaltépetl (5675 m.s.n.m), Popocatépetl (5452 m.s.n.m) e Iztaccíhuatl (5283 m.s.n.m) (Delgado, 1997).

Los tres quedan en la zona tropical del hemisferio norte, ubicados alrededor de los 19°N, con una altitud superior a los 5000 m.s.n.m, siendo ésta la razón más poderosa de la existencia de glaciares.

Los glaciares del Citlaltépetl se encuentran en un volcán dormido lejos de alguna ciudad poblada. Los glaciares del Iztaccíhuatl están en un volcán dormido entre áreas inhabitadas e industriales. Los glaciares del Popocatépetl se hallan en la cumbre de un volcán en erupción entre México y Puebla (Delgado et al., 2007).

De acuerdo con Kaser y Osmaston (2002) la definición de los límites de los trópicos meteorológicos y como consecuencia, la definición de glaciar tropical es la siguiente:

- La geometría de la radiación solar es claramente diferente de las zonas fuera de los trópicos.
- La atmósfera tropical en cada altitud, es desde el punto de vista térmico, un continuo homogéneo, es decir que la variación en la temperatura del aire es la misma anualmente y diurnamente.
- Existen una o dos temporadas de lluvias con extensos bosques húmedos.

3. Procesamiento de Datos

3.1 Formación de base de datos

La información de los radiosondeos era necesario compilarla en una base de datos, de tal manera que se tuviera fácil acceso a la información y así poder realizar un análisis estadístico.

La altitud correspondiente a la temperatura 0°C no siempre se registra en la sonda, por lo que es necesario obtener la altitud haciendo una interpolación. Observando varias gráficas de temperatura vs altitud, es claro que la tendencia es de tipo lineal (Figura 7).

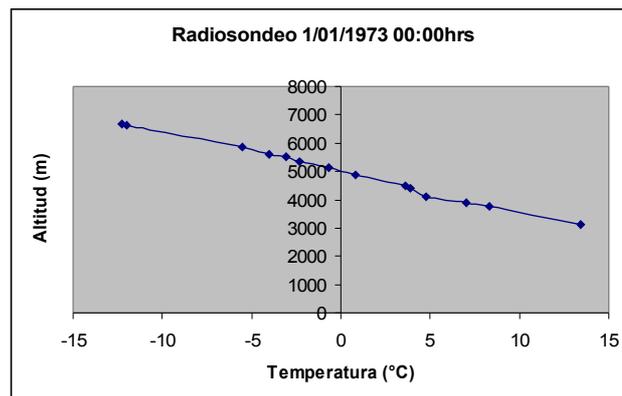


Figura 7. Ejemplo de radiosondeo

La interpolación conveniente es la lineal, ya que conocemos los puntos extremos del intervalo. Sabemos que

$$y_1=f(x_1) \text{ y } y_2=f(x_2) \tag{7}$$

El valor a encontrar es $y=f(x)$. Si trazamos una recta que pasa por los puntos (x_1, y_1) y (x_2, y_2) por semejanza de triángulos podemos obtener el valor deseado (Figura 8).

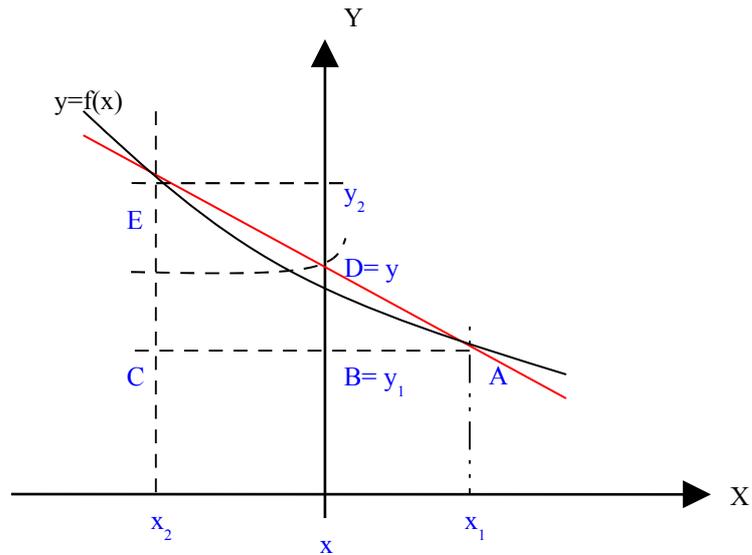


Figura 8. Interpolación lineal

Observando la semejanza de los triángulos $\triangle BAD$ y $\triangle CAE$, tenemos por una parte

$$\frac{\overline{CA}}{\overline{BA}} = \frac{\overline{CE}}{\overline{BD}} \quad (8)$$

por lo que despejando, nos queda

$$\overline{BD} = \frac{\overline{BA}}{\overline{CA}} \overline{CE} \quad (9)$$

sustituyendo los puntos:

$$(y - y_1) = \frac{x_1 - x}{x_1 - x_2} (y_2 - y_1) \quad (10)$$

Finalmente obtenemos el valor de y , que sigue la relación:

$$y = \frac{x_1 - x}{x_1 - x_2} (y_2 - y_1) + y_1 \quad (11)$$

Con la ecuación (11) se obtuvieron todas las altitudes correspondientes a la isoterma 0°C . Cada día son lanzados dos radiosondeos, por lo cual se obtiene un promedio diario, posteriormente mensual y anual.

3.2 Estadística utilizada

Teniendo los promedios anuales, se realizó una gráfica de Años vs Altitud, teniendo un total de 59 años. Para establecer una tendencia, es necesario hacer un ajuste a la gráfica, esto se logra con una regresión.

Para elegir la regresión adecuada nos basamos en la correlación existente entre las dos variable x y y . La correlación cuantifica qué tan consistente es la variación entre dichas variables, la magnitud se mide por el coeficiente R (Motulsky, 2003).

El valor de R varía entre -1 y 1 , pero en la práctica se trabaja con el valor absoluto, a medida que R se aproxima a 1 , más grande es el grado de correlación entre los datos (Tabla 2).

Tabla 2. Clasificación del grado de correlación (Motulsky, 2003)

Correlación	Valor
Perfecta	$R=1$
Excelente	$0.9 \leq R < 1$
Buena	$0.7 \leq R < 0.9$
Regular	$0.5 \leq R < 0.7$
Mala	$R < 0.5$

Existen situaciones donde la curva de regresión no es lineal. Una línea de tendencia polinómica es una línea curva que se utiliza cuando los datos fluctúan. Es útil, por ejemplo, para analizar las pérdidas y ganancias de un conjunto de datos grande.

El orden polinómico se puede determinar mediante el número de fluctuaciones en los datos o en función del número de máximos y mínimos que aparecen en la curva. Una línea de tendencia polinómica de orden 2 suele tener sólo un máximo o mínimo (Graph, 2009).

La curva de regresión polinómica tiene la forma:

$$\mu_{y|x} = \beta_0 + \beta_1x + \beta_2x^2 + \dots + \beta_kx^k \quad (12)$$

Los parámetros $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_k$ se hallan por mínimos cuadrados, los estimados raramente se encuentran a mano, el trabajo se realiza por computadora (Madsen y Moeschberger, 1980). Sobre esta regresión se encontraron parámetros de tendencia central y de distribución con la finalidad de analizar el comportamiento estadístico a lo largo de los 59 años.

3.3 Relación con datos glaciológicos

Para relacionar la evolución de la isoterma 0°C con el retroceso de los glaciares del Iztaccíhuatl, se empleó la imagen de Schneider et al. (2008) que recopila el trabajo de Lorenzo en 1959, las fotografías aéreas de 1982 y 1994, el trabajo de campo del 2004 y las imágenes proporcionadas por ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer).

Con ayuda de Google Earth se hizo la georreferenciación con las coordenadas conocidas y sobre esta imagen se digitalizaron las curvas de nivel correspondientes a las altitudes de la isoterma 0°C en periodos de tiempo similares, para este procedimiento se empleó el paquete Surfer 9. De esta forma se puede visualizar si existe alguna relación.

4. Resultados

4.1 Evolución de la Isotherma 0°C en el Valle de México

Como se esperaba la tendencia es ascendente de la isoterma 0°C (Figura 9), los parámetros de regresión se pueden ver en la Tabla 3

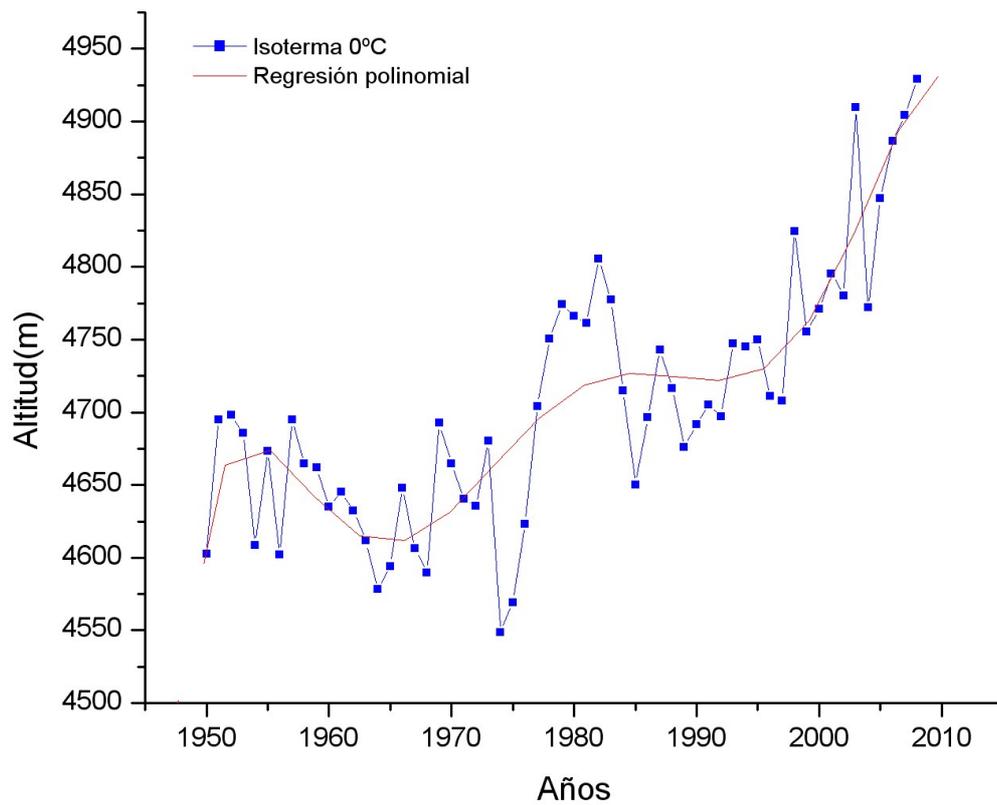


Figura 9. Evolución de la isoterma 0°C (1959-2008)

La ecuación tiene la forma $Y = A + B_1X + B_2X^2 + B_3X^3 + B_4X^4 + B_5X^5 + B_6X^6$ y $R^2 = 0.7504$.

Tabla 3. Parámetros de regresión

Parámetro	Valor	Error
A	-7E+13	2,87E+13
B1	2,12E+11	8,70E+10
B2	-2,7E+08	1,10E+08
B3	180273,6	74086,52
B4	-68,25	28,07828
B5	0,01378	0,00568
B6	-1,1E-06	4,78E-07

4.2 Relación con datos glaciológicos

La relación entre el retroceso de las áreas glaciadas y la evolución de la isoterma 0°C (figura 10) tienen el fin de encontrar coincidencias en los límites de ambos. Las áreas con colores representan a las áreas glaciadas de los años 1959, 1982, 1994, 2001, 2006 y 2007. Las líneas de color rosado corresponden a las isotermas 0°C desde 1950 hasta el 2008. Cabe mencionar que las líneas de las isotermas corresponden aproximadamente a los mismos años para poder hacer una comparación más certera.

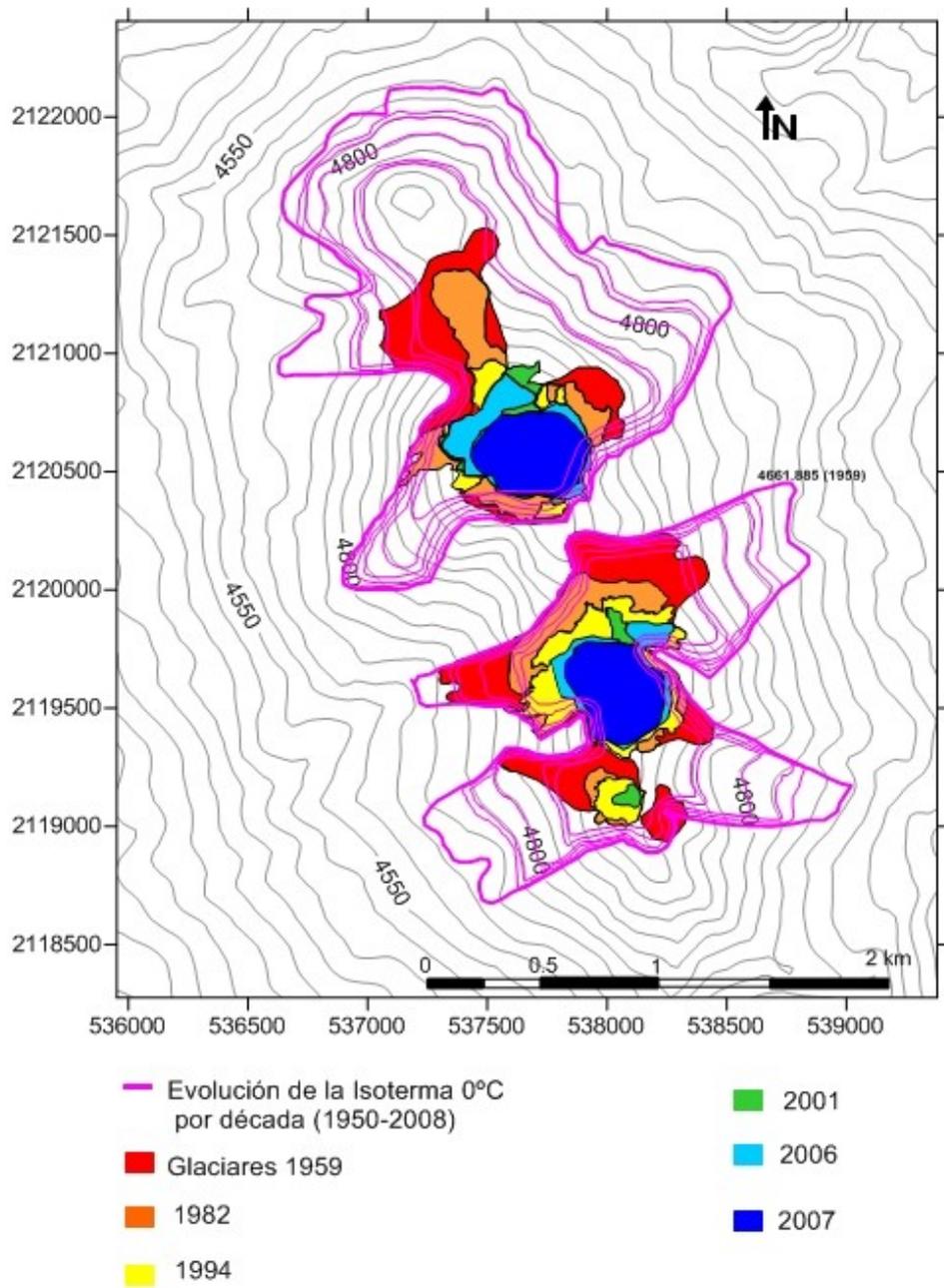


Figura 10. Comparación de isotermas 0°C(1950-2008) con el retroceso glacial.

4.3 Relación con El Niño y La Niña

El fenómeno de El Niño y La Niña son de vital importancia para discernir si existe una relación con la tendencia de la isoterma 0°C (Figura 11).

Los años en que se presentó el fenómeno El Niño son: 1958, 1965, 1972, 1982, 1983, 1987, 1992, 1997, 1998, 2002 y 2003. Por otro lado los años Niña son: 1950, 1955, 1971, 1973, 1974, 1975 y 1988 (NOAA, 2009).

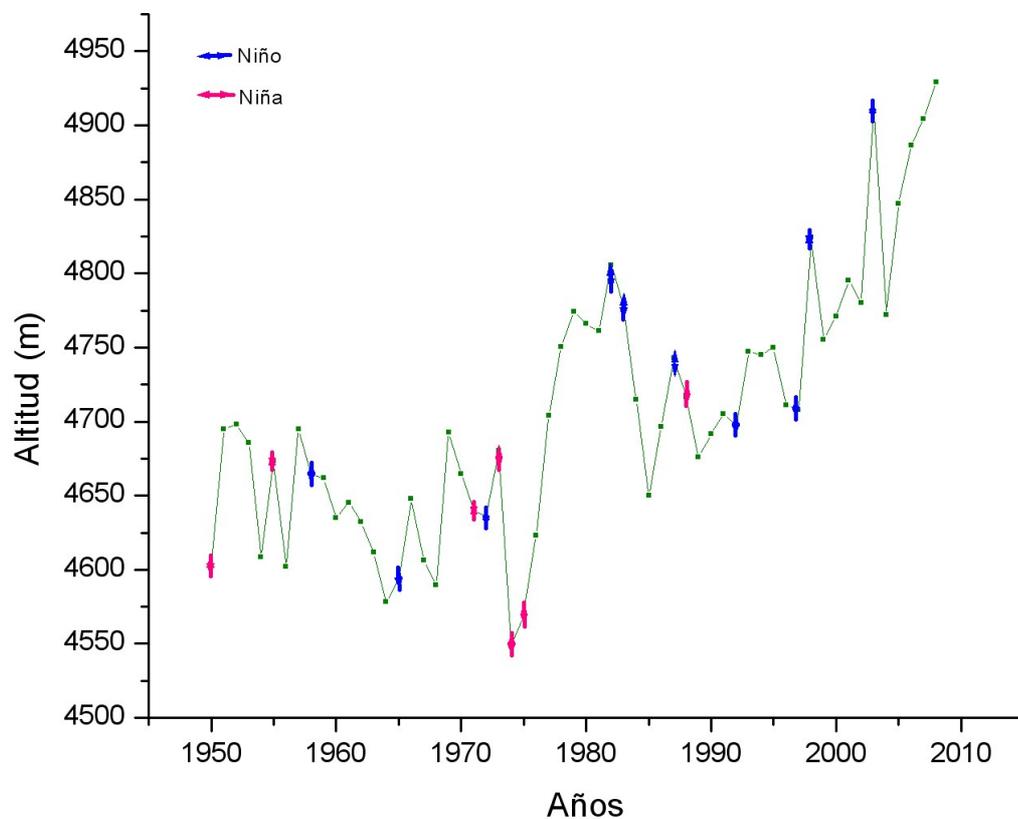


Figura 11. Años Niño-Niña

5. Discusión

5.1 Evolución de la Isoterma 0°C

Es evidente el aumento en la altitud de la isoterma 0°C a lo largo de los 59 años, existen diferentes parámetros que resultan interesantes analizar.

Observando el histograma de frecuencias relativas (Figura 12) y basándonos en parámetros de tendencia central (Tabla 4), se ve que antes o del lado izquierdo de la mediana (4673.52) los valores tienen una frecuencia menos variable que del lado derecho, donde se ven más dispersos. A partir de dicha altitud, que coincide con un repunte en los años 70's-80's las variaciones se dan con más frecuencia.

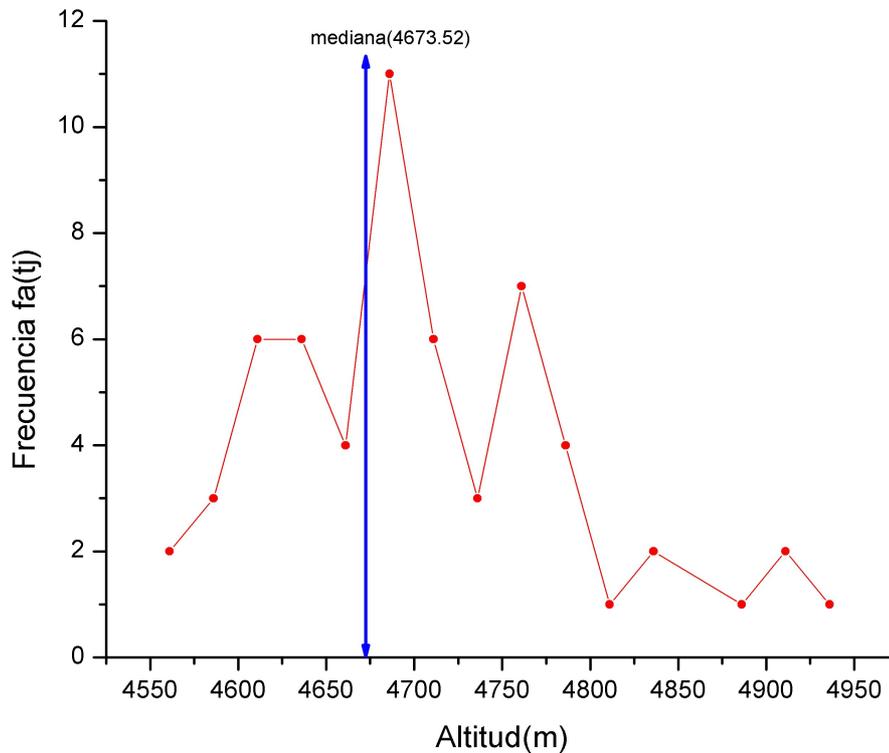


Figura 12. Histograma de frecuencias relativas

Tabla 4. Parámetros de tendencia central

Parámetro	Valor
Semirango	4738.9
Moda	4673.57
Mediana	4673.52
Media	4705.51

Para analizar la distribución de los datos, es necesario obtener datos de dispersión (Tabla 5).

Tabla 5. Parámetros de dispersión

Parámetro	Valor
Rango	380.77
Varianza	7543.83
Desviación estándar	86.8552
CV	1.82%

Se observa una muestra relativamente dispersa, la desviación estándar se acopla mejor con los datos anteriores a la media (4705.51) ya que como se observa, se repiten más valores por cada intervalo. Esto se puede apreciar con el rango (380.771), del mínimo (4548.516 \pm 0.5) m.s.n.m a la media hay 156.994 valores y de la media al máximo (4929.287 \pm 0.5) m.s.n.m hay 223.777 valores.

En la década de los 70's se encuentran las altitudes más bajas de los 59 años, el mínimo corresponde al año 1974 registrado en (4548.516 \pm 0.5) m.s.n.m, esto coincide con un enfriamiento a nivel global (Kaster y Osmaston, 2002).

Por otro lado, a partir de los años 80's hay un repunte que podría ser causado por la alta producción de dióxido de carbono en las últimas décadas causando efecto invernadero y

un aumento en la temperatura o por el crecimiento urbano, particularmente en la Ciudad de México.

Es importante mencionar el fenómeno de las “islas de calor”, que ayuda al incremento en la temperatura en zonas urbanas, principalmente por la falta de áreas verdes y las construcciones ya que los materiales como el concreto absorben el calor y almacenan grandes cantidades de energía que son desprendidas con dificultad por la noche.

La isla de calor es un ejemplo de modificación climática no intencional cuando la urbanización le cambia las características a la superficie y a la atmósfera de la tierra (Voogt, 2008).

Durante las dos últimas décadas del siglo pasado una tendencia en inviernos más cálidos sugiere la influencia de la urbanización y quizás en alguna medida, del calentamiento global (Jáuregui et al, 2002).

La temperatura ha tenido un aumento casi de 3°C desde el principio del Siglo XX (SMN, 2009).

Cabe destacar que los gases de efecto invernadero (GEI) en México tuvieron un crecimiento del 30% de 1990 al 2002, según el Inventario Nacional de Emisiones de Gases de Efecto Invernadero, donde la categoría del sector energético es la que más aporta (INE, 2009).

5.2 Relación con los glaciares

El retroceso de los glaciares a nivel global es uno de los mejores indicadores del cambio climático.

En la Figura 10 se observa que existen zonas de coincidencia entre las curvas de nivel y las áreas glaciadas, sin embargo hay puntos que no concuerdan, lo cual sugiere que la temperatura no es el único factor para la formación y permanencia de los glaciares. Otros factores pueden tener gran importancia tales como la precipitación y la radiación sobre la superficie glacial (Ontiveros González, 2007; Cortés Ramos, 2009).

Las observaciones enfatizan la alta sensibilidad de los glaciares en latitudes bajas al calentamiento atmosférico global. (Schneider et al., 2008).

La cercanía con la Ciudad de México pudiera ser un factor que altere la dinámica glacial, así mismo la deforestación en bosques aledaños al Iztaccíhuatl.

Cabe mencionar que a pocos kilómetros de distancia se encuentra el Popocatepetl, siendo un volcán activo pudiera tener influencia en la dinámica del clima local, así como cambios en los sistemas hidrotermales del Iztaccíhuatl, sin embargo el impacto volcánico en los glaciares no fueron tema de estudio en este trabajo, por lo que es necesario complementar la información con otro tipo de datos.

En la Figura 13 se observa un comparativo entre el retroceso en el área glacial y la altitud de la isoterma 0°C en los años estudiados. En el periodo de 1959 a 1982 hubo una pérdida de 0.506 km², aproximadamente la tasa de pérdida anual es de 0.022 km², para el caso de la isoterma 0°C tuvo un ascenso de 68.92±0.5 m, anualmente subió 2.997±0.5 m.

De 1982 a 1994 la pérdida anual fue de 0.021 km² y la isoterma ascendió 1.179±0.5 m en promedio cada año, a partir de 1994 hasta el 2001 el retroceso por año

fue de 0.025 km^2 y en el caso de la isoterma 0°C se observa un repunte de $7.149 \pm 0.5 \text{ m}$ por año.

Del 2001 al 2006 la pérdida en el área es de 0.026 km^2 cada año y el ascenso altitudinal es de $18.2 \pm 0.5 \text{ m}$.

Finalmente en el periodo del 2006 al 2007 el retroceso anual fue de 0.032 km^2 y la Isoterma subió $18 \pm 0.5 \text{ m}$.

Lo anterior nos indica que la pérdida más significativa se dio en el periodo de 2006 a 2007, sin embargo los cambios más notorios en la isoterma 0°C se dieron del 2001-2006.

El periodo de menos alteraciones es de 1982 al 1994 en ambos casos y a partir de éste año la pérdida y el ascenso son crecientes y de manera acelerada, sobre todo en la última década, esto nos lleva a confirmar el impacto del calentamiento en la atmósfera en dichos sistemas.

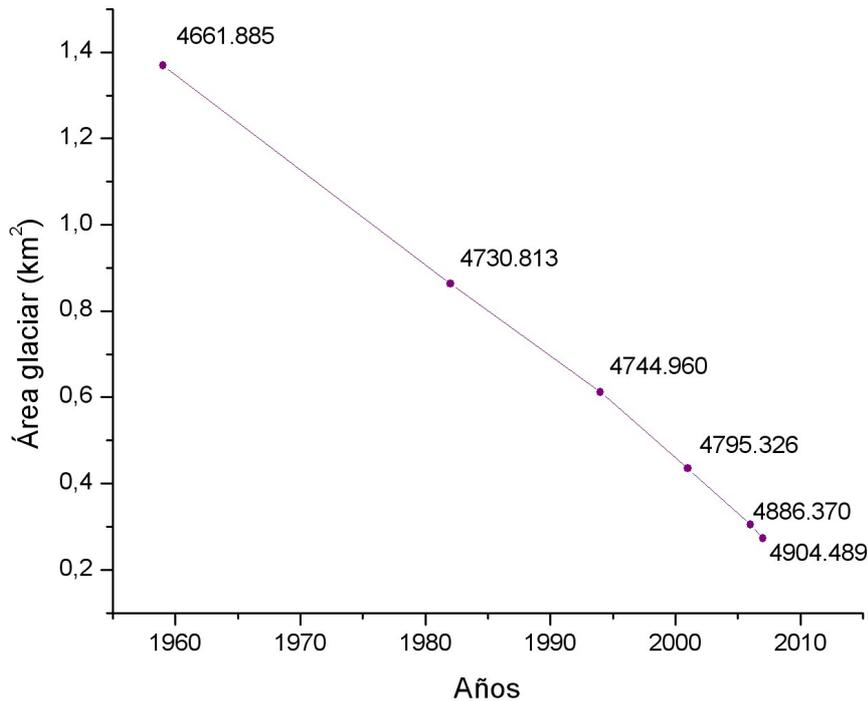


Figura 13. Retroceso de las áreas glaciadas y altitud de la isoterma 0°C

5.3 Relación con El Niño y La Niña

Los impactos que tienen los eventos El Niño y La Niña son de vital importancia en México, ya que afecta la precipitación.

Sin embargo, hacer una relación con el comportamiento de la isoterma 0°C no resulta sencillo. Para empezar se tienen que diferenciar los efectos que tiene en verano e invierno y recordar que el sistema climático es no-lineal, es decir, los efectos del Niño no son exactamente opuestos a los de La Niña.

El Niño de 1986-87 no parece haber causado mayores precipitaciones. El Niño de 1982-83 produjo lluvias invernales por encima de lo normal, aunque tuvo un impacto aparentemente menor al del invierno de 1991-92; mientras que El Niño de 1997-98 sólo

impactó el norte de Baja California, parte de Sonora y la península de Yucatán (Magaña, 2004).

Durante el verano hay una disminución en la densidad de nubes, por lo que la radiación aumenta y con ello las temperaturas aumentan.

Mosiño y Morales (1988) hallaron que el número de huracanes en el Atlántico disminuye durante años El Niño, lo que causa una disminución de lluvias en el centro del país.

En la Figura 11 se observa un máximo en la altitud correspondiente a los años 1982-83, lo cual coincide con El Niño de esos años, de igual manera hay una coincidencia en repuntes en altitud en los años 1987, 1998 y 2003, sin embargo no existe la misma relación en otros años.

Para el caso de La Niña es menos claro, ya que no hay consistencia. Los únicos años que podrían coincidir con algún mínimo son 1974-75, sin embargo, coincide también con el descenso de la temperatura atmosférica a nivel global, por lo tanto no es posible discernir si se trata del impacto de La Niña.

Cabe destacar que el fenómeno El Niño y La Niña no son los únicos componentes que alteran el clima, existen otros factores como la interacción natural de la atmósfera con el océano, la dinámica del flujo, los cambios en el suelo, etc.

6. Conclusiones

- El uso de herramientas tales como el radiosondeo son de vital importancia para el estudio y detección de cambios en la dinámica del clima, sin embargo se debe complementar la información con datos históricos (temperatura, precipitación, etc.) para su mejor comprensión y poder hacer interpretaciones acerca del cambio climático.
- La caracterización del clima es fundamental para entender los mecanismos del cambio climático y así comprender el pasado y tener bases sólidas para el presente y poder hacer pronósticos. Los modelos climáticos son la mejor herramienta, sin embargo se necesita de información meteorológica fina y estadística avanzada.
- La isoterma 0°C en el Valle de México tiene una tendencia ascendente, con un evidente repunte en las últimas décadas, hecho que coincide con el aumento en los GEI producto de factores antropogénicos, tales como la deforestación, quema de combustibles fósiles, la urbanización y procesos industriales.
- Los glaciares son altamente sensibles y excelentes indicadores de cambios climáticos, esto es porque al aumentar la temperatura, las nevadas son menos frecuentes, el proceso de acumulación disminuye, los hielos se adelgazan retrocediendo y disminuyendo su extensión.

- La pérdida de área glacial y la evolución de la Isotherma 0°C marcada como curvas de nivel tienen zonas de coincidencias, sin embargo, no son del todo similares, lo cual sugiere que la temperatura no es la única razón para la formación y preservación de glaciares. Otros factores como la precipitación y la radiación pueden influir en su retroceso.
- La altitud máxima de la isoterma 0°C que se tiene registrada es de (4929.28 ± 0.5) m.s.n.m correspondiente al 2008, recordando que el Iztaccíhuatl tiene una altura de 5283 m.s.n.m, resulta interesante plantear el problema de pronósticos, es decir, ¿en qué año la isoterma 0°C pasará la altura del volcán?
- La relación entre la evolución de la isoterma 0°C y El Niño o La Niña no es clara, ya que dichos fenómenos no son los únicos factores que influyen en el clima, procesos convectivos de la zona también afectan, por lo que resulta complicado atribuir el ascenso o descenso de la altitud a dichos fenómenos.

7. Bibliografía

Buchdahl, J., 1999, Global Climate Change Student Guide, The atmosphere, climate and environment information program, Manchester Metropolitan University, p.12-23.

Cess, R. and Potter, G., 1988, A methodology for understanding and intercomparing atmospheric climate feedback processes in general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 93, p. 8305-8314.

Critchfield, H., 1983, General Climatology, Prentice-Hall, 4ta edición, p.3-13.

Delgado, H., 1997, The Glaciers of Popocatépetl Volcano (Mexico): changes and causes, *Quaternary International*, vol 43/44, p. 53-60.

Delgado, H., Julio, P., Huggel, C., Ortega del Valle, S. and Alatorre, M.A., 2007, Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatépetl volcano (Mexico), *Global and Planetary Change*, 56, p.13-22.

Delgado, H., 2007, Memorias de la Primera Conferencia Internacional de Cambio Climático: Impacto en los Sistemas de Alta Montaña, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios ambientales-Ideam, 17p.

Francou, B., Ribstein, P., Sémiond, H., Portocarrero, C. and Rodríguez, A., 1995, Balances de Glaciares y clima en Bolivia y Perú: Impacto de los eventos ENSO, *Bulletin de l'Institute Français d'Études Andines* 24(3), p. 661-670.

Hammer, C., Clausen, H. and Dansgaard, W., 1980, Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact, *Nature*, 288, p. 230-235.

Hooke, R., 2005, Principles of Glacier Mechanics, Cambridge University Press, p. 17-41.

Huggel, C., Delgado, H., 2000, Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, Mexico: glacier shrinkage and possible causes, In: Hegg, Ch., Vonder Mulh, D. (Eds.): Beitrage zur Geomorphologie, Proceedings der Frachtagun der Schweizerieschen Geomorphologischen vom 8-10.

INE, Instituto Nacional de Ecología., 2009, Informes del Inventario Nacional de Efecto Invernadero 1990-2002, www.ine.gob.mx/cpcc-lineas/640-cpcc-inventario-3

Jáuregui, E., Luyando, E and Casasola, M., 2002, Variability of severe winters in the Mexico Basin during the XXth century, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

Kaser, G., Osmaston, H., 2002, Tropical Glaciers, Cambridge University Press, p. 17-39.

Kuhn, M., Markl, G., Kaser, G., Nickus, U. and Obleitner, F., 1985, Fluctuations of climate and mass balance, Different responses of two adjacent glaciers, *Glazialgeologie* 2, p.409-416.

LaChapelle, E.R., 1969, Field Guide to snow crystals, University of Washington Press, p.3-23.

Libbrecht, K.G., 2005, The physics of snow crystals, *Reports on progress in physics*, 68, p. 857-862.

Lorenzo, J.L., 1964, Los glaciares de México, UNAM, Instituto de Geofísica, 114 p.

Madsen, W.R and Moeschberger, L.M., 1980, *Statistical Concepts*, Prentice Hall, p. 380-389.

Magaña, V., 2004, Los impactos de El Niño en México, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, Secretaría de Gobernación, México., 229p.

Meteosort., 2009, Estación de radiosondeos, <http://www.meteosort.com/meteosort/cas/estacioradiosondatge.htm>.

Milankovitch, M., 1941, Canon of Insolation and the Ice Age Problem, Königlich Serbische Academie, Belgrade

Moran, J. and Morgan, M., 1997, Meteorology, the atmosphere and science of weather, Prentice-Hall, 5th edition, p.10-30.

Mosiño, P. y T. Morales., 1988, Los ciclones tropicales, El Niño y las lluvias en Tacubaya. Geofis. Int., 27, 1, p.61-82.

Motulsky, Harvey., 2003, Fitting Models to Biological Data using Linear and Nonlinear Regression, Prism 4., 348 p.

NOAA., 2009, National Weather Service, <http://www.ua.nws.noaa.gov/factsheet.htm>.

Oerlemans, J., 2001, Glaciers and climate change, Balkema Publishers Lisse., 148 p.

Paterson, W.S.B., 1994, The Physics of Glaciers, Pergamon, 3a ed., 477 p.

Raymo, M. and Ruddiman, F., 1992, Tectonic forcing of late Cenozoic climate, Nature, 359, p. 117-122.

Reinisch, B., 2000, Radio sounding of Geospace plasmas, University of Massachusetts, Lowell, p.1-3.

Sharp, R., 1988, Living Ice: Understanding Glaciers and Glaciation, Cambridge University Press, p. 1-28.

Schneider, D., Delgado Granados, H., Huggel, C., Kääb, A., 2008, Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the two different flow models: case study on Iztaccíhuatl (Central Mexico), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, p.559-571.

SMN, Servicio Meteorológico Nacional, 2009., <http://smn.cna.gob.mx/>

UNEP., 2008 , Global Glacier Changes: facts and figures, United Nations Environment Programme., 88 p.

Voogt., James, 2008, Islas de calor en zonas urbanas: ciudades más calientes, American Institute of Biological Science,. <http://www.actionbiodscience.org/esp/ambiente/voogt.html>

Wigley, T.M.L., 1988, The climate of the past 10,000 years and the role of the Sun. In: *Secular Solar and Geomagnetic Variations in the Last 10,000 years*, Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, p. 209-224.

Williams, G.E., 1975, Possible relation between periodic glaciation and the flexure of the Galaxy, *Earth Planet. Sci. Lett*, p.361-369.