



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**DETERMINACION DE LOS REGÍMENES
GLACIALES EN LOS VOLCANES
CITLALTÉPETL E IZTACCÍHUATL:
FACTORES FÍSICOS DEL RETROCESO Y
EVOLUCIÓN GLACIAL EN MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS

P r e s e n t a

M. en C. Jorge Cortés Ramos

C O M I T É T U T O R

Dr. Hugo Delgado Granados
Instituto de Geofísica, UNAM

Dr. Christian Huggel
Universidad de Zurich, Suiza

Dr. Sergio Cerdeira Estrada
CONABIO





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Of. No. PCT/ESR/087/16

Asunto: Cambio de jurado para examen de grado.

JORGE CORTES RAMOS

ESTUDIANTE DE DOCTORADO

PRESENTE,

El Comité Académico de Posgrado, reunido el 26 de enero del año en curso, aprobó su solicitud de cambio de jurado para examen de grado, de manera que el Dr. Christian Huggel sustituye a la Dra. Melinda Brugman, quedando el jurado designado de la siguiente manera:

Dr. Lorenzo Vázquez Selem	Presidente
Dra. Patricia Julio Miranda	Vocal
Dr. Hugo Delgado Granados	Secretario
Dr. Christian Huggel	Suplente
Dra. Nadine Salzmänn	Suplente

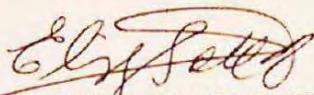
Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 28 de enero de 2016.

COORDINADORA DEL PROGRAMA



DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

ESR' achg

Este trabajo lo dedico únicamente a mis padres,
pues sin su apoyo y motivación no me hubiera sido posible llegar tan lejos.

****Gracias por creer en mí****

Seguir

cuando crees

que ya no puedes más,

es lo que

te hace diferente

a los demás.

Quiero agradecer a todas las personas e instituciones que de alguna forma fueron parte de este trabajo.

Al CONACYT por otorgarme una beca de Posgrado y una beca Mixta, sin las cuales, no hubiera sido posible realizar esta investigación. A los proyectos CONACYT 83633, CONACYT 221561 y DGAPA IN113914 por su gran apoyo para el trabajo de campo, estancias, congresos, publicaciones y en la conclusión de la redacción de esta Tesis. De igual manera a los programas de becas Paternas que en esta generación se han vuelto el principal apoyo económico de los jóvenes profesionistas.

Al Dr. Hugo Delgado Granados por darme la oportunidad de continuar con el estudio de los glaciares mexicanos. Por haberme dado la confianza de seguir mis instintos y conducir así mi investigación hacia los resultados obtenidos en este trabajo. Gracias por sus consejos, experiencia, por su enseñanza académica y profesional y por soportarme tanto tiempo mientras concluía esta investigación. GRACIAS!

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra al cual le debo mucho, no sólo por el aprendizaje y las experiencias de vida que me dejó, sino por toda la gente linda que lo conforma y que en su momento también fue parte de este largo proceso. A Araceli, Laurita y Graciela por su apoyo incondicional para que por fin lograra titularme y mostrarle al público los resultados de esta investigación. Por ser grandes administrativas y principalmente por ser grandes personas. Las llevaré siempre en mi corazón. A los coordinadores y profesores que constituyen este Posgrado les doy las gracias por dejarme ser parte de este programa y de esta gran institución.

A mi comité asesor que siempre estuvo al pendiente de mi trabajo, apoyando y corrigiendo mis avances, objetivos y tropiezos durante el periodo regular de mi Doctorado. Gracias Dr. Christian Huggel, Dr. Sergio Cerdeira Estrada y Dr. Hugo Delgado Granados por ser parte de este gran trabajo, por guiarme y así concluir satisfactoriamente este proyecto.

Al comité de evaluación de esta Tesis: Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dra. Patricia Julio Miranda, Dra. Nadine Salzmán y Dr. Christian Huggel, les doy las más infinitas gracias por haber leído y revisado este voluminoso trabajo. Espero no haberlos aburrido tanto. Gracias por su aportación, por su tiempo y por los grandes comentarios que enriquecieron los resultados, discusiones y conclusiones de esta investigación. Gracias por ser parte de esta versión de la Tesis y nuevamente gracias por sus comentarios. Puedo decir que fueron una pieza clave para conseguir el impulso final que me llevó a concluir con esta etapa de mi vida.

Gracias a mis familiares y amigos, compañeros de trabajo y de desvelos. Gracias por las interminables charlas, por las porras, la comida, el apoyo, los regaños, el café y todos los dulces que me dieron. Gracias por escucharme en los momentos buenos y los no tan buenos, por ayudarme a seguir y por no dejarme caer. Fueron muchos los tropiezos pero más las manos que siempre me brindaron su ayuda. Gracias por formar parte de mi vida, de esta vida en el Instituto de Geofísica y de esta vida en el Distrito Federal, hoy la Ciudad de México. Gracias Cinthia, Matthias, Paty, Charlie, Memito, Víctor, José Ma., Luis, Javier, Ana, Ainhoa y demás compañeros de trabajo y profesión, pues en cada una de las letras de este trabajo va una parte de ustedes. Y por aquellos que no mencioné o que no se me vienen a la mente les pido una disculpa y les agradezco también su gran apoyo. Han sido tantos años y tantas las generaciones que he visto pasar que no puedo mencionarlos a todos, pero eso sí, nunca los olvidaré.

Gracias a la UNAM porque ha sido mi hogar durante este largo tiempo. Porque imprimió en mí una nueva forma de ver la vida, profesionalmente hablando. Porque terminó de forjar mis valores y mis ideales, porque fortaleció mis convicciones. Ahora soy parte de sus aulas, de su historia y de su comunidad. Puedo decir que fui "amaestrado" en CU y llevo en mí sus colores, su escudo, su causa, su pasión por las letras y por el deporte. Gracias UNAM por darme el privilegio de pisar este territorio Puma, por tu garra y por lo que representa ser un egresado más de esta gran Institución.

Finalmente quiero agradecerte a ti Kery, por soportarme en esta etapa final del Doctorado. No tengo palabras para reconocer el gran apoyo que he recibido de tu parte. Porque me escuchabas cuando quería hablar y porque respetabas mis silencios. Por hacerme creer siempre en mí y por crecer junto conmigo. Gracias por los desvelos, los esfuerzos y la dedicación que le has puesto a nosotros, porque mi trabajo es tu trabajo, porque lo que construyo lo construimos juntos y juntos lo vamos a disfrutar, amo te.

Gracias a la vida, porque volvería a vivir estos 6 años otra vez. Bueno mejor no. Mejor me llevo los recuerdos, las alegrías y las tristezas, las recompensas y las vacas flacas. Me llevo una parte de mí que no conocía.

Y como decían por ahí: Aún hay más...



Universidad Nacional Autónoma de México

Instituto de Geofísica

**Determinación de los regímenes glaciales
en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl:
factores físicos del retroceso y evolución
glacial en México**

Tesis presentada al

Posgrado en Ciencias de la Tierra

como requisito parcial para la obtención del grado de

Doctor en Ciencias

por

Jorge Cortés Ramos

Comité Asesor

Dr. Hugo Delgado Granados

Dr. Christian Huggel

Dr. Sergio Cerdeira Estrada

México D.F.

Marzo 2016

Índice general

Índice general	III
Índice de tablas	IX
Índice de figuras	XIII
RESUMEN	XXVII
Lista de abreviaturas	XXIX
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del Problema	3
1.2. Hipótesis	4
1.3. Objetivos	5
1.4. Esquema General de la Tesis	6
2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS	9
2.1. Localización y contexto del área de estudio	10
2.1.1. Los glaciares del Citlaltépetl	11



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

2.1.2.	Los glaciares del Iztaccíhuatl	11
2.1.3.	Los glaciares del Popocatepetl	12
2.1.4.	Contexto histórico	13
2.1.5.	Contexto climático de los glaciares mexicanos	17
2.2.	Investigaciones previas	19
2.3.	Base de datos cartográficos	25
2.4.	Bases de datos glaciológicos	29
2.5.	Datos meteorológicos	31
2.5.1.	Datos meteorológicos de Reanálisis	32
2.5.2.	Datos meteorológicos del Servicio Meteorológico Nacional-SMN	38
2.5.3.	Datos meteorológicos de la estación Glaciar	39
3.	METODOLOGÍA	47
3.1.	Determinación de los cambios físicos en el retroceso glacial en México	49
3.1.1.	Cálculo de los cambios del frente glacial	50
3.1.2.	Cálculo de los cambios en la extensión glacial	53
3.1.3.	Cálculo del volumen y espesor de la cubierta glacial	72
3.2.	Análisis y procesamiento de los datos meteorológicos	85
3.2.1.	Pre-procesamiento de los datos de reanálisis	87
3.2.2.	Procesamiento de los datos en las estaciones meteorológicas	89
3.2.3.	Gradiente vertical de la temperatura del aire	93
3.3.	Determinación de la Línea de Equilibrio en Altitud (ELA) para los glaciares mexicanos	94
3.4.	Calculo del Balance de Energía	100

3.4.1.	Radiación Neta	100
3.4.2.	Flujos de calor turbulentos	101
3.4.3.	Parametrización	102
3.5.	Modelo de Balance de Masa	104
3.5.1.	Consideraciones básicas del modelo	104
3.5.2.	Dominio espacial y temporal del modelo	106
3.5.3.	Datos de entrada	107
3.5.4.	Descripción del modelo	107
3.5.5.	Alcances y limitaciones	111
4.	RESULTADOS	113
4.1.	Cambios físicos en el retroceso glacial en México	115
4.1.1.	Retroceso glacial en el volcán Citlaltépetl	116
4.1.2.	Retroceso glacial en el volcán Iztaccíhuatl	133
4.1.3.	Retroceso glacial en el volcán Popocatépetl	148
4.2.	Meteorología y variaciones climáticas en torno al retroceso glacial en México	154
4.2.1.	Temperatura del aire	156
4.2.2.	Precipitación	185
4.2.3.	Humedad relativa	204
4.2.4.	Climatología Oceánica y eventos extremos	210
4.3.	Determinación de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA)	214
4.3.1.	Variación interanual de la ELA en el Pico de Orizaba	216
4.3.2.	Variación anual de la ELA en el Popocatépetl	220

4.4.	Balance de energía sobre la superficie del Pico de Orizaba	222
4.4.1.	Condiciones climáticas sobre la superficie glacial	222
4.4.2.	Componentes del balance de energía	225
4.4.3.	Balance de Energía sobre el Glaciar Norte de septiembre de 2006 a octubre de 2009	234
4.5.	Balance de Masa	239
4.5.1.	Balance de masa 1979-1989, Pico de Orizaba	240
4.5.2.	Balance de masa 1979-1989, Iztaccíhuatl	243
4.5.3.	Balance de masa 1979-1989, Popocatépetl	244
4.5.4.	Balance de masa 1999-2006	246
4.5.5.	Validación del modelo de balance de masa	249
4.5.6.	Perspectivas futuras para el balance de masa	256
4.6.	Régimen climático y glacial de los glaciares mexicanos	258
4.6.1.	Régimen climático	259
4.6.2.	Régimen glacial	263
4.7.	Glaciares mexicanos, Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias	267
5.	DISCUSIONES	269
5.1.	Retroceso glacial en México	271
5.2.	Condiciones de temperatura sobre los glaciares mexicanos	273
5.3.	Condiciones de precipitación sobre los glaciares mexicanos	277
5.4.	Regímenes climático y glacial de los glaciares mexicanos	281
5.5.	Caracterización de los glaciares mexicanos	283
5.6.	Perspectivas a futuro	284

<i>ÍNDICE GENERAL</i>	VII
6. CONCLUSIONES	287
A. INVENTARIO GLACIOLÓGICO DE MÉXICO	291
B. Algoritmos Matlab	299
B.1. Climatología y promedios mensuales en superficie	300
B.2. Climatología y promedios mensuales en niveles de presión	304
B.3. Extracción de datos netcdf a <i>.txt</i> o <i>.xlsx</i>	308
B.4. Cálculo de la climatología y anomalías	314
C. CONCEPTOS	315
C.1. Fotogrametría y Percepción Remota	315
C.1.1. ¿Por qué utilizar la fotogrametría	317
C.1.2. Principio básico de estereoscopia	321
C.1.3. Corrección geométrica y orto-rectificación	322
C.1.4. Generación de Modelos Digitales de Elevación	324
C.1.5. Fotogrametría Digital	329
C.1.6. Percepción Remota	330
C.2. Sistemas de Información Geográfica	332
BIBLIOGRAFÍA	335

Índice de tablas

2.1. Síntesis de las investigaciones desarrolladas en torno a los glaciares del volcán Popocatepetl. . . .	21
2.2. Síntesis de las investigaciones desarrolladas en torno a los glaciares del volcán Iztaccíhuatl. . . .	22
2.3. Síntesis de las investigaciones desarrolladas en torno a los glaciares del volcán Citlaltépetl. . . .	23
2.4. Datos cartográficos procesados y recopilados para el estudio de los glaciares mexicanos. Las zonas Pico, Izta, Popo, se refieren a los volcanes: Pico de Orizaba (Citlaltépetl), Iztaccíhuatl y Popocatepetl, respectivamente. CF=Cámara Fotogramétrica. * La exactitud mostrada para la elevación esta determinada en función del error vertical del MDE escala 1:20,000.	27
2.5. Continuación Tabla 2.4	28
2.6. MDE utilizados en esta investigación	28
2.7. Bases de datos climáticos en malla del reanálisis.	34
2.8. Información meteorológica SMN.	42
2.9. Variables meteorológicas medidas sobre el Glaciar Norte	43
2.10. Variables meteorológicas medidas sobre el Glaciar Norte	44
3.1. Puntos de Control en el Terreno mostrados en la figura 3.3	59

- 3.2. Metadata de las estaciones meteorológicas virtuales (NARR), automáticas y sinópticas establecidas y utilizadas en esta investigación. En color “cian” están marcadas las alturas equipotenciales que representan la altura de superficie en los datos de NARR. En algunos casos estas alturas equipotenciales se aproximan a la altura del relieve (altitud). 90
- 4.1. Retroceso glacial en el Pico de Orizaba. En “cian” están marcados los pequeños avances que tuvo el frente glacial y el pequeño aumento en la extensión glacial de 2001. En “rojo” se muestran los retrocesos más fuertes detectados en esta investigación. Los valores de volumen mostrados aquí fueron calculados a partir de la proyección del espesor promedio de 2006 obtenido del perfil de GPR descrito en la sección 3.1.3) 118
- 4.2. Retroceso de la cobertura glacial en el Pico de Orizaba. En “cian” se marcan los pequeños aumentos en la extensión de la cobertura glacial para 2001 y 2007. Estas áreas tienen un error de medición de $\pm 0.002 \text{ km}^2$, el cual, queda muy por debajo del valor de la áreas calculadas. En “verde” están marcadas las tasas de pérdida más bajas registradas en esta investigación 121
- 4.3. Variación del volumen de hielo en la superficie del PO a partir de las proyecciones del espesor del hielo glacial en 2006. Los volúmenes en A corresponden a la proyección del espesor del glaciar a partir del valor de GPR. En B están los valores proyectados con base en la profundidad promedio obtenida del MDE de 2006. . . 129
- 4.4. Síntesis de los principales cambios ocurridos en el Glaciar Norte desde 1958. ^aEspesor calculado con GPR. ^bEspesor calculado con el MDE. ^cCalculado a partir de la diferencia entre MDE. ^dVolumen proyectado a partir del valor de a. ^eVolumen proyectado a partir del valor de b. 130

4.5. Retroceso glacial en el Iztaccíhuatl. En “cian” está marcado el único dato que muestra un avance del frente glacial en 1994. Sin embargo, este avance es un error de apreciación tal y como lo indican los valores en “amarillo”. En “rojo” se muestran los retrocesos más fuertes detectados para este sitio. Los valores de volumen mostrados aquí fueron calculados a partir de la proyección del espesor promedio del perfil de GPR en 2001 para las zonas de La Panza y el Pecho 135

4.6. Retroceso de la cobertura glacial en el Iztaccíhuatl. En “cian” se marcan los pequeños aumentos en la extensión de la cobertura glacial en 1982 y 2004. En “verde” están marcadas las tasas de pérdida más bajas registradas en todo el periodo de observación. En “rojo” se muestran las tasas de pérdida más altas en la zona. 138

4.7. Proyección del volumen de los dos sistemas glaciales principales sobre la superficie del volcán Iztaccíhuatl a partir del espesor del hielo glacial en 2001. Los volúmenes en A corresponden a la proyección del espesor promedio del glaciar en el sistema de El Pecho. En B los correspondientes para el sistema glacial La Panza. 147

4.8. Síntesis de los principales cambios en la cobertura glacial y el volumen de los glaciares en el volcán Iztaccíhuatl. *Son los valores obtenidos a partir de los perfiles de GPR. ^aVolumen calculado a partir de las diferencias de elevación de los MDE. ^bVolúmenes proyectados con los valores de *. La contradicción entre ambos métodos radica en los valores del volumen para el 2001 calculado con * y el volumen perdido entre 2001 y 2006 de a. 148

4.9. Retroceso glacial en el volcán Popocatepetl. En “verde” están marcados algunos de los avances del frente glacial registrados en la zona. En “amarillo” se muestra un valor de volumen positivo el cual se debe a la acumulación de material volcánico depositado sobre el glaciar. En “rojo” se muestran los retrocesos más fuertes detectados para este sitio. 150

4.10. Síntesis de los principales cambios en la cobertura, frente y volumen glacial en el volcán Popocatépetl.	154
4.11. Valores extremos de la temperatura promedio del aire. Estos valores son considerados extremos ya que se encuentran fuera de los límites porcentuales definidos por cada uno de Box Plots creados para cada serie de tiempo.	177
4.12. Posición de la ELA sobre los glaciares mexicanos a partir de los datos hipsométricos y la aplicación de los métodos AA y AABR.	220
4.13. Estadística de los resultados del balance de energía SEB, su componente radiativa y los flujos de calor en la superficie del Glaciar Norte (5100 m.s.n.m.) de septiembre de 2006 a octubre de 2009. La primer línea corresponde al valor calculada para cada media hora, la segunda corresponde a los promedios diarios	226
4.14. Comparación de volúmenes. *Los volúmenes entre 1999-2006 o 1979-1989 están determinados en función del área total de la capa y de las dimensiones hechas sobre el glaciar,	255

Índice de figuras

1.1. Localización de los glaciares mexicanos con respecto a la Zona Intertropical de Convergencia. Imagen modificada de Kaser y Osmaston (2002).	3
2.1. Localización de los glaciares mexicanos con respecto a la Ciudad de México y el centro del país.	14
2.2. Mapa topográfico del volcán Popocatepetl en su parte superior, mostrándose los glaciares tal y como los delimitó Lorenzo (1964). (I) Glaciar del Ventorrillo; (II) Glaciar Norte; y (III) Glaciar Noroccidental. Imagen tomada de Delgado-Granados (1997).	15
2.3. Condiciones extremas sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Fotos tomadas el 29 de septiembre de 2010 por José Manuel Álvarez Nieves como parte de las campañas de campo para el mantenimiento y recolección de datos de la estación Glaciar.	45
3.1. Identificación del frente glacial para 1958 y 1975. La orto-foto de fondo es de 1975	52
3.2. Fotos aéreas utilizadas para la generación de orto-fotos y MDE de la zona del Pico de Orizaba. En la figura, las fotos a.1 y a.2 fueron tomadas en Agosto de 1975; b.1 y b.2 en Septiembre de 1995; la foto c es una orto-foto de enero de 1995; mientras que d.1 y d.2 son fotos aéreas tomadas en Diciembre de 1998.	57

3.3. Puntos de control en el terreno utilizados durante los procesos de orto-rectificación de las fotografías aéreas de esta investigación. La imagen de fondo es una composición en falso color (Bandas 3, 2, 1) de la imagen del 18 de marzo de 2007 del sensor ASTER	60
3.4. La figura esquematiza los rayos que definen la proyección central (imágenes) y la proyección paralela (mapa u orto-foto) en el proceso de orto-rectificación. Este es un paso previo al proceso de rectificación de los píxeles de la imagen (orientación). Modificado de Linder (2009)	63
3.5. Esquema del remuestreo o rectificación de la orientación exterior de los píxeles de una fotografía aérea. Este remuestreo se lleva a cabo mediante métodos de interpolación y con respecto a un espacio geográfico bien definido. Modificado de Linder (2009)	64
3.6. Comparación entre el despliegue en falso color (izquierda) y el despliegue en pseudo-color del cociente de bandas $\frac{3}{4}$ de una orto-imagen ASTER tomada en la zona del volcán Iztaccíhuatl. En la figura se muestra con línea roja la cobertura glacial en ese volcán para 1998	70
3.7. Herramienta de ArcGIS 10.1 para el cálculo del área glacial delimitada por los polígonos desarrollados en la plataforma.	72
3.8. Esquema de volumen con base en los cambios de elevación de algún píxel sobre el MDE. A la izquierda se representa un píxel con una cantidad de volumen perdido y a la derecha el caso contrario en donde se aprecia un incremento de volumen sobre el píxel.	75
3.9. Cálculo de la altura mínima promedio a partir de un perfil de elevaciones sobre el Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl. Este perfil fue determinado usando el MDE de SIGSA (2006) trazado en una dirección Este-Oeste tal y como se muestra en el perfil 4 de la Figura 3.10	78

3.10. Perfiles longitudinales y transversales trazados sobre el MDE de SIGSA (2006).
 A partir de estos se determinó el espesor promedio de la cubierta glacial del Pico
 de Orizaba para ese año 79

3.11. Perfil de GPR sobre la superficie del glaciar Ayoloco en el volcán Iztaccíhuatl. En
 la gráfica desplegada dentro de este mapa se muestran los valores de profundidad
 de dicho perfil. Las curvas de nivel en el mapa están desplegadas en intervalos de
 10 m. La imagen de fondo es una imagen ASTER de la zona en 2001, año en el
 que se realizó este perfil de GPR. 81

3.12. Perfil de GPR sobre la zona de El Pecho en el volcán Iztaccíhuatl. En la figura se aprecia
 la gran homogeneidad en la topografía subyacente en esta zona del glaciar. Por otro lado, es
 importante mencionar que esta imagen fue obtenida directamente de los archivos personales del
 Dr. Hugo Delgado Granados y los valores originales del perfil aún siguen en procesamiento para
 su publicación. 82

3.13. Mapa del perfil de GPR realizado sobre la superficie del Glaciar Norte en el PO.
 En la gráfica dentro del mapa se muestra el perfil de profundidades dirección
 Oeste-Este obtenido del perfil de GPR en color verde. Los contornos o curvas de
 nivel están representados cada 10 m de elevación. 83

3.14. Diagrama de caja 92

3.15. Determinación de la Hipsometría del glaciar Norte en el Pico de Orizaba para el
 2010. 99

4.1. Evolución del frente glacial en el volcán Citlaltépetl. Entre 1995 y 2001 las lenguas
 glaciales de Jamapa y Chichimeco retrocedieron completamente para formar parte
 del cuerpo de hielo del Glaciar Norte en 2002) 119

4.2. Retroceso del frente de las lenguas glaciales en el volcán Citlaltépetl desde 1958.
 Los recuadros marcados indican el año en que se extinguieron las lenguas glaciales:
 Jamapa (púrpura), Chichimeco (morado) y El toro (azul) 120

4.3. Variaciones del frente y cobertura glacial del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba 123

4.4. Retroceso glacial en el Pico de Orizaba para los años 1975, 2003, 2005 y 2007.
 Como mapa base en la figura se muestra una ortofoto de la zona glacial en 1975. . 124

4.5. Etapas principales del retroceso glacial en el Pico de Orizaba 125

4.6. Mapa de elevaciones de la superficie glacial entre 2001 y 2006 en el Pico de Orizaba. Los valores negativos indican pérdidas de espesor del cuerpo de hielo expresadas en metros. 131

4.7. Visualización de las diferencias entre los MDT de la superficie glacial en 2001 y 2006 para el PO. En la figura a) se muestra una diferencia de -58 m de elevación del terreno entre 2001(MDT verde) y 2006 (MDT azul) para un punto sobre la superficie del glaciar. En b) se hace una vista panorámica de los dos MDT en dónde resalta la zona en azul que representa una acumulación de masa entre 2001 y 2006. 132

4.8. Retroceso del frente glacial en el volcán Iztaccíhuatl. En color rojo se marcan los errores de exactitud atribuidos a los MDE empleados y a la resolución de las imágenes. Para más detalle consultar la tabla 2.4. 137

4.9. Variaciones del frente glacial y la cobertura glacial en el volcán Iztaccíhuatl entre 1959 y 2014. 139

4.10. Retroceso y desaparición de los glaciares del Iztaccíhuatl. Todas estas fotografías fueron tomadas por el Dr. Ramón Espinasa Pereña como parte de los vuelos de monitoreo volcánico del volcán Popocatepetl realizados por CENAPRED-PFP-GOBERNACIÓN en 2012 141

4.11. Variaciones área glacial en el volcán Iztaccíhuatl de 1850 al 2007. La imagen de fondo en el mapa corresponde a una orto-foto del volcán para 1999. En la figura se muestran algunos de los valores del área glacial modificados de Schneider et al. (2008). 142

4.12. Cambios de elevación de la superficie glacial en el Iztaccíhuatl. El MDT en azul representa la superficie glacial en 2006 a partir del MDT de SIGSA. En verde se representa la superficie glacial en 2001 a partir del MDT de SRTM. La imagen de abajo muestra en perspectiva el relieve del volcán Iztaccíhuatl con el fin de visualizar lo complejo de representar al 100 % la topografía del volcán. 144

4.13. Área glacial en el volcán Popocatepetl para 1996, 1997, 1999 y 2000. La orto-foto corresponde al volcán Popocatepetl en 1996. A la derecha se muestran las áreas glaciales de 1996 y 2000 junto con sus valores en m². Estas imágenes fueron analizadas y modificadas del trabajo de Julio-Miranda et al. (2004) 152

4.14. Promedio de la temperatura del aire en superficie de enero de 1979 a diciembre del 2014 calculado a partir de los datos mensuales de reanálisis de la NARR . . . 158

4.15. Distribución de la temperatura del aire en los diferentes sitios y estaciones virtuales establecidas al rededor de los glaciares mexicanos en esta investigación. . . 161

4.16. Tendencia de la temperatura del aire para cada uno de los puntos de análisis establecidos en esta investigación. 164

4.17. Tendencia de la temperatura del aire a 500 mbar sobre las zonas del Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl-Popocatepetl a partir de los datos NARR. 165

4.18. Climatología local sobre diferentes puntos de análisis alrededor de los glaciares mexicanos. 167

4.19. Climatología mensual (enero-junio) de la temperatura del aire a 500 mbar basada en los datos de NARR para la temperatura entre 1979 y 2014. 170

4.20. Climatología mensual (julio-diciembre) de la temperatura del aire a 500 mbar basada en los datos de NARR para la temperatura entre 1979 y 2014. 171

4.21. Climatología anual y por estaciones de la temperatura del aire a 500 mbar. La escala de color de la temperatura está dada en grados Celsius 173

- 4.22. Box Plots de las series de tiempo de la temperatura del aire para cada una de las estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación. Las líneas en azul son los límites a partir de los cuales se consideran los valores extremos o atípicos de la serie. 175
- 4.23. Búsqueda de los valores extremos para el caso de la temperatura del aire en la estación AWS-Glaciár. Las líneas en color *cian* identifican los límites superior e inferior definidos con los gráficos Box Plots. En azul se muestra el suavizado mensual de la serie de tiempo y en rojo la tendencia lineal de la misma. 176
- 4.24. Gráfico de las anomalías de la temperatura para cada una de las estaciones utilizadas en esta investigación. Las fechas marcadas en azul son fechas que coinciden con temperaturas bajas extremas compiladas en la Tabla 4.11. En rojo se muestran las fechas donde las anomalías coinciden con temperaturas altas extremas descritas también en la Tabla 4.11. 181
- 4.25. Oscilación anual y diurna de la temperatura del aire en la estación AWS-Glaciár. 184
- 4.26. Tasa de precipitación promedio de enero de 1979 a diciembre de 2014 calculada a partir de los datos de re-análisis. En la figura se ubican los puntos de cada una de las estaciones utilizadas en esta investigación junto con su tasa de precipitación promedio y precipitación total registradas. 187
- 4.27. Tendencia de la precipitación total sobre cada una de las estaciones y puntos de muestreo utilizados en la investigación. La línea en azul indica el valor promedio de la precipitación total mensual en las estaciones. 190
- 4.28. Climatología de la precipitación en los diferentes puntos de estudio al rededor de los glaciares mexicanos. En azul se enmarcan los periodos de lluvias determinados sobre cada una de estas estaciones, en gris se distinguen los periodos secos. . . . 193
- 4.29. Precipitación Anual con base en la climatología de los datos GPCC de 1901 a 2011. 195
- 4.30. Parámetros Bioclimáticos sobre la precipitación total registrada en México a partir de los datos de re-análisis de la GPCC. 196

4.31. Gráfico de los Box Plots y eventos extremos de la precipitación total en las estaciones meteorológicas y puntos de muestreo alrededor de los glaciares mexicanos (Parte 1). Con el símbolo azul se representa la presencia de El Niño y en rosa la presencia de La Niña. 200

4.32. Gráfico de los Box Plots y eventos extremos de la precipitación total en las estaciones meteorológicas y puntos de muestreo alrededor de los glaciares mexicanos (Parte 2). Con el símbolo azul se representa la presencia de El Niño y en rosa la presencia de La Niña. 201

4.33. Anomalías de la precipitación total sobre cada uno de los puntos de análisis establecidos en este trabajo. En color cian se marcan aquellos valores anómalos que fueron detectados en más de una estación. En verde se enmarca un valor anómalo muy importante en la estación UTT y no así en la estación Puebla. En anaranjado están los únicos valores de anomalías negativas más representativos encontrados en este trabajo. 202

4.34. Climatología de la humedad relativa. En color verde están marcados los periodos húmedos de cada una de estas estaciones, en gris los periodos de baja humedad o secos. 207

4.35. Variación interanual de la humedad relativa sobre cada uno de los sitios de estudio. La línea azul define el valor promedio de la humedad relativa correspondiente a cada estación; en rojo el ajuste lineal que marca la tendencia de los datos. . . . 208

4.36. Fuertes precipitaciones y nevadas anómalas durante el Invierno de 2010. Imágenes Landsat del 15 de enero de 2010 sobre las zonas del Pico de Orizaba y el Centro del País. 212

4.37. Condiciones Oceánicas y anomalías en México durante los eventos extremos de enero de 2010. 213

- 4.38. Variación interanual de la posición de la ELA en el Pico de Orizaba (d). Esta variación es comparada con las variaciones de la precipitación (a) y la temperatura del aire a nivel de superficie (b) y a 500 mbar (c) obtenidas a partir de los datos NARR. 218
- 4.39. Variación anual de la ELA en el Popocatepetl con base en todos los resultados obtenidos mediante los métodos AA y AABR. 221
- 4.40. Variación interanual de la temperatura del aire, la presión de vapor, la humedad relativa y la velocidad del viento sobre la estación AWS-Glaciár de septiembre de 2006 a octubre de 2009. 224
- 4.41. Variación diurna de las componentes del balance de energía sobre la superficie del Glaciár Norte. Las líneas en rojo definen la desviación estándar para cada valor obtenido en la estadística diurna. 229
- 4.42. Variación anual de las componentes del balance de energía sobre la superficie del Glaciár Norte. Las líneas en rojo definen la desviación estándar para cada valor obtenido en la estadística diurna anual. 230
- 4.43. Valores cada media hora de las componentes del balance de energía medidas y calculadas mediante el modelo de Paterson (1994, 2010) modificado por Ontiveros-González et al. (2015). Este ejemplo es un periodo de prueba de 10 días durante la estación seca del 1 al 10 de enero de 2010. Durante este periodo la radiación neta es la principal fuente de energía sobre el glaciár la cual es consumida totalmente por una fuerte sublimación en la superficie. Foto tomada por Guillermo Ontiveros 232

4.44. Valores cada media hora de las componentes del balance de energía: radiación neta, calor latente y calor sensible. Periodo de prueba de 10 días durante la estación húmeda (1-10 de junio, 2010). Durante este periodo la radiación neta sigue siendo el principal aporte de energía al glaciar sin embargo se registran más valores negativos de esta componente. A pesar de las condiciones de humedad en la temporada el calor latente sigue siendo importante. Foto tomada por Jorge Cortés, 2013 233

4.45. Arriba, Balance de energía, Radiación Neta y flujos de calor turbulentos acumulados dentro de un periodo de prueba en la estación húmeda (1-10 de junio, 2009). Abajo, se muestra la forma en que la radiación neta domina la variabilidad del balance de energía durante todo el periodo de estudio de septiembre de 2006 a octubre de 2009. 237

4.46. Balance de energía, Radiación Neta y flujos de calor turbulentos acumulados dentro de un periodo de prueba de diez días durante la estación de secas (1-10 de enero, 2009). 238

4.47. Condiciones de acumulación y preservación de nieve/hielo sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba entre septiembre de 2006 y octubre de 2009. Estas condiciones coinciden con el balance de energía negativo calculado para ese periodo. Fotos tomadas por José Manuel Álvarez Nieves. 238

4.48. Balance de masa acumulado en tres puntos sobre la superficie del Glaciar Norte (GN) en el Pico de Orizaba de 1979 a 1989. Esta balance negativo coincide perfectamente con la tendencia de retroceso glacial en el Pico de Orizaba, la cual durante esos años no era tan pronunciada pero sí contribuyo a la eventual extinción de la lengua glacial Jamapa. 241

- 4.49. Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie del Glaciar Norte y las lenguas glaciales en el Pico de Orizaba (1979-1989). Los valores más negativos del balance de masa neto se dan justo sobre la lengua glacial de Jamapa que para 1995 ya se había extinguido. 242
- 4.50. Balance de masa acumulado de 1979 a 1989 para cuatro puntos de muestreo sobre los glaciares del volcán Iztaccíhuatl. 244
- 4.51. Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie de los glaciares del Iztaccíhuatl de 1979 a 1989. El valor total del balance de masa acumulado sobre toda la superficie para este periodo fue de -7,626 m w.eq. 245
- 4.52. Balance de masa acumulado de 1979 a 1989 para cuatro puntos de muestreo sobre el volcán Popocatépetl. 246
- 4.53. Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie glacial del Popocatépetl de 1979 a 1989. 247
- 4.54. Balance de masa acumulado entre 1999 y 1999 sobre diferentes puntos de muestreo en los tres sistemas glaciales mexicanos. En color verde se muestra un ejemplo de balance de masa acumulado sobre una zona de acumulación en el Glaciar Norte del Pico de Orizaba. 249
- 4.55. Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie glacial del Pico de Orizaba entre 1999 a 2006. 250
- 4.56. Comparación entre parámetros meteorológicos, radiativos y de balance de energía modelados y medidos en la estación AWS-Glaciar. Debido a los diferentes puntos de muestreo, los valores modelados y medidos no coinciden al 100% sin embargo estos muestran variaciones similares y comportamientos congruentes con las condiciones que representan, en este caso de un zona de ablación. 252

4.57. Arriba, la similitud entre la presión de vapor medida y modelada sobre la superficie del Glaciar Norte. Abajo la correspondencia entre el balance de energía acumulado en la zona de acumulación y el balance de energía acumulado sobre la estación Glaciar. 253

4.58. Red de balizas de acumulación sobre la superficie del Glaciar Norte. En verde se muestran las balizas recientemente instaladas, en rojo aquellas que se instalaron en 2006 y en negro aquellas balizas que están sepultadas o extraviadas. 257

4.59. Comparación del retroceso glacial en México. A partir del 1990 los glaciares en el Pico de Orizaba cambiaron su tendencia de retroceso debido a su sensibilidad con la temperatura, comenzando el Siglo XXI esta tendencia volvió a ser similar a la del Iztaccíhuatl. Los glaciares del Popocatepetl se extinguieron debido a la fuerte actividad volcánica. 261

4.60. Arriba, perfiles de balance de masa caraterísticos en tres diferentes regiones climáticas (Tomado de Kaser y Osmaston, 2002). Abajo, los perfiles de balance de masa obtenidos con el MBM para el Pico de Orizaba en los periodos de 1979-1989 y 1999-2006. 265

4.61. Régimen glacial de los glaciares mexicanos y sus similares según Kaser y Georges (1999) para los glaciares Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias 266

4.62. Comparación entre los glaciares mexicanos, Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias. 267

4.63. Comparación entre los glaciares mexicanos, Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias. 268

5.1. Condiciones de condensación de agua sobre los instrumentos de la estación AWS-Glaciar. Foto tomada por José Manuel Álvarez Nieves (Septiembre 2010) 279

A.1. Evolución de la cobertura glacial entre 1958 y 2010 sobre el volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba. [1] El límite glaciario para 1958 mostrado en la figura fue reconstruido por Cortés-Ramos y Delgado Granados (2015)	292
A.2. Evolución de la cobertura glacial en el volcán Iztaccíhuatl: 1850-2014	293
A.3. Información general de los glaciares incluidos en el Inventario	294
A.4. Estado de los glaciares mexicanos	295
A.5. Variación del frente glaciario en México	296
A.6. Cambios identificados sobre los glaciares mexicanos	297
C.1. Flujo de trabajo típico que sigue la fotogrametría para la corrección y uso de fotografías aéreas. Éste diagrama fue modificado de su original ubicado en el libro de Linder (2009)	320
C.2. Geometría del modelo estéreo o geometría estereoscópica. Si subimos o bajamos el punto P, ubicado sobre la superficie, se moverán de izquierda a derecha los puntos P' y P. ^a lo largo de las líneas epipolares en el plano formado por ambas fotografías. La imagen mostrada aquí es una modificación de la figura 1 de libro de Linder (2009).	322
C.3. Esta figura muestra algunos de los desplazamientos que existen en las fotografías aéreas debido a las condiciones de la topografía del terreno. Fotografía del Volcán Citlaltépetl, 1975.	325
C.4. Proceso de orto-rectificación y generación de MDE a partir de dos fotografías aéreas con geometría epipolar (Modelo estéreo. Este modelo está formado a partir de dos fotografías aéreas (imagen de referencia e imagen de búsqueda respectivamente) del Pico de Orizaba en Diciembre de 1998. El recuadro enmarca la zona del terreno donde el bajo contraste induce fuertes defectos en la topografía . . .	328

C.5. Defectos en el Modelo Digital del Terreno generado con base en las fotografías de la figura C.4. En esta ampliación podemos ver cómo la topografía de la superficie del glaciar no está bien definida y por lo tanto no representa las condiciones reales del glaciar para Diciembre de 1998. 329

C.6. Interconexiones entre las diferentes disciplinas de los SIG 333

RESUMEN

Los glaciares mexicanos son un tipo único de glaciares a lo largo de los 19°N. Caracterizados principalmente por su elevación, estos glaciares no han podido ser clasificados como un tipo de glaciares Tropicales, Subtropicales o de Latitudes Medias. Investigaciones hechas acerca de la evolución glacial en periodos pasados indican que las condiciones climáticas en zonas tropicales y latitudes medias bajas podrían estar relacionadas con base en la altitud. A pesar de que muchas de estas investigaciones eran concluyentes y de alguna forma caracterizaban la actividad glacial en México, éstas sólo hacen referencia a la actividad pasada y a los restos geológicos de los glaciares pasados.

En esta investigación demostraremos que existe una clasificación de los glaciares mexicanos que puede ajustarse a las características previamente establecidas en los glaciares Tropicales y de Latitudes Medias. Con base en un análisis integral del retroceso físico de los glaciares mexicanos, de sus condiciones climáticas, los eventos extremos, el balance de energía sobre la superficie y la simulación del balance de masa, se irán determinando los regímenes glacial y climático característicos de los glaciares en México. Regímenes que en principio dominan el estado actual y evolutivo de estos glaciares.

Encontraremos que muchas de las ideas planteadas anteriormente seguían una dirección adecuada en sus hipótesis pero las herramientas y métodos con los que se contaba no permitían establecer con mayor solidez las características climáticas y



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.

glaciales en México. Por lo tanto, en esta investigación se han corroborado muchos de los intentos por establecer parámetros como la Altitud de la Línea de Equilibrio, el balance de masa, el perfil del balance de masa neto, el efecto del balance de energía sobre la superficie glacial o simplemente el cálculo del volumen perdido por estos glaciares en los últimos años.

Los resultados de esta investigación son concluyentes respecto a los principales factores que determinan el retroceso actual de los glaciares mexicanos, también permiten identificarlos como un tipo de glaciares Tropicales cuya sensibilidad a la temperatura los acerca también a un tipo de glaciares templados. En este sentido, la temperatura y la precipitación son dos de los factores que en función de la energía disponible sobre la superficie del glaciar vienen dominando los procesos de fusión y por lo tanto el retroceso glacial en México. Se encontró que la radiación neta es la principal fuente de energía para los glaciares mexicanos y el calor latente la segunda componente más importante en el balance de energía. De aquí que en los últimos años las condiciones de sublimación sobre la superficie fueran evidentes a través de la formación de grandes penitentes sobre los glaciares de México. Por lo tanto, esta investigación es un parteaguas de futuras investigaciones climáticas y glaciológicas que relacionen las variaciones importantes en la temperatura del aire, la precipitación y los balances de masa y energía sobre la superficie de los glaciares en México.

Finalmente, en esta investigación se ha podido demostrar el efecto de eventos extremos de la precipitación y la temperatura del aire sobre el centro del país. Efectos que están relacionados con fuertes nevadas y temperaturas muy bajas sobre los glaciares mexicanos. ¿Que produce estos fenómenos? o ¿qué tan frecuentes son? son preguntas que resultan como parte del análisis desarrollado en esta investigación.

Lista de abreviaturas

AVHRR	—	Advanced Very High Resolution Radiometer (Radiómetro Avanzado de muy Alta Resolución).
AWS	—	Automatic Weather Station (Estación Meteorológica Automática).
b_c	—	Mass Balance Accumulated (Balance de masa acumulado)
CAMS	—	Climate Anomaly Monitoring System (Sistema de Monitoreo de Anomalías Climáticas)
CPC	—	Climate Prediction Center (Centro de Predicción del Clima)
e	—	Presión de vapor
ELA	—	Equilibrium Line Altitude (Altitud de la Línea de Equilibrio)
EMAs	—	Estaciones Meteorológicas Automáticas
ESRL	—	Earth System Research Laboratory (Laboratorio de Investigación de Sistemas Terrestres)
et al.	—	y colaboradores
GHCN	—	Global Historical Climatology Network (Red de Climatología Histórica Global)
GN	—	Glaciar Norte



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

GPCC	—	Global Precipitation Climatology Centre (Centro Climatológico de la Precipitación Global)
GPCP	—	Global Precipitation Climatology Project (Proyecto Climatológico de la Precipitación Global)
GPR	—	Ground Penetrating Radar (Radar de Penetración Terrestre)
GPS	—	Global Positioning System (Sistema de Posicionamiento Global)
H	—	Flujo de calor sensible
ITCZ	—	Intertropical Convergence Zone (Zona Intertropical de Convergencia)
Izta	—	Iztaccíhuatl
LIA	—	Little Ice Age (Pequeña Edad de Hielo)
LE	—	Flujo de calor latente de evaporización
$L \downarrow$	—	Radiación de onda larga entrante
$L \uparrow$	—	Radiación de onda larga saliente
m w.e.	—	metros de agua equivalente
m.s.n.m.	—	metros sobre el nivel medio del mar
MBM	—	Mass Balance Model (Modelo de balance de masa)
MDE	—	Modelo Digital de Elevación
MDT	—	Modelo Digital del Terreno
NARR	—	North American Regional Reanalysis (Reanálisis Regional de Norteamérica)
NASA	—	National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional Aeronáutica y Espacial)
NCAR	—	National Center for Atmospheric Research (Centro Nacional para Investigaciones Atmosféricas)
NCDC	—	National Climatic Data Center (Centro Nacional de Datos Climáticos)

NCEP	—	National Centers for Environmental Prediction (Centros Nacionales para la Predicción del Ambiente)
NOAA	—	National Oceanic and Atmospheric Administration (Administración Nacional del Océano y la Atmósfera)
OAR	—	Oceanic and Atmospheric Research (Investigación Oceánica y Atmosférica)
PO	—	Pico de Orizaba
POP	—	Popocatépetl
PR	—	Percepción Remota
PREC	—	Precipitation Reconstruction (Reconstrucción de la Precipitación)
PSD	—	Physical Sciences Division (División de Ciencias Físicas)
R_N	—	Radiación neta (Radiación Neta)
SEB	—	Surface energy budget (Balance de energía en superficie)
SIG	—	Sistema de Información Geográfica
SIGSA	—	Sistemas de Información Geográfica S. A.
SMN	—	Servicio Meteorológico Nacional
SST	—	Sea Surface Temperature
$S \downarrow$	—	Radiación de onda corta entrante
$S \uparrow$	—	Radiación de onda corta reflejada
TSM	—	Temperatura de Superficie del Mar
T_a	—	Temperatura del aire
T_s	—	Temperatura de la superficie
UTC	—	Tiempo Universal Coordinado
WGMS	—	World Glacier Monitoring Service (Servicio Mundial de Monitoreo de Glaciares)

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

El comportamiento de un glaciar es un buen indicador de las variaciones meteorológicas presentes a nivel local y regional. En conjunto, estos sistemas nos permiten entender mejor las variaciones del clima a largo plazo y escala global. La dinámica de un glaciar está determinada por las condiciones atmosféricas y los intercambios de energía sobre la superficie. Por lo tanto, los parámetros meteorológicos involucrados en la interacción glaciar-atmósfera son aquellos que también están involucrados en el clima local y regional. Históricamente, se hizo indispensable analizar y monitorear los cambios que sufren los glaciares como un método indirecto para medir y detectar las variaciones y efectos del clima. Actualmente, estos análisis se han vuelto más importantes debido a los resultados adversos provocados por la extinción de estos sistemas. Ejemplo de esto son la generación continua de avalanchas en zonas montañosas, el desbordamiento de lagos glaciales, lahares, caídas de roca y un déficit en los recursos hídricos que estos representan. Por lo anterior, uno de los principales temas de investigación en materia glaciológica es la caracterización del comportamiento y variación de estos sistemas con el fin de establecer escenarios futuros del clima a nivel local, global y regional.

Desafortunadamente los glaciares mexicanos no habían sido caracterizados



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.

climática y regionalmente como para entender completamente su relación con el clima. Lo único que verdaderamente se conocía es el hecho de que, como parte de un sistema regional de glaciares, éstos no pertenecían a la clasificación de glaciares tropicales al quedar fuera de la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ, Figura 1.1). Por lo tanto, su régimen glacial y climático en principio debería ser diferente al que caracteriza a los glaciares tropicales definido por Kaser y Osmaston (2002). Más aún, si consideramos los principios básicos establecidos en el trabajo de Paterson (1994), estos glaciares tampoco podían ser considerados como glaciares de latitudes medias al no presentar un régimen bien definido de acumulación en el invierno y ablación en el verano. Argumentos, que hasta la fecha, complicaban el análisis de la evolución glacial en México, los factores que la provocan y los escenarios futuros. Por lo tanto, en los últimos años se consensó que los glaciares de México no podían considerarse como glaciares tropicales ni como glaciares templados al no conocerse específicamente los regímenes glacial y climático que los dominan.

Entendiendo por régimen climático al promedio de los parámetros meteorológicos que caracterizan la atmósfera dentro de un periodo tiempo dado, generalmente de al menos 10 años. En cambio, el régimen glacial es una representación o caracterización promedio de la suma de las masas de agua que constituyen la ablación y acumulación sobre la superficie a lo largo del año. Este último no representa directamente el balance de masa, más bien, representa de forma cualitativa la duración, magnitud y alternancia de la ablación y acumulación de nieve sobre la superficie a lo largo de un año de balance¹. Durante este año de balance las condiciones de temperatura, precipitación, radiación solar y los flujos turbulentos de calor determinan las condiciones de acumulación y pérdida de masa sobre la superficie de los glaciares. En qué forma y magnitud lo hagan es lo que caracteriza al régimen glacial y climático de un glaciar.

En sentido estricto, los glaciares mexicanos podrían funcionar como glaciares

¹Año de balance o año hidrológico es el periodo de tiempo entre dos estaciones de lluvias, teniendo como periodo intermedio al periodo de secas.

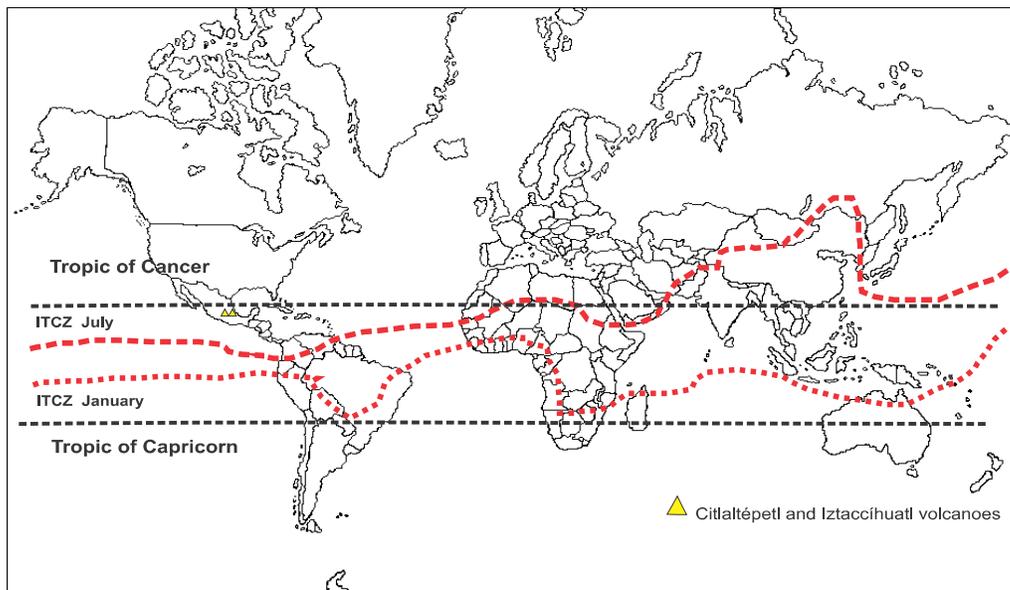


Figura 1.1: Localización de los glaciares mexicanos con respecto a la Zona Intertropical de Convergencia. Imagen modificada de Kaser y Osmaston (2002).

tropicales o glaciares de latitudes medias. Ya que los resultados documentados hasta el momento no prueban que ambos regímenes no estén presentes durante algún periodo del año, si estos coexisten o no, o si existe algún régimen que predomine a lo largo del año. Esta falta de pruebas marca el inicio de esta nueva investigación y cuyos resultados obtenidos se mostrarán y analizarán a lo largo de este trabajo. Recomendando al lector siempre tener en mente esta pregunta: *¿qué tipo de glaciares son los glaciares de México?*

1.1. Planteamiento del Problema

Existen varios estudios relacionados con la presencia y evolución de los glaciares en México. El enfoque de estos trabajos es muy variado: dimensiones y cambios de la superficie glaciar, cuantificación de los posibles escenarios de riesgo en caso de pérdida acelerada, establecimiento de las relaciones entre el clima y los avances

glaciares en el pasado, o el estudio geológico de las glaciaciones pasadas y su efecto en el paisaje actual.

Sin embargo, ninguno de estos trabajos ha dado a conocer el régimen glacial y climático característico de los glaciares mexicanos, lo cual hace complicado definir correctamente la dinámica de estos glaciares. Conociendo únicamente las tendencias de precipitación y temperatura, es difícil establecer las interacciones que existen entre el clima y la evolución de estos glaciares, puesto que este tipo de interacciones son las que definen a este tipo de glaciares como únicos en el mundo.

Por tanto, el principal problema que se pretende resolver a lo largo de esta investigación es el de establecer qué define a los glaciares mexicanos, pues al no conocer de manera concreta las diferencias y semejanzas entre este tipo de glaciares y los glaciares tropicales y de latitudes medias, no es posible reconocer con certeza los factores y fenómenos que causan la evolución glacial en México.

1.2. Hipótesis

Con base en un análisis integral de la información climática, glaciológica y física que existe y que puede desarrollarse en torno a la evolución de los glaciares en México, es posible establecer los parámetros necesarios con los cuales definir el régimen glacial y climático de los glaciares mexicanos. A partir de estos regímenes establecer las diferencias y semejanzas que existen con aquellos glaciares en latitudes medias y tropicales.

Finalmente, de esta comparación se espera determinar dentro un contexto climático-regional el tipo de glaciares al que pertenecen los glaciares mexicanos, los factores principales de retroceso y los escenarios futuros.

1.3. Objetivos

Objetivo General

Determinar el régimen glacial y climático característico de los glaciares en México, tomando como referente glaciares piloto en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl, con el fin de reconocer las causas y factores del retroceso glacial en México.

Objetivos Específicos

- Compilar la información existente sobre los glaciares mexicanos dentro del periodo de 1958-2014. A partir de fotografías aéreas, imágenes de satélite, series de tiempo de parámetros meteorológicos, resultados de investigaciones previas, modelos numéricos y otras fuentes de información.
- Determinar los cambios topográficos y volumétricos de los glaciares piloto en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl.
- Calcular y analizar el balance de energía sobre la superficie glacial del Citlaltépetl o Pico de Orizaba.
- Deducir la distribución del balance de masa en la superficie del glaciar en función del balance energético y de la radiación neta calculada.
- Determinar de forma cuantitativa la masa perdida en los glaciares del Citlaltépetl e Iztaccíhuatl combinando tanto estudios fotogramétricos, procesamiento de imágenes de satélite, modelos de balance de masa, y mediciones directas en campo.
- Comparar los resultados obtenidos en esta investigación con los resultados previamente documentados sobre el retroceso glacial en el volcán Popocatepetl.

- Identificar la existencia de la línea de equilibrio en los glaciares pilotos del Citlaltépetl, Iztaccíhuatl y Popocatepetl y en su caso determinar su posición.
- Caracterizar el régimen climático de los glaciares mexicanos.
- Caracterizar el régimen glacial de los glaciares mexicanos.
- Identificar los factores de retroceso de los glaciares en México, en función de esto establecer escenarios futuros.

1.4. Esquema General de la Tesis

El análisis del retroceso glacial en el Pico de Orizaba ha sido publicado parcialmente como un artículo de discusión en *The Cryosphere* (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2012) y actualmente está siendo modificado con los datos obtenidos en esta investigación para ser sometido en alguna revista especializada en inventarios glaciares y variaciones climáticas. La corrección y reconstrucción del límite glaciar del Pico de Orizaba en 1959, establecido por Lorenzo (1964), fue desarrollada dentro de un artículo publicado en 2015 por *Geofísica Internacional* (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2015). La implementación de un modelo de balance de energía sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba a partir de los datos medidos con la estación meteorológica *Glaciar* ha sido sometida recientemente a *Geofísica Internacional* y se está a la espera de su próxima publicación. El resto del material científico producido en esta investigación ha sido presentado en congresos Internacionales de especialidad en Glaciología y actualmente se está trabajando en su publicación en revistas de alto impacto.

El capítulo 2 es un panorama general del área de estudio, el contexto glacial, las investigaciones previas y los métodos empleados para el análisis de la Criósfera en México. La segunda mitad de este capítulo se dedica a describir los datos cartográficos, glaciológicos y meteorológicos empleados en el desarrollo de esta investigación.

Haciendo un énfasis especial en las componentes de la estación meteorológica más alta del país (estación *Glaciar*), ubicada a 5100 m.s.n.m. y que sirvió como base de datos climáticos para los sistemas glaciares en el Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl.

Los métodos empleados en este trabajo son el objeto del capítulo 3, en el cual se comienza explicando los métodos cartográficos, geodésicos y de percepción remota con los cuales se determinaron los cambios físicos y geométricos de los glaciares en el Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba. Posteriormente se hace una descripción de las fuentes y el procesamiento previo de los datos meteorológicos obtenidos en esta investigación. Una vez procesados se realiza un análisis de las condiciones climáticas sobre los glaciares en México el cual está basado en las tendencias, anomalías y variaciones anuales e inter-anales de cada uno de los parámetros meteorológicos descritos en el capítulo 2. Como anexo se incluyen algunos de los algoritmos empleados en dicho procesamiento. La determinación de la Altitud de la Línea de Equilibrio está basada en el trabajo publicado por Osmaston (2005), su implementación se describe en este capítulo. El balance de energía es descrito brevemente y se deja clara la teoría física y matemática para la parametrización en términos de energía y flujos de calor de los datos meteorológicos medidos con la estación Glaciar. Finalmente, se hace una breve descripción del modelo de balance de masa creado por Klok y Oerlemans (2002) e implementado computacionalmente por Horst Machguth 2006 el cual validó su eficiencia sobre los glaciares localizados en los Alpes Suizos y publicó sus resultados en el trabajo de Machguth et al. (2009). Una parte importante en esta sección es la base de la implementación de este modelo para el clima local de los glaciares mexicanos.

Todos los resultados obtenidos en esta investigación son presentados y analizados dentro del capítulo 4, en éste se parte del retroceso glacial en México como el antecedente de las variaciones climáticas y glaciares en la zona. Posteriormente se hace una descripción y análisis de los principales parámetros meteorológicos involucrados en el retroceso glacial, a partir de esto se encuentra una climatología característica

para la región de los glaciares mexicanos. Previo al análisis del balance de energía y masa sobre la superficie de los glaciares en México se presentan los resultados obtenidos para la posición interanual de la ELA en el Pico de Orizaba y la variación anual de ésta sobre el volcán Popocatepetl. Con esto se da pie al análisis de los resultados obtenidos del balance de energía y masa sobre la superficie de estos glaciares, comparando los resultados con los resultados conocidos para los glaciares en latitudes tropicales, subtropicales y latitudes medias. Al final de este capítulo se define el tipo de glaciares al que pertenecen los glaciares mexicanos, considerando el mejor ajuste que exista entre sus condiciones climáticas, glaciológicas y geográficas con cualquiera de los tres tipos de glaciares antes mencionados.

El capítulo 5 es una síntesis de los principales resultados de esta investigación y las conclusiones de la misma.

Capítulo 2

CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

Como una introducción al tema de los glaciares mexicanos, comenzaremos describiendo el área de estudio y el contexto general de cada una de las zonas glaciales en México. Posteriormente, haremos un análisis y una recopilación de gran parte de los estudios glaciológicos, climáticos y geológicos en donde se involucran a los glaciares mexicanos. Sin embargo, dada la gran cantidad de estudios que se han desarrollado en el contexto de los glaciares en México, nos limitamos únicamente en aquellos trabajos que: (1) analizan la existencia de los glaciares mexicanos en función de las variaciones climáticas; (2) determinan o analizan las dimensiones de los glaciares como parte del retroceso glacial en México; (3) estudian los efectos del retroceso glacial en el medio sobre el cual yacen estos cuerpos y (4) aquellos estudios que en lo general sirvan como un antecedente de la glaciología en México.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

A partir de esta recopilación analizaremos los datos, métodos e información necesaria para cumplir los propósitos planteados al inicio de este trabajo. Determinando aquellos vacíos existentes en el conocimiento de la Criósfera en México, que en su mayoría se espera sean resueltos a lo largo de esta investigación.

Este comienzo es la forma más adecuada de integrar y conocer las metodologías previamente establecidas por todos los estudios realizados acerca de la evolución de la cobertura glacial en los volcanes Popocatépetl, Iztaccíhuatl y Pico de Orizaba. Así, podremos comprender de una manera más amplia el retroceso y evolución glacial en México desde diferentes ángulos y diversas características.

2.1. Localización y contexto del área de estudio

México es un país que cuenta con paisajes cálidos en los que se distinguen las selvas, los bosques lluviosos, las zonas áridas y los desiertos. Sin embargo, las altas montañas con altitudes superiores a los 5,000 m, albergan grandes masas de hielo que han podido sobrevivir hasta nuestras épocas. Estas masas de hielo, mejor conocidas como glaciares, son una parte importante de la Criósfera mexicana. Actualmente, sólo dos de las montañas más altas de México están cubiertas por glaciares: el Pico de Orizaba o Citlaltépetl (5,675 m.s.n.m) y el Iztaccíhuatl (5,230 m.s.n.m). En 2001 los glaciares ubicados sobre el volcán Popocatépetl (5,465 m.s.n.m.) terminaron por extinguirse debido a la actividad volcánica presente desde 1994.

Todos estos glaciares se encuentran en una posición geográfica que los vuelve un sistema natural bastante peculiar desde el punto de vista glaciológico y climático (19° N). Principalmente si consideramos que en México no existen las condiciones de temperatura y precipitación que favorezcan la caída de nieve en las zonas bajas, más bien, son las altas montañas los lugares ideales donde la generación y acumulación de nieve han favorecido al desarrollo de los cuerpos de hielo. Su evolución y dinámica dependen de las condiciones climáticas que existen en altitudes bajas tales

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

como la temperatura y la precipitación; pero es en la atmósfera alta donde están los verdaderos factores que determinan la existencia de estos sistemas: temperatura, precipitación, humedad relativa, presión de vapor, flujos turbulentos de calor, intercambios de energía, fenómenos de congelamiento, nevadas anómalas, patrón de vientos, altitud de la isoterma 0°C, entre otros.

2.1.1. Los glaciares del Citlaltépetl

El volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba se localiza al extremo oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, con su cima a 5,675 m.s.n.m. y a 200 km al Este de la ciudad de México (Fig.2.1). Este volcán forma parte de la barrera topográfica que va de norte a sur separando el seco altiplano central mexicano de las llanuras húmedas que se encuentran a lo largo del Golfo de México (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2012). Hoy en día, los glaciares del volcán Citlaltépetl siguen siendo los cuerpos de hielo más grandes del país. Lorenzo (1964) reportó que para 1958 existían cuatro glaciares principales en la superficie del volcán Citlaltépetl: el Gran Glaciar Norte, el Glaciar Oriental, el Glaciar Occidental, y el Glaciar Suroeste; además de muchas lenguas glaciares que descendían sobre las vertientes norte y noroeste del volcán, la principal de éstas la lengua glaciar de Jamapa. Ésta prominente lengua glaciar avanzó durante la Pequeña Edad de Hielo dejando una serie de morrenas a unos 4,395 metros de altitud. Palacios et al. (1999) determinó que el frente glacial en este volcán comenzó con un retroceso altitudinal al final de la LIA, dónde para 1945 el frente se encontraba a 4,590 m.s.n.m, para 1958 a 4,650 m.s.n.m., en 1971 a 4,655 m.s.n.m., 4,660 m.s.n.m. para 1988 y a unos 4,728 m.s.n.m. en 1994.

2.1.2. Los glaciares del Iztaccíhuatl

El Iztaccíhuatl (5,230 m.s.n.m.) es un volcán activo tal y como lo indica la desgasificación difusa y los eventos sísmicos registrados en el volcán y sus alrededores

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

(Delgado-Granados et al., 2005). Este volcán, también conocido como la Mujer Dormida (Mujer Blanca en lengua náhuatl), se localiza a 45 km al sureste de la ciudad de México (Fig. 2.1). Los glaciares del volcán Iztaccíhuatl se documentaron por primera vez por Lorenzo (1964) quien identificó 12 glaciares en el volcán y basado en fotos aéreas restituidas mediante procesos fotogramétricos encontró que estos cubrían un área aproximada de 1.21 km². De este sistema de glaciares, el glaciar de Ayoloco abarcaba 247,500 m². La línea de equilibrio sobre los glaciares de este lugar se calculó alrededor de los 4,895 m.s.n.m. (White 1981a).

Dada la silueta del volcán Iztaccíhuatl (similar a la de una mujer acostada), los dos principales sistemas glaciares son los llamados El Pecho y La Panza, de este último el glaciar de Ayoloco era el sistema glacial más importante dadas sus dimensiones. Es por eso que Delgado-Granados et al. (2005) se enfocó en este glaciar por ser uno de los más representativos del volcán Iztaccíhuatl, reportó un área de 218,340 m² para 1982 y 140,890 m² para 1998, que comparado con el trabajo de Lorenzo (1964), de un área de 247,500 m² hubo una reducción del área glacial del 43 % en sólo 30 años para este glaciar. La última actualización de estos glaciares la realizó Schneider et al. (2008), quien utilizando imágenes ASTER encontró que para el 2007 la cobertura glacial representaba sólo el 4 % del área glacial en este volcán para 1850. A pesar de las diferencias, todos los trabajos coinciden en que existe un fuerte retroceso en los glaciares del Iztaccíhuatl.

2.1.3. Los glaciares del Popocatepetl

Los glaciares del Popocatepetl (19.023°N, 98.622°O; Fig. 2.1) se localizan a una altitud de 5,465 m.s.n.m. Estos fueron reportados de forma detallada por Lorenzo (1964): Glaciar Norte (0.20 km²), Ventorrillo (0.40 km²) y el glaciar Noroccidental (0.12km²), totalizando un área glacial de 0.72 km² para 1954 (Fig.2.2). Posterior a este reporte se llevó a cabo una campaña de trabajo de campo apoyada con el uso de un altímetro con errores de ± 10 metros y el uso de fotografías aéreas, para deter-

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

minar los nuevos límites entre los glaciares del volcán; con una cartografía basada en un mapa topográfico de INEGI (1983) escala 1:20,000 y distancia entre curvas de 20 metros. Finalmente se reestructuró la clasificación de los glaciares del Popocatepetl, notándose que para esa fecha, el Glaciar Norte ya no era visible y formaba parte del glaciar Ventorrillo, quedando así la siguiente delimitación: glaciar del Ventorrillo (0.453 km²) y el glaciar Noroccidental (0.106 km²), totalizando 0.559 km² de área glacial para 1982 (Delgado-Granados y Brugman, 1995). El área total del Ventorrillo reportada por Delgado-Granados y Brugman (1995) (0.453 km²) representa el 76 % del área reportada por Lorenzo(1964) para los glaciares Ventorrillo y Norte (0.60 km²); lo que representa una disminución del 24 % en el área glacial debido al retroceso de este glaciar durante 24 años. Por su parte, el Glaciar Noroccidental experimentó un retroceso del 12 % en el mismo periodo.

2.1.4. Contexto histórico

Los primeros reportes acerca de la existencia de glaciares en México se dieron como parte de las exploraciones a las montañas más altas del país (e.j. Alzate y Ramírez, 1831; Waitz, 1910, 1921). A partir de estos se documentó la existencia de masas de hielo permanentes y la presencia de rasgos en el terreno que mostraban los desplazamientos de avance y retroceso de estos cuerpos. Este conocimiento dio pie a trabajos como los de White (1954; 1956) en los cuales se realizaron algunas descripciones geológicas de los glaciares localizados en los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl.

Para 1954, en el marco del Año Geofísico Internacional, se propuso establecer un inventario glaciológico mundial. Dicho inventario debía contener al menos cinco puntos primordiales: posición geográfica, elevación, nombre, área aproximada y un catálogo fotográfico entre otros datos meteorológicos y glaciológicos. Este inventario representó un conocimiento importante en materia glaciológica en México. Ya que con este trabajo se determinó la existencia de 24 glaciares en las montañas más altas

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

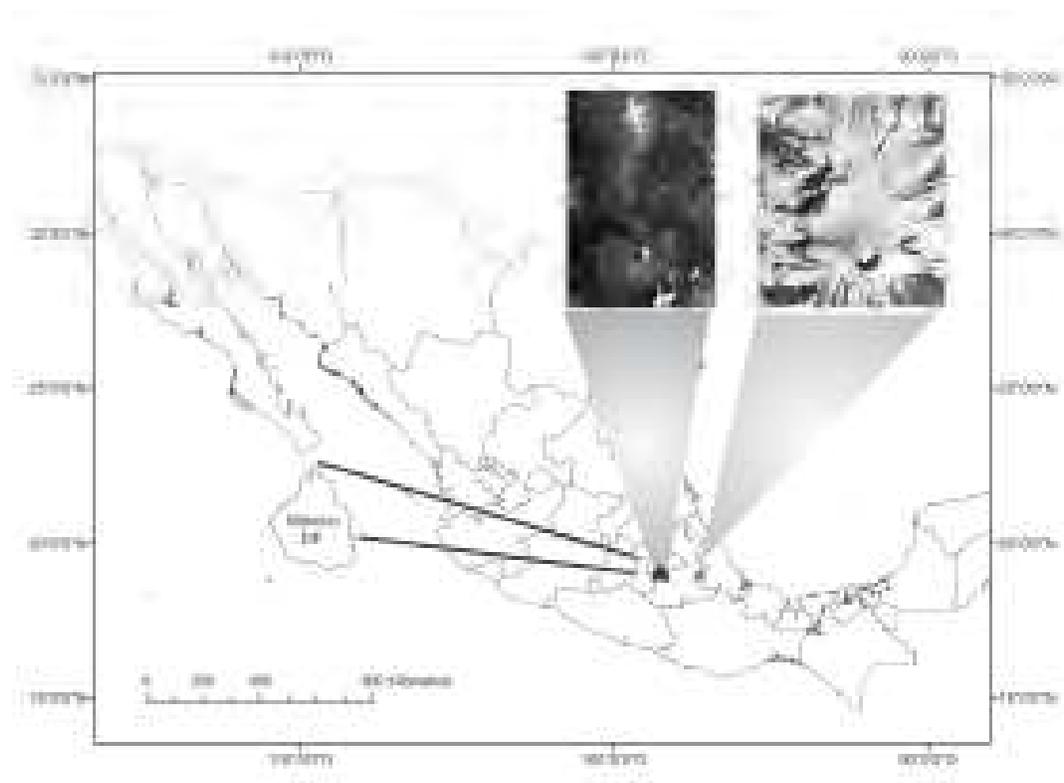


Figura 2.1: Localización de los glaciares mexicanos con respecto a la Ciudad de México y el centro del país.

del país. De este inventario se encontró que en el Pico de Orizaba (Citlaltépetl) se localizaba el cuerpo de hielo más grande que existía en el país, 2.16 km² (valor corregido por Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015)). El cual según White (1986) se debió formar durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

Así se desarrolló el primer Inventario Glaciológico de México y su contenido cartográfico, climático y glaciológico contribuyó a la implementación de nuevas investigaciones enfocadas en la existencia y evolución de los glaciares en México. A pesar de las limitaciones tecnológicas y metodológicas que existían en esa época, estos estudios dieron pie a la estimación cuantitativa del retroceso glacial en México. Sin embargo, aún no existían trabajos que determinaran las verdaderas causas

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

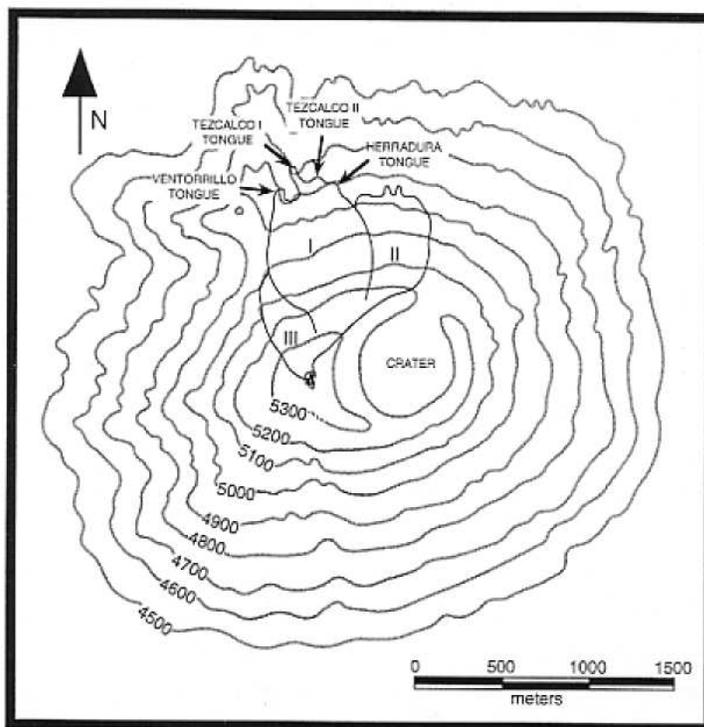


Figura 2.2: Mapa topográfico del volcán Popocatépetl en su parte superior, mostrándose los glaciares tal y como los delimitó Lorenzo (1964). (I) Glaciar del Ventorrillo; (II) Glaciar Norte; y (III) Glaciar Noroccidental. Imagen tomada de Delgado-Granados (1997).

que afectaban y dominaban el marcado retroceso glacial en el país. Veinte o treinta años después de la investigación desarrollada por Lorenzo en 1964 se dio inicio una nueva etapa de actualización del inventario glacial mexicano. Trabajos como el de Delgado-Granados (1997) estaban enfocados en las dimensiones de los cambios en la superficie de los glaciares en los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatépetl. En estos, se dio a conocer de mejor forma la dinámica y evolución de los glaciares mexicanos intentando entender los factores involucrados en el retroceso glacial de México.

Otro de los estudios que demostró el retroceso glacial en el Pico de Orizaba estuvo basado en los procesos erosivos y geomorfológicos presentes en los límites de la lengua glacial Jamapa. Este estudio muestra cómo al final de la Pequeña Edad de Hielo las lenguas glaciales, en particular la de Jamapa, comenzaron un marcado

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

retroceso glacial el cual se vio acentuado en las últimas décadas del siglo XX (ver Palacios y Vázquez-Selem, 1996).

Estudios como los de Delgado-Granados (1997), Huggel y Delgado-Granados (2000) y Delgado-Granados (2007) comenzaron a plantear y analizar la relación entre las variaciones meteorológicas y el retroceso glacial en México. A la par de estos estudios se empezaron a desarrollar investigaciones enfocadas en los peligros asociados a la actividad volcánica. Pues a partir de 1994 el volcán Popocatepetl comenzó una nueva etapa eruptiva en donde la formación de lahares producto del deshielo representaba un peligro latente.

Es así como la actividad volcánica y las variaciones climáticas que se habían venido dando en México durante las últimas décadas motivaron a los investigadores a determinar la dinámica de los glaciares mexicanos. Caso particular el trabajo de Delgado-Granados et al. (2007) quien hizo un análisis de la extinción de los cuerpos de hielo en el Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Al final encontró que la actividad volcánica en este último resultó ser el principal factor de la pérdida de sus glaciares, tal y como lo demostrarían Julio-Miranda et al. (2008). A causa de esta rápida extinción de los glaciares en el Popocatepetl se comenzaron a estudiar más los glaciares en el Iztaccíhuatl y Citlaltépetl. Sobre estos en 2006 se instalaron por primera vez estaciones meteorológicas automáticas que pudieran medir las condiciones atmosféricas de gran altitud (por encima de los 5000 m.s.n.m.).

En México se han podido obtener las variaciones del área glacial en los volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y Citlaltépetl a partir de los sensores ASTER, tal y como lo han demostrado otras investigaciones hecha en los glaciares Alpinos (e.j. Kääb et al, 2002; Kääb 2005). La última actualización de los glaciares en el volcán Iztaccíhuatl fue llevada a cabo por Schneider et al. (2008) utilizando imágenes del sensor ASTER para la generación de Modelos Digitales de Elevación y para la delimitación del area glacial. Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2013) hicieron una actualización del inventario glacial del Pico de Orizaba a partir de estos mismos

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

sensores. Mediante fotografías aéreas Julio-Miranda y Delgado-Granados (2003) y Julio-Miranda et al. (2008) pudieron calcular los cambios de volumen en la superficie glacial del Popocatepetl.

De los trabajos más recientes acerca de los glaciares en México (Ontiveros-González et al., 2015; Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2012; 2013) se comenzó a entender mejor la dinámica glacial en función del balance de energía sobre la superficie. Encontrando que la principal fuente de energía sobre el glaciar es la radiación neta (RN), la cual está estrechamente relacionada con la variabilidad del balance energético y por lo tanto con la energía disponible para la fusión del hielo y nieve sobre la superficie. Más adelante, describiremos algunos de los principales estudios glaciológicos hechos en México que no sólo se enfocaron en los actuales glaciares sino también en el estudio de glaciaciones pasadas y su relación con las variaciones climáticas de la época.

2.1.5. Contexto climático de los glaciares mexicanos

Como lo mencionamos anteriormente, los glaciares mexicanos están considerados fuera de la clasificación de glaciares tropicales. Aún más, estos glaciares también quedan fuera de la clasificación de glaciares subtropicales pues se cree que la variación diurna de la temperatura es diferente a la que existe en zonas subtropicales además de que las precipitaciones de invierno no son comparables con las que en esa región se conocen.

En este sentido, el régimen de precipitaciones y la poca variabilidad de la temperatura durante el año hacen que los glaciares tropicales y subtropicales presenten un régimen de ablación y acumulación constante durante el año. Régimen que al final del año mostrará cuál de estos dos procesos predomina y así determinar si el glaciar está retrocediendo o no. Para estos glaciares, el retroceso estaría en función de los flujos radiativos y turbulentos sobre la superficie además de las anomalías térmicas

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

en la zona (e.j. Vuille et al., 2008; Francou et al., 2003).

Los glaciares mexicanos en cambio están influenciados por dos reservorios de calor que pueden variar la temperatura de la superficie y las entradas de humedad durante el verano. Esto hace más complicado entender el régimen climático de estos glaciares ya que también se ven influenciados por los frentes fríos provenientes del norte. Las mediciones hechas hasta el momento arrojan que a nivel de superficie existen dos temporadas bien definidas durante el año: una estación húmeda y caliente durante el verano y una estación seca y fría durante el invierno. Lo que hace suponer que estos glaciares presentarían una ablación constante durante el verano y acumulación durante el invierno si es que existen precipitaciones. Tal y como pasa en los glaciares de latitudes medias. Sin embargo, las observaciones hechas en las últimas décadas muestran que estas condiciones no se cumplen ya que la temporada de invierno no funciona como una temporada de acumulación y se ha convertido en una época de ablación (Delgado-Granados et al., 2007; Delgado-Granados, 2007).

Delgado-Granados (1997) explica que el retroceso del frente del glaciar del Ventorrillo entre 1906-1968, el avance en 1968-1978 y el retroceso en 1978-1982 se debe a: incremento del flujo de calor debido a la actividad volcánica, cambios climáticos locales, respuesta al cambio climático o la combinación de estas causas. Las fluctuaciones glaciales registradas se correlacionan con el incremento en la temperatura media anual en áreas cercanas, como la ciudad de México. En el Iztaccíhuatl la mayor parte de la precipitación sólida se derrite durante la estación seca (enero-mayo), debido a la intensa radiación en esa altitud. Parte de la nieve se sublima formando conos de hielo (conocidos como penitentes) con pequeños charcos de agua en su base. El agua de fusión se congela durante la noche y se transforma en hielo de glaciar, sin estructura interna. Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012) establecen algunas relaciones entre el retroceso glacial y la radiación neta sobre la superficie glacial del Citlaltépetl. Indicando que algunas zonas son más vulnerables que otras al retroceso glacial.

2.2. Investigaciones previas

Si nos remontamos a las primeras investigaciones científicas hechas acerca de los glaciares en México podremos encontrar que los glaciares, en ese entonces conocidos como “nieves perpetuas”, representaban un sistema natural extraño para la época. Para ese entonces resultaba difícil comprender de forma exacta la existencia y permanencia de estas *nieves perpetuas* sobre una latitud diferente (19°N) a la de otros glaciares en los polos o en montañas Alpinas. Esta pregunta motivó a trabajos como los de Alzate y Ramírez (1831) quien se dio a la tarea de calcular la altitud de la línea de la nieve en los límites del glaciar del volcán Popocatepetl. Estos cálculos, hechos a través de mediciones barométricas, tenían el propósito de relacionar la altitud de la línea de la nieve en una posición geográfica dada con respecto a los polos. Alzate y Ramírez quería comprobar su idea de que la línea de la nieve debería de aumentar conforme ésta se midiera más cerca al Ecuador. Al final, sus mediciones permitirían entender el por qué existen glaciares en esta zona, planteando también la hipótesis de que las variaciones climáticas en México a lo largo de perfiles verticales son el mejor indicador del estado y evolución de los glaciares en estas latitudes.

Las Tablas 2.1, 2.2 y 2.3 muestran una síntesis de los principales y más citados estudios acerca del comportamiento, evolución y estado de los glaciares en México. A partir de éstas, es posible notar que el común denominador en varias de las discusiones hechas era la posible relación entre la evolución de los glaciares mexicanos y las variaciones del clima a escala local y regional. Por ejemplo, en varias de las investigaciones se concluye que el estado de retroceso de los glaciares mexicanos dependía principalmente de las condiciones locales de temperatura y precipitación a lo largo del año. Tal y como lo menciona en su trabajo Delgado-Granados (2007): *“Los datos meteorológicos disponibles sugieren que el déficit de precipitación es el principal factor climático influyendo el retroceso glacial”*

Estas tres tablas ejemplifican el progreso de los estudios glaciológicos desarrolla-

**CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL
ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS**
2.2. INVESTIGACIONES PREVIAS

dos en México. Comenzando por los trabajos que documentaron la existencia de estos cuerpos de hielo (Alzate y Ramírez, 1831) siguieron aquellos trabajos enfocados en el primer Inventario Glaciológico de México (Lorenzo, 1964), en las actualizaciones de éste inventario (Delgado-Granados et al., 1986; Schneider et al., 2008; Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2013), en el análisis geológico de las glaciaciones en México (White, 1954, 1986), algunos estudios acerca de los rasgos geomorfológicos del retroceso de la lengua glaciar Jamapa en el Citlaltépetl (Palacios y Vázquez-Selem, 1996) o estudios de morfología glacial en el mismo sitio desarrollados por Vázquez-Selem (1997). En otra línea de investigación, Heine (1984) desarrolló estudios comparativos entre el entorno criosférico de México con las fluctuaciones climáticas del final del Cuaternario en el altiplano mexicano. En sus trabajos, Heine intentaba encontrar semejanzas entre los procesos geomorfológicos en México con aquellos ocurridos en el continente Europeo. Al respecto, Heine (1983) realiza el análisis del mayor avance glacial registrado en México hace 12,000 años. Sus últimos trabajos se referían ya a las consecuencias del cambio climático sobre los glaciares (Heine y Vázquez-Selem, 2002; Heine, 2004; Heine y Vázquez-Selem, 2005). En el mismo sentido Lachniet y Vázquez-Selem (2005) comienzan a asociar la fluctuación de la isoterma 0 °C con los avances glaciales en diversos volcanes de México, Guatemala, Costa Rica, Colombia y Venezuela durante el Último Máximo Glacial del Pleistoceno. En ese mismo trabajo hacen una estimación de la Línea de Equilibrio en Altitud (ELA) mediante métodos de reconstrucción de ELAs en glaciares extintos. Otro tipo de estudios entorno a los glaciares mexicanos se enfocaban en los peligros asociados a la interacción glaciario-volcanismo (Julio-Miranda y Delgado-Granados, 2003; Delgado-Granados, et al., 2007; Huggel et al., 2008). En conjunto, todos estos trabajos han funcionado como un marco general de las condiciones físicas, glaciológicas, volcanológicas y climáticas de los glaciares en México.

Estudios Glaciológicos en México		
Popocatepetl		
Alzate y Ramírez, J.A.	1831	Primeros avistamientos del glaciar. Mediciones de altitud y temperatura en el límite de la nieve.
Waitz, P.	1921	Observaciones de los límites superior e inferior del glaciar. Primeras estimaciones.
White, S.E.	1954	Análisis del "campo de hielo" en la cara norte del volcán. Mediciones de los límites del glaciar. Observaciones glaciológicas de la ablación y acumulación. noviembre-enero y julio-septiembre temporada de nevadas. Estimación de 100 m de altitud de retroceso glacial por medio de fotografías.
Lorenzo, J.L.	1964	Primer inventario glaciológico de México. Datos del área glacial, altitud, temperatura, clasificación y cartografía.
Delgado-Granados, H., Arciniega-Dettmer, R., y Calvario-Benítez, D.	1985	Retomando el trabajo de Lorenzo (1964) estos autores comenzaron a identificar el retroceso de los glaciares del Popocatepetl.
White, S.E.	1986	Cronología de las glaciaciones ocurridas en el periodo Cuaternario en México.
Delgado-Granados, H.	1997	Actualización del inventario glacial del Popocatepetl. Se hace una nueva descripción del glaciar Ventorrillo y de 4 suelos permanentemente congelados, identificación de un patrón de retroceso y cambios morfológicos. Se atribuyen posibles factores de este retroceso: flujos de calor en la base del glaciar, cambios climáticos locales y cambios climáticos globales.
Huggel, C., y Delgado-Granados, H.	2000	Monitoreo de los glaciares. Análisis del retroceso glacial por medio de fotografías aéreas tomadas mensualmente, mapas topográficos y MDE. Se hicieron estimaciones del espesor del glaciar y se hizo una relación entre la actividad volcánica y el retroceso glacial.
Julio-Miranda, P., y Delgado-Granados, H.	2003	Evaluación de los peligros asociados a la interacción glaciar-volcanismo. Aplicaciones de la fotogrametría al monitoreo de los glaciares en México. Estimación de volúmenes a partir de MDE creados por fotogrametría.
Julio-Miranda, P., González-Huesca, A.E., Delgado-Granados, H., y Kääh, A.	2005	Remoción de masa del glaciar debida a la formación de lahares. Caso de estudio el lahar generado el 22 de enero de 2001.
Delgado-Granados, H.	2007	Primera caracterización del retroceso glacial en México por efecto del cambio climático regional y la actividad volcánica. En este trabajo se hizo un balance entre la actividad volcánica y los cambios climáticos, los cuales puede provocar el deshielo y la eventual extinción de los glaciares así como la generación de flujos de escombros. Se caracterizaron las condiciones de temperatura y precipitación en la región y se concluyó que el efecto de la actividad volcánica en el Popocatepetl fue el principal factor de la extinción de sus glaciares.
Delgado-Granados, H., Julio-Miranda, P., Huggel, C., Ortega del Valle, S., y Alatorre-Ibargüen-goitia, M.A.	2007	Se anuncia la extinción de los glaciares en el volcán Popocatepetl a causa de la actividad volcánica. Se encontró que el 32% del área del glaciar se perdió en sólo 4 años de la actividad volcánica. A comparación de un 40% de pérdida en 4 décadas (efecto climático).
Huggel, C., Schneider, S., Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H., Kääh, A.	2008	Modelación de lahares mediante el uso de MDE (SRTM y ASTER) y diferentes escenarios de deshielo de los glaciares del volcán Popocatepetl.
Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H., Huggel, C., y Kääh, A.	2008	Efecto de la actividad volcánica en la evolución de la superficie glacial del volcán Popocatepetl. A partir de la comparación de diferentes MDE creados por fotogrametría se determinaron los cambios de la superficie del glaciar de forma mensual y anual. Se relacionaron los procesos volcánicos presentes en la superficie del glaciar como lo son: la caída de material incandescente, flujos piroclásticos y caída de tefra, con la ablación de la masa del glaciar. En función de los resultados, se estableció un modelo de evolución del glaciar en el cual se reconocen cuatro etapas: etapa de ajuste, de adelgazamiento, etapa de retroceso y etapa de fragmentación.

Tabla 2.1: Síntesis de las investigaciones desarrolladas en torno a los glaciares del volcán Popocatepetl.

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS
2.2. INVESTIGACIONES PREVIAS

Estudios Glaciológicos en México	
1956	White, S.E. Lorenzo, J.L.
1964	Delgado-Granados, H., Arciniega-Determin, R., y Calvario-Bentéz, D.
1985	White, S.E.
1986	White, S.E.
2002	Alvarez, R., y Delgado-Granados, H.
2005	Delgado-Granados, H., Julio- Mitranda, P., Alvarez, R., Cabral- Cano, E., Cardenas-Gonzalez, L., Correa Mora, F., Luna-Alonso, M., y Huggel, C.
2007	Delgado-Granados, H.
2008	Schneider, D., Delgado- Granados, H., Huggel, C., y Käbb, A.

Tabla 2.2: Síntesis de las investigaciones desarrolladas en torno a los glaciares del volcán Iztaccihuatl.

Estudios Glaciológicos en México		
Citlaltépetl		
Waitz, P.	1910	Observaciones geológicas en el Pico de Orizaba.
Lorenzo, J.L.	1964	Primer inventario glaciológico de México. Datos del área glacial, altitud, temperatura, clasificación y cartografía.
White, S.E.	1986	Cronología de las glaciaciones ocurridas en el periodo Cuaternario en México.
Palacios, D., y Vázquez-Selem, L.	1996	Efectos geomorfológicos del retroceso glacial de la lengua glacial Jamapa. Mediciones de los cambios en el frente del glaciar y algunas áreas estimadas.
Palacios, D., Parrilla, G., y Zamorano, J.J.	1999	Flujos de escombros asociados al retroceso de la lengua de Jamapa. Uno de estos ocurridos entre 1994 y 1995.
Delgado-Granados, H.	2007	Primera caracterización del retroceso glacial en México por efecto del cambio climático regional y la actividad volcánica. En este trabajo se hizo un balance entre la actividad volcánica y los cambios climáticos, los cuales puede provocar el deshielo y la eventual extinción de los glaciares así como la generación de flujos de escombros. Se caracterizaron las condiciones de temperatura y precipitación en la región y se concluyo que el efecto de la actividad volcánica en el Popocatépetl fue el principal factor de la extinción de sus glaciares.
Ontiveros-González, G.	2007	Cálculo del Balance de Energía en la superficie del Glaciar Norte a partir de una parametrización de datos meteorológicos medidos in-situ. Primera caracterización de los flujos de energía sobre la superficie del glaciar. Primera aproximación del efecto meteorológico en el retroceso glacial en México. Radiación neta principal parámetro en la variabilidad del balance de energía. Por lo tanto se relaciona con los procesos de ablación. En este trabajo se muestran las primeras mediciones continuas de las condiciones meteorológicas a gran altura.
Cortés-Ramos, J. y Delgado-Granados, H.	2013	Primera actualización del inventario glacial en el Pico de Orizaba. Se menciona y se hace una ligera corrección al área glacial mapeada en el trabajo de Lorenzo (1964). Se muestran por primera vez los defectos en la generación de MDE a partir de imágenes ASTER en zonas de bajo contraste entre píxeles y zonas de difícil topografía. Se implementa una nueva metodología para el cálculo de la radiación neta sobre toda la superficie del glaciar a partir de una transformación de los niveles de gris de las imágenes ASTER. Se corrobora el efecto de la radiación neta en el retroceso glacial detectando zonas vulnerables a la fusión de hielo y por lo tanto al retroceso.

Tabla 2.3: Síntesis de las investigaciones desarrolladas en torno a los glaciares del volcán Citlaltépetl.

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.2. INVESTIGACIONES PREVIAS

Sin embargo, muchos de estos estudios aún no contemplaban la idea de que las variaciones de los glaciares en México no estaban únicamente relacionadas con los cambios de temperatura y precipitación. Más aún, no era el objetivo de esos trabajos calcular los balances de masa y energía sobre la superficie de los glaciares mexicanos que permitiera relacionar a estos glaciares con otros ubicados en los trópicos y en latitudes medias. Estableciendo sus diferencias y semejanzas a fin de entender la dinámica de estos glaciares y el efecto climático en su retroceso.

Por otro lado, la falta de continuidad en las mediciones del retroceso glacial en México ha tenido implicaciones importantes en la interpretación del mismo. Principalmente en el caso del Pico de Orizaba donde los valores de retroceso indicaban una alarmante pérdida de la cobertura glacial en tan sólo unos años (e.j. Palacios y Vázquez-Selem, 1996). Lo cual nos llevó a pensar, al inicio de esta investigación, que estos glaciares se encontraban en *“un estado de retroceso acelerado”* debido a posibles condiciones climáticas extremas presentes en la zona. Por lo tanto, y como parte importante de esta investigación, se llevó cabo un nuevo Inventario Glaciológico de México, en el cual se revisarán y complementarán todos aquellos datos e información previamente documentada acerca de los cambios y variaciones de la superficie de los glaciares mexicanos. Inventario que está basado en los datos cartográficos, imágenes de satélite y fotos aéreas descritas en las tablas 2.4 y 2.5. Este nuevo inventario glaciológico fue desarrollado con base en los formatos establecidos por el Servicio Mundial de Monitoreo de Glaciares WGMS que es la institución mundial que se encarga de reportar la mayoría de los inventarios glaciológicos desarrollados en el mundo.

Más adelante veremos que el único error que se detectó al momento de elaborar este nuevo Inventario Glaciológico de México (IGM) está relacionado con los valores del límite y cobertura glacial en el Pico de Orizaba para 1959. Ya que el trabajo desarrollado por Lorenzo (1964) presentaba un error cartográfico en las delimitaciones hechas para los glaciares del Pico de Orizaba. Error que ya había sido reportado

en el trabajo de Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2013). Finalmente, todas estas investigaciones previas nos permitieron encontrar algunos de los principales puntos de atención que se necesitaban cubrir para la caracterización de la evolución y dinámica de los glaciares mexicanos. Puntos que estaban relacionados con:

- El volumen de los glaciares mexicanos
- La altitud de la línea de equilibrio (ELA)
- El balance de energía
- El balance de masa
- Las variaciones meteorológicas y climáticas

2.3. Base de datos cartográficos

La Tabla 2.4 muestra las imágenes de satélite (sensores ASTER y Landsat) y fotos aéreas utilizadas en esta investigación; clasificadas según la fecha y zona de interés. En esta tabla se muestran también la resolución espacial, escala, número de bandas y exactitud de las imágenes. Donde la exactitud es producto de la corrección geométrica y cartográfica hecha a las fotos aéreas e imágenes satelitales. La mayoría de éstas fueron corregidas en esta investigación, otras son imágenes o fotos adquiridas de las investigaciones previas documentadas en este trabajo. Por lo tanto, la columna de “Autor” hace referencia al autor y/o autores de cuyo trabajo se obtuvo la imagen corregida. Así, para el caso de las imágenes procesadas en esta investigación los autores se han definido como Cortés-Ramos y Delgado-Granados debido al trabajo conjunto realizado para la adquisición y procesamiento de muchas de las imágenes de este trabajo.

Es importante mencionar que la adquisición de fotografías aéreas a escalas mayores a 1:50,000 fue determinante para la correcta cuantificación del retroceso glacial

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.3. BASE DE DATOS CARTOGRÁFICOS

en el volcán Citlaltépetl. Ya que como veremos más adelante, si consideráramos como válidos todos los datos publicados en el trabajo de Lorenzo (1964), la magnitud del retroceso glacial en el Pico de Orizaba presentaría valores elevados. Implicando cambios climáticos extremos o variaciones altas en los principales parámetros meteorológicos para fomentar y acelerar el retroceso glacial sólo en esta zona. Por lo tanto, en esta investigación utilizamos la corrección hecha por Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015)¹ de la extensión glaciares del Pico de Orizaba para 1958. Las fotos aéreas del Pico de Orizaba para 1975 y 1995 fueron obtenidas a través del INEGI directamente en sus archivos aéreo-fotográficos INEGI (1975 y 1995). En cambio, la foto aérea de 1998 fue adquirida del catálogo aéreo-fotográfico de la SCT (SCT, 1998).

La exactitud de las imágenes o fotos aéreas procesadas y recopiladas en esta investigación está determinada por la corrección o preprocesamiento aplicado. Para el caso de las imágenes Landsat todas fueron adquiridas con la corrección geométrica y cartográfica del Nivel 1G. Por lo tanto, los valores de la exactitud horizontal definidos en la tabla 2.4 fueron obtenidos directamente del sitio web de Landsat (http://landsat.usgs.gov/Landsat_Processing_Details.php) y de los metadatos de las imágenes.

Para más información sobre las correcciones geométricas de las imágenes consulte: http://landsat.usgs.gov/geometric_accuracy.php, al cual se accedió por última vez el día 26 de enero de 2015.

Por otro lado, todas las imágenes del sensor ASTER y las fotos aéreas en esta investigación fueron corregidas mediante los procesos fotogramétricos descritos en las secciones 3.1.2.1 o 3.1.2.2 y cuya exactitud está indicada en la tabla 2.4. Sin embargo, es importante mencionar aquí que la exactitud vertical a la que nos referimos en la tabla 2.4 es la suma del error vertical del MDE de 2006, el cual es de ± 5 m(ver

¹Por cuestión de diseño y espacio en las tablas, esta referencia se ha simplificado de la forma CR & DG (2015)

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS
2.3. BASE DE DATOS CARTOGRÁFICOS

Fecha	Zona	Sensor	Resolución espacial	Resolución radiométrica	Exactitud Horizontal	Exactitud Vertical*	Autor
1958	Pico	CF (n/a)	n/a	Panorámica	n/a	± 20 m	CR & DG (2015)
25/05/1973	Pico	Landsat MISS	60 m	5 (0.5-1.1 μm)	± 100 m	± 40 m	ESTE TRABAJO
01/08/1975	Pico	CF (UAG-402)	1:50,000	Panorámica	± 7 m	± 10 m	ESTE TRABAJO
26/10/1989	Pico	Landsat MSS	60 m	5 (0.5-1.1 μm)	± 50 m	± 25 m	ESTE TRABAJO
01/01/1995	Pico	CF (n/a)	1:10,000	Panorámica	± 1 m	± 5 m	ESTE TRABAJO
01/09/1995	Pico	CF (LMK-2000)	1:75,000	Panorámica	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
01/12/1998	Pico	CF (UAGA-F)	1:25,000	Panorámica	± 5 m	± 10 m	ESTE TRABAJO
09/12/1999	Pico	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
06/09/2000	Pico	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
20/10/2001	Pico	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
29/03/2002	Pico	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
03/02/2003	Pico	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
09/03/2004	Pico	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
23/11/2005	Pico	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
15/03/2006	Pico	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
18/03/2007	Pico	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
26/12/2008	Pico	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
23/03/2009	Pico	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
20/10/2010	Pico	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
1945/1959	Izta	CF (n/a)	n/a	Panorámica	± 20 m	± 20 m	Lorenzo J. L. (1964); Cortés-Ramos y Delgado-Granados
15/03/1973	Izta	Landsat MISS	60 m	5 (0.5-1.1 μm)	± 100 m	± 40 m	ESTE TRABAJO
1982	Izta	Ortomapa	1:20,000	n/a	n/a	n/a	Delgado et al. (2005)
07/03/1989	Izta	Landsat MISS	60 m	5 (0.5-1.1 μm)	± 50 m	± 25 m	ESTE TRABAJO
27/12/1994	Izta	CF (n/a)	n/a	Panorámica	n/a	n/a	Schneider et al. (2008)
28/02/1995	Izta	Landsat TM	30 m	7 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
08/03/1998	Izta	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
11/03/1999	Izta	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
21/03/2000	Izta	Landsat ETM	30 m	8 (0.45-12.5 μm)	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
17/03/2001	Izta	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
23/11/2004	Izta	Trabajo de campo y Foto aérea de 1994	n/a	Panorámica	n/a	n/a	Schneider et al. (2008)
28/03/2005	Izta	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
15/03/2006	Izta	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	n/a	n/a	Schneider et al. (2008)
02/03/2007	Izta	ASTER	15 m	14 (0.52-11.65 μm)	± 40 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
30/03/2009	Izta	Landsat ETM	15 m	Panorámica	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
04/05/2010	Izta	Landsat ETM	15 m	Panorámica	± 30 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
05/06/2013	Izta	Landsat 8	15 m	Panorámica	± 12 m	± 20 m	ESTE TRABAJO
31/01/2014	Izta	Landsat 8	15 m	Panorámica	± 12 m	± 20 m	ESTE TRABAJO

Tabla 2.4: Datos cartográficos procesados y recopilados para el estudio de los glaciares mexicanos. Las zonas Pico, Izta, Popo, se refieren a los volcanes: Pico de Orizaba (Citlatépetl), Izaccihuatl y Popocatépetl, respectivamente. CF=Cámara Fotogramétrica. * La exactitud mostrada para la elevación esta determinada en función del error vertical del MDE escala 1:20,000.

**CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL
ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS
2.3. BASE DE DATOS CARTOGRÁFICOS**

Fecha	Zona	Sensor	Resolución/Escala	No. Bandas	Exactitud Horizontal	Exactitud Vertical*	Autor
1519	Popo	Geología	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1906	Popo	Geología	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1910	Popo	Geología	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1920	Popo	Geología	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1921	Popo	Geología	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1950	Popo	Geología	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1958	Popo	Fotos, mapas, altímetro	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1968	Popo	Altímetros	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
15/03/1973	Popo	Landsat MSS	60 m	5 (0.5-1.1 μm)	± 100 m	± 40 m	Cortés-Ramos J. y Delgado-Granados
1978	Popo	Altímetros	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
1982	Popo	Fotos, mapas, altímetro	n/a	n/a	n/a	n/a	Delgado-Granados (1997)
07/03/1989	Popo	Landsat MSS	60 m	5 (0.5-1.1 μm)	± 100 m	± 40 m	Cortés-Ramos J. y Delgado-Granados.
21/05/1996	Popo	CF (n/a)	n/a	Pancromática	± 2.6 m	± 2.7 m	Julio-Miranda et al. (2008)
16/03/1997	Popo	CF (n/a)	n/a	Pancromática	± 2.6 m	± 3.5 m	Julio-Miranda et al. (2008)
08/03/1998	Popo	CF (n/a)	n/a	Pancromática	n/a	n/a	Delgado-Granados et al. (2007)
02/02/1999	Popo	CF (n/a)	n/a	Pancromática	± 2.6 m	± 4.1 m	Julio-Miranda et al. (2008)
08/01/2000	Popo	CF (n/a)	n/a	Pancromática	± 2.6 m	± 3.9 m	Julio-Miranda et al. (2008)
21/02/2001	Popo	CF (n/a)	1:13,000	Pancromática	± 2.6 m	± 4.1 m	Julio-Miranda et al. (2008)

Tabla 2.5: Continuación Tabla 2.4

Fecha	Zona	Sensor	Resolución/Escala	Exactitud Horizontal	Exactitud Vertical	Autor
2006	Pico	Fotografías aéreas	1:20,000	± 3 m	± 5 m	SIGSA
2006	Izta-Popo	Fotografías aéreas	1:20,000	± 3 m	± 5 m	SIGSA
2000-2001	Pico	Radar	90 m	± 20 m	± 16 m	SRTM
2000-2001	Izta-Popo	Radar	90 m	± 20 m	± 16 m	SRTM
n/a	Izta-Popo	Fotografías aéreas	30 m	n/a	n/a	INEGI

Tabla 2.6: MDE utilizados en esta investigación

Sistemas de Información Geográfica S. A. (2006b)), más un error promedio de un píxel (± 15 m), el cual es atribuido al error de apreciación en el mapeo de las elevaciones dentro del Sistema de Información Geográfica (SIG) generado con estas imágenes. Lo cual significa que la exactitud vertical definida en esta sección es la exactitud asignada al valor de elevación en cada fecha. La tabla 2.6 muestra los MDE utilizados en esta investigación; éstos fueron usados para determinar tanto la posición altitudinal del frente glacial, como los cambios de elevación de la superficie y el volumen perdido en estas zonas.

Finalmente, con base en todas estas fotos aéreas, imágenes de satélite y MDE, adquiridos para esta investigación (Tablas 2.4, 2.5 y 2.6), se determinó de forma más detallada el retroceso glacial en México. Por lo que a partir de algunos resultados previos como: los datos geomorfológicos de los límites glaciales para el final de la pequeña edad de hielo (LIA; Palacios et al., 1999), los cálculos arrojados en el trabajo de Lorenzo (1964), y otros inventarios más recientes como los de Delgado-Granados (2007), Julio-Miranda et al. (2008), Schneider et al. (2008) o Cortés-Ramos & Delgado-Granados (2013), se desarrolló el nuevo Inventario Glaciológico de México. Este inventario se elaboró en el formato establecido por el Sistema de Monitoreo Mundial de Glaciares (WGMS), el cual fue adquirido directamente del sitio web del WGMS: <http://www.wgms.ch/datasub.html> (último acceso: 23 de mayo de 2014).

2.4. Bases de datos glaciológicos

Hasta la fecha no existe mediciones glaciológicas hechas sobre los glaciares mexicanos. Datos como la Altitud de la Línea de Equilibrio, la acumulación de nieve/hielo durante el invierno, la ablación de nieve o hielo al final del verano, la hipsometría de la superficie glacial, o el balance total de masa que incluye los balances de verano e invierno sobre algún punto de la superficie. Al respecto, Lorenzo (1964) describe

**CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL
ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS**
2.4. BASES DE DATOS GLACIOLÓGICOS

que en su trabajo glaciológico intentó medir algunos de los parámetros mencionados arriba, sin embargo, la gran tarea de documentar, describir y cartografiar a los tres sistemas glaciares en México requirió de tantos esfuerzos que únicamente consiguió medir algunos parámetros como la temperatura y altitud.

La mayoría de los estudios glaciológicos en el pasado estaban enfocados en la identificación geológica de estos cuerpos y sus vínculos con el paisaje actual. El estudio de las morrenas glaciales, las variaciones climáticas y paleo-mediciones fueron las principales herramientas para identificar los avances y retrocesos de estos cuerpos de hielo durante el Cuaternario. Según la información recopilada en el Primer Reporte Mexicano de Cambio Climático (Grupo de Trabajo 1, Capítulo 4, en proceso) fue en la época de los 70's y 80's que el alemán Klaus Heine comenzó investigaciones sobre la geomorfología glacial y periglacial en las montañas del centro de México. Estas investigaciones derivaron en una cronología de las oscilaciones climáticas en los últimos 40,000 años. Cronología que estuvo basada en la identificación de morrenas glaciales a partir de las cuales se infirió las posiciones de la ELA y de la isoterma 0°C en el pasado. Ejemplo de estas investigaciones son los trabajos de Heine (1973; 1988) o White (1981a; 1986) en los que se hacen comparaciones entre las variaciones de la ELA, las glaciaciones y el clima del Cuaternario tardío. Más recientemente, Vázquez-Selem y Heine (2011) emplean como apoyo el fechamiento con ^{36}Cl cosmogénico para hacer una cronología más precisa de la posición de la ELA en el volcán Iztaccíhuatl. Sin embargo, para el Pico de Orizaba no existe una cronología de la posición de la ELA, más bien, los estudios en esta zona han estado mayormente enfocados en el retroceso glacial a partir de la ubicación de las morrenas glaciales.

Por lo anterior, en esta investigación se intentó obtener gran parte de los parámetros glaciológicos hasta ahora inexistentes sobre los glaciares “modernos” de México². En la mayoría de los casos se utilizaron métodos indirectos o modelos computacionales que representaran de forma numérica las variaciones y magnitud de estos paráme-

²El término modernos hacer referencia a los glaciares que hoy en día perduran sobre la superficie terrestre. Pues en el pasado se formaron otros glaciares que actualmente están extintos

tros. El uso de las bases de datos meteorológicas, de los modelos físicos, numéricos, fotogramétricos y la implementación de un Sistema de Información Geográfica fueron la clave para obtener los parámetros desconocidos.

2.5. Datos meteorológicos

De acuerdo a la sección anterior, muchos de los estudios glaciológicos previos intentaron establecer la relación entre las variaciones climáticas y la evolución de los glaciares en México (e.j. Heine, 1973; 1988; White, 1981a; Vázquez-Selem y Heine, 2011). Estos lograron sus objetivos de una forma indirecta mediante métodos que aproximaban el valor de la posición de la isoterma °C para las diferentes etapas por las que han pasado los cuerpos glaciales en México. Sin embargo, en ninguno de estos trabajos se tiene un registro medido de este parámetro sobre o en los alrededores de los glaciares mexicanos. Es por esta razón, que uno de los principales propósitos planteados en esta investigación es el de recopilar los datos meteorológicos existentes hoy en día para México, los cuales sean útiles en el estudio de los glaciares mexicanos. No sólo como un registro de las variaciones de estos parámetros, sino también, como parámetros de entrada para la modelación del balance de energía y masa sobre la superficie del glaciar.

La recopilación de las principales bases de datos meteorológicos, útiles para esta investigación, es la base para identificar la distribución, disponibilidad, resolución y periodo de las mismas. Pues a partir de ello es posible establecer algunas recomendaciones que lleven a un monitoreo continuo y adecuado de todos estos parámetros. Ya que como lo veremos más adelante, una de las mayores dificultades presentadas a lo largo de esta investigación es la escasez de datos adecuados con los cuales poder modelar y medir la evolución de los glaciares mexicanos. Y no sólo por la dificultad de mantener en funcionamiento las estaciones meteorológicas en sitios cercanos a los glaciares, sino por el costo, infraestructura, densidad de estaciones y distancia

a ciudades cercanas que implicaría una red de estaciones meteorológicas como la implementada en los alrededores de los Alpes. Por otro lado, la calidad y disponibilidad de datos como los del re-análisis también está sujeta a la cantidad de estaciones meteorológicas de referencia que son la base de todos los modelos meteorológicos de pronóstico e interpolación con los que se generan estos datos. Sin ir más a fondo en este tema, ya que no es uno de los objetivos de este trabajo, nos restringiremos únicamente en la descripción de las bases de datos y los datos meteorológicos ocupados en gran parte de los análisis establecidos en esta investigación. Detallando principalmente la fuente, los modelos, la resolución espacial, la cobertura y el periodo temporal de estos datos; tomando en cuenta que la zona de mayor interés climático en esta investigación es justamente la zona del Pico de Orizaba.

2.5.1. Datos meteorológicos de Reanálisis

La dificultad que implica el mantener, re-instalar y recuperar las estaciones meteorológicas en la superficie del Glaciar Norte (Pico de Orizaba), así como la demora de los recursos físicos e infraestructura necesarias para las mismas, ha sido un problema complicado de resolver a lo largo de esta investigación. A la fecha, gran parte de los instrumentos de estas estaciones están en espera de ser renovados debido a las condiciones extremas y vandalismo a las que fueron sometidos. Sin embargo, como solución a este problema y como parte importante para la comprensión de las variaciones meteorológicas en la región, el uso de los datos de re-análisis de la NOAA arrojó grandes resultados acerca de las condiciones de temperatura, precipitación y humedad en y sobre los alrededores de los glaciares mexicanos.

Los datos de reanálisis son datos meteorológicos que describen el estado de la atmósfera en una malla regular de puntos a diferentes alturas, cubriendo toda o alguna región específica del planeta. Estos datos son obtenidos a partir de los datos meteorológicos (históricos y actuales) de estaciones disponibles y la simulación de estos con modelos meteorológicos generando una malla regular de datos. En la Tabla

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.5. DATOS METEOROLÓGICOS

2.7 se muestran todos los parámetros de reanálisis del NARR (North American Regional Reanalysis) y otras bases de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) que fueron adquiridos para esta investigación. De esta misma tabla es posible observar que muchos de estos datos presentan resoluciones de malla de 0.3° que cubren toda la República Mexicana y Norteamérica³. Dada esta resolución, en la mayoría de los casos, fue posible distinguir la zona del Pico de Orizaba de la zona cubierta por los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl. No así para los datos con una malla entre 2.5° y 5° de resolución, los cuales fueron empleados debido a su cobertura temporal y a la disponibilidad de los mismos, pero cubren de forma relativa la climatología de ambas regiones dentro de un solo punto.

Otro aspecto importante de esta tabla son las fuentes principales de los datos. Éstas hacen referencia al programa o institución de la cual fueron adquiridos los datos crudos. Por ejemplo, los datos de la NARR almacenan y analizan los datos meteorológicos provenientes de diferentes estaciones en México y Estados Unidos y Canadá, estos datos posteriormente son introducidos en modelos que permiten interpolar en una red regular de puntos los valores de dichas estaciones. Así, NARR es la institución que se encarga de calcular este tipo de datos de reanálisis que posteriormente son utilizados en climatología. Como la NARR existen otras instituciones las cuales se encargan de procesar los datos meteorológicos crudos y almacenarlos para diferentes usos en materia climática: el PREC (Precipitation Reconstruction), el NCEP (National Centers for Environmental Prediction), el NCAR (National Center for Atmospheric Research) o el GHCN (Global Historical Climatology Network) son un ejemplo de estas instituciones o programas que almacenan y procesan todos estos datos dentro del portal de la NOAA.

Dado que estos datos son procesados mediante modelos meteorológicos del clima, es importante hacer referencia a los trabajos y autores que detallan el uso de estos modelos y los resultados obtenidos con estos. Ya que de eso depende la calidad de

³ 1° de latitud-longitud mide aproximadamente 111.11 km

Datos Meteorológicos NOAA									
Parámetro	Estadística	Resolución temporal	Periodo	Fuente	Cita	Unidades	Nivel	Grid	Zona
Temperatura de superficie del mar	Anomalía	Diaria	1997, 1999, 2000, 2001, 2009, 2010	AVHRR	n/a	°C	Superficie	0,25°x0,25°	Pacífico, Golfo
Precipitación Total	Promedio	Mensual (observaciones individuales)	enero 1901-septiembre 2011	GPCC	Schneider et al. (2011)	mm	Superficie	1°x1°	México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl
Tasa de precipitación	Promedio	Mensual	enero 1979-diciembre 2014	NARR	Mesinger et al. (2006)	mm/día	Superficie	0,3°x0,3°	México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl
Tasa de precipitación	Anomalía	Mensual	enero 1948-marzo 2015	PREC	Chen et al. (2002)	mm/día	Superficie	2,5°x2,5°	México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl
Temperatura del aire	Promedio	Mensual (a partir de valores diarios)	enero 1979-diciembre 2014	NARR	Mesinger et al. (2006)	°K	Superficie	0,3°x0,3°	México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl
Temperatura del aire Tierra-Océano	Anomalía	Mensual	enero 1960-diciembre 2014	GHCN	Smith et al. (2008)	°C	Superficie	5°x5°	(Oceano-Tierra: México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl)
Temperatura del aire	Promedio	Mensual (a partir de observaciones c/3hr)	enero 1979-diciembre 2014	NARR	Mesinger et al. (2006)	°K	Múltiples niveles	0,3°x0,3°	México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl
Humedad relativa	Promedio	Mensual (a partir de observaciones c/3hr)	enero 1979-diciembre 2014	NARR	Mesinger et al. (2006)	%	2 m	0,3°x0,3°	México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl
Humedad relativa	Promedio	Mensual (a partir de observaciones 4x/día)	enero 1979-diciembre 2014	NARR_2	n/a	%	Múltiples niveles	2,5°x2,5°	México, Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl
Temperatura del aire	Obs. Individuales	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	°K	2 m	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo
Precipitación total acumulada	Total acumulado	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	mm	Superficie	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo
Flujo de radiación de onda corta	Promedio	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	W/m ²	Superficie	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo
Presión atmosférica	Obs. Individuales	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	milibares	Superficie	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo
Humedad relativa	Obs. Individuales	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	%	2 m	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo
Predicción de la cobertura total de nubes	Predicción	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	%	Superficie	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo
Velocidad del viento hacia el Este	Obs. Individuales	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	m/s	10 m	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo
Velocidad del viento hacia el Norte	Obs. Individuales	3 horas	1979-1989 y de 1999-2006	NARR	Mesinger et al. (2006)	m/s	10 m	0,3°x0,3°	Pico de Orizaba, Izta-Popo

Tabla 2.7: Bases de datos climáticos en malla del reanálisis.

los datos, la utilidad y resolución de los mismos. Así, en la tabla 2.7 se muestran también las citas de los principales autores o trabajos que detallan la base de datos correspondiente. Como ejemplo, si queremos conocer la descripción detallada de los datos de la NARR debemos referirnos al trabajo de Mesinger et al. (2006). No obstante, dado que es importante conocer un poco más a detalle la procedencia y característica de estos datos, a continuación haremos una breve descripción de cada uno de los parámetros adquiridos en las bases de datos de la NOAA.

Precipitación total mensual

La precipitación total mensual cubre un periodo tiempo de 1901 a septiembre de 2011 y esta basada en datos de control de calidad de 67,000 estaciones al rededor del mundo la cuales deben presentar registros con al menos 10 años de duración. Estos valores de precipitación total mensual son interpolados en mallas regulares de diferente resolución latitud/longitud (0.5°, 1° y 2.5°). De los datos en cada una de estas estaciones se calculan también los valores de anomalías de precipitación en el sitio, éstas son interpoladas y superpuestas a la climatología del Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) en la resolución correspondiente. De igual forma, es importante agradecer al GPCC por la facilidad de obtener estos datos de precipitation a través de la NOAA directamente de su sitio web <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

Temperatura, humedad relativa y precipitación

La temperatura de la superficie es generada por el NCEP mediante un modelo combinado de alta resolución suministrado con datos in-situ. Esta base de datos cubre un periodo de tiempo que va de 1979 al presente con resoluciones de 8-veces por día, diaria y mensual. Estos datos están distribuidos dentro de una malla regular de 32 km que abarca toda la región de Norteamérica. Todo esto como parte de los proyectos del NARR. En este proyecto se incluyen también parámetros como la precipitación total acumulada, la tasa de precipitación, la humedad relativa entre otros.

De forma análoga a la temperatura de la superficie del mar, la temperatura de superficie del terreno es la temperatura de radiación del terreno generada a partir de un modelo de la superficie de la tierra. Esta temperatura no es la misma que la temperatura de la capa superior del suelo ya que durante el día por lo general ésta es más grande que la temperatura del suelo y la temperatura del aire a 2 metros de la superficie. En este sentido, es necesario enfatizar la importancia de conocer este valor de la temperatura ya que gran parte de los cambios que ocurren en los glaciares se da principalmente en la interfaz superficie-atmósfera.

De igual forma, en este proyecto se procesan y determinan los valores de la humedad relativa y la temperatura en 29 niveles de presión: 1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 725, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 275, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100 (hPa). Sin embargo, dada la altitud a la que se encuentran los glaciares mexicanos, en esta investigación se han considerado como representativos únicamente a los niveles de *superficie* y de *500 hPa o 500 mbar* para el análisis de la climatología sobre estos glaciares.

Anomalía de la temperatura en superficie (Tierra-Océano)

La combinación tierra-aire-oceano de la anomalía de temperatura esta basada en los datos documentados por el GHCN de las temperaturas de la superficie de la tierra y en los datos de la temperatura de superficie del mar (SST) documentada por la International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS). Estas anomalías son procesadas mensualmente comenzando desde 1880 hasta el presente ya que en este periodo existe una congruencia en los datos analizados. Estos datos fueron adquiridos directamente del sitio web de la NOAA.

Al respecto, es importante comentar que actualmente existen datos de reanálisis regionales para México, los cuales son desarrollados en función de los datos de reanálisis del NARR y de los datos de las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Sin embargo, al momento de desarrollar este trabajo no fue posible implementar estos datos debido a que la base aún estaba en construc-

ción. Por lo tanto, sería importante establecer a futuro una climatología basada en la implementación de estos datos ya que permitiría realizar nuevos estudios en los que se consideren también los escenarios climáticos futuros de la región.

Anomalías de precipitación

Las anomalías de precipitación de la base de datos del PREC (Precipitation Reconstruction o Reconstrucción de las Precipitaciones) son el resultado de un análisis de la precipitación mensual construida a partir de una malla con resolución de 2.5° latitud/longitud y de cobertura global en el periodo que va de 1948 al presente. Para los datos sobre el continente, estos fueron calculados mediante una óptima interpolación de los valores de precipitación de más de 17,000 estaciones colectadas por el National Climatic Data Center (NCDC) y el Climate Prediction Center (CPC) de la NOAA, en sus bases de datos del GHCN y del CAMS (Climate Anomaly Monitoring System) respectivamente.

Anomalías de la temperatura del mar (SST)

Las anomalías de temperatura de la superficie del mar (SST, por sus siglas en Inglés) producidas por la NOAA son el resultado de modelos de Óptima Interpolación que arrojan los datos en mallas regulares de alta resolución (0.25° latitud/longitud). Su resolución temporal es de un día y gran parte de los datos crudos de la SST provienen directamente del sensor satelital AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Estos datos crudos cubren un periodo temporal de 1981 al presente, pero en nuestro caso, sólo nos enfocamos en los años donde las señales intensas de los fenómenos del Niño y La Niña coincidieran con los eventos extremos de precipitación y temperatura que se hayan presentado en los últimos años. Esta selección se basa en una de las premisas establecidas al principio de la investigación en la cual se establece la posible relación entre estos eventos extremos y la presencia de los fenómenos de El Niño y La Niña. Adicionalmente, se seleccionaron sólo aquellas fechas en donde los eventos extremos pudieran ser corroborados mediante imágenes de satélite o fotos aéreas en nuestra zona de interés. Todos los datos de

SST del sensor AVHRR son complementados y calibrados con mediciones in-situ de la temperatura del mar adquiridas mediante boyas o barcos de monitoreo. Con respecto a los modelos de óptima interpolación es necesario referirse al trabajo de Reynolds et al. (2007) para mayor detalle al respecto.

Datos NARR, resolución 3 hrs.

Los datos del NARR con resolución temporal de 3 horas (8 muestras por día) son una extensión del proyecto de reanálisis global del NCEP que corre sobre toda la región de Norteamérica. Estos datos son obtenidos mediante modelos de alta resolución los cuales interpolan los datos asimilados de estaciones en tierra en una malla regular de 32 km. Estos datos están disponibles para los años entre 1979 y 2006. Estos también están disponibles para 29 niveles de presión en la atmósfera, sin embargo, en este trabajo únicamente nos enfocaremos en los valores a nivel de superficie y 2 metros para el caso de la temperatura y la humedad relativa. En este sentido, los parámetros meteorológicos de esta base de datos adquiridos específicamente para la modelación del balance de masa y energía sobre la superficie de los glaciares mexicanos fueron los siguientes: temperatura del aire a 2 m, humedad relativa a 2 m, precipitación acumulada a nivel de superficie, flujo de radiación de onda corta en superficie, presión atmosférica a 500 mbar, cobertura de nubes, velocidad y dirección del viento a 10 m.

2.5.2. Datos meteorológicos del Servicio Meteorológico Nacional-SMN

Los datos meteorológicos del SMN (Tabla 2.8) son adquiridos mediante dos tipos de redes de monitoreo: a) la red de Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMA) y b) la red de Estaciones Sinópticas Meteorológicas (ESIME), las cuales están distribuidas por todo el territorio Mexicano. Las primeras son un conjunto de dispositivos electrónicos y mecánicos que realizan las mediciones de las varia-

bles meteorológicas de forma automática y numérica. Las segundas son un conjunto de dispositivos eléctricos que realizan mediciones de las variables meteorológicas de manera automática enviando un mensaje sinóptico cada tres horas con el fin de ir formando una gran base de datos meteorológicos. Este tipo de estaciones se ubican exclusivamente dentro de los observatorios meteorológicos de México. En cambio, dado que las EMAs están conformadas por un conjunto de sensores que registran y transmiten la información meteorológica via satélite desde el sitio en que están instaladas hacia el centro de almacenamiento, éstas pueden ser implementadas en cualquier lugar estratégico haciendo promedios de 10 minutos para cada variable instrumentada. Durante el día, éstos datos son enviados en intervalos de 1 a 3 horas en cada estación.

Por otro lado, los mensajes sinópticos son reportes que se generan simultáneamente en cada uno de los observatorios y cada 3 horas codificando la información meteorológica en tiempo real y del pasado. Actualmente esta red cuenta sólo con 30 estaciones distribuidas en todo el país, y al igual que las EMAs, ambas se rigen por el Tiempo Universal Coordinado (UTC).

2.5.3. Datos meteorológicos de la estación Glaciar

Finalmente, una buena parte de los análisis hechos en esta investigación se realizó a partir de la información meteorológica de las estaciones ubicadas sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Esta estación registró muy buenos datos entre septiembre de 2006 y septiembre de 2009; sin embargo, las condiciones en la Alta Montaña y el vandalismo ocasional han impedido que exista un monitoreo continuo de las variables meteorológicas en esa estación y por lo tanto registros meteorológicos a más largo plazo. Estas estaciones son estaciones de registro y transmisión automática de datos y comúnmente en la literatura se les denomina como Estaciones Meteorológicas Automáticas o AWS (por sus siglas en inglés). Por convención, en este trabajo nos referiremos a ellas como AWS para evitar confusiones

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS

2.5. DATOS METEOROLÓGICOS

con las EMAs del SMN.

Al principio, estas estaciones transmitían la información meteorológica via satélite a través del satélite GOES. En años recientes, la adquisición de datos se dio únicamente in-situ mediante la extracción e intercambio de las tarjetas de memoria en las cuales se guardaban los valores promedio, máximo y mínimo de todas las variables para cada 30 minutos y para cada día. La adquisición de datos cada 30 min. y cada día fue programada previo a esta investigación, sin embargo, para los fines de la misma la resolución diaria es suficiente. Los parámetros meteorológicos registrados en la estación Glaciar están definidos en la Tabla 2.9; mientras que la descripción detallada de cada uno de los instrumentos que componen a la misma puede verse directamente de la Tabla 2.10.

Durante el periodo de funcionalidad de la AWS-Glaciar se presentaron algunos eventos extremos que afectaron el buen funcionamiento de la misma. Eventos que de forma indirecta nos hablan del tipo de condiciones climáticas que ocurren sobre la superficie del glaciar. Por ejemplo, el 29 de septiembre del 2010 gracias a una campaña de mantenimiento y recolección de datos nos pudimos percatar de las condiciones de congelamiento a las que estos sensores están expuestos. Para ese día, la acumulación y condensación excesiva de agua super-enfriada sobre los componentes de la AWS hizo que esta estación se cubriera casi por completo de una capa considerable de hielo, impidiendo así el correcto funcionamiento de la misma. Esta capa de hielo, como puede verse en la Figura 2.3, indica las condiciones extremas de temperatura, humedad y viento que pueden darse sobre la superficie de estos glaciares; sin olvidar que estas condiciones podrían estar acompañadas de fuertes nevadas o precipitaciones en la zona. Por lo tanto, dada la climatología de la precipitación que hay México para los meses de Julio, agosto y septiembre podemos pensar que bajo ciertas circunstancias estos meses funcionarían como una especie de temporada de acumulación y recarga de material glacial sobre la superficie.

A pesar de esto, la calidad de los datos de la estación Glaciar es optima para to-

**CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL
ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS**
2.5. DATOS METEOROLÓGICOS

dos los análisis climáticos desarrollados en esta investigación y que se irán mostrando más adelante. Cabe mencionar que el único sensor que desde el inicio presentó problemas técnicos en su funcionamiento era el sensor de precipitación líquida/sólida en la superficie. Por lo tanto, debido a los grandes huecos de información presentes en la serie de tiempo de esta variable decidimos no incluir dichos valores en los análisis hechos en este trabajo. Por el contrario, la calidad y practicidad de los datos de precipitación del reanálisis fue la base para el análisis de las tendencias de la precipitación sobre los glaciares de México.

Datos meteorológicos del Servicio Meteorológico Nacional-SMN								
Parámetro	Estadística	Resolución temporal	Periodo	Fuente	Unidades	Nivel	Grid	Zona
Temperatura del aire	Promedio, Máximo, Mínimo	Diaria (a partir de observaciones c/10min)	29/05/1999-31/03/2011* y 13/02/2008-31/03/2011**	EMA	°C	2 m	Puntual	*Universidad Tecnológica de Tecamachalco; **Parque Izta-Popo
Humedad relativa	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/10min)	29/05/1999-31/03/2011* y 13/02/2008-31/03/2011**	EMA	%	2 m	Puntual	*Universidad Tecnológica de Tecamachalco; **Parque Izta-Popo
Precipitación	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/10min)	29/05/1999-31/03/2011* y 13/02/2008-31/03/2011**	EMA	mm/día	Superficie	Puntual	*Universidad Tecnológica de Tecamachalco; **Parque Izta-Popo
Radiación solar global	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/10min)	29/05/1999-31/03/2011* y 13/02/2008-31/03/2011**	EMA	W/m ²	Superficie	Puntual	*Universidad Tecnológica de Tecamachalco; **Parque Izta-Popo
Temperatura del aire	Promedio, Máximo, Mínimo	Diario (a partir de observaciones c/3hrs)	01/03/1989-31/12/2012	ESIME	°C	2 m	Puntual	Puebla
Precipitación	Promedio	Diario (a partir de observaciones c/3hrs)	01/03/1989-31/12/2012	ESIME	mm/día	Superficie	Puntual	Puebla
Radiación solar global total	Total acumulado	Diario (a partir de observaciones c/3hrs)	01/03/1989-31/12/2012	ESIME	W/m ²	Superficie	Puntual	Puebla

Tabla 2.8: Información meteorológica SMN.

Datos meteorológicos sobre la superficie del Pico de Orizaba								
Parámetro	Estadística	Resolución temporal	Periodo	Fuente	Unidades	Nivel	Grid	Zona
Temperatura del aire	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-18/01/2010	AWS-Glaciari	°C	2 m	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Humedad relativa	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-17/01/2010	AWS-Glaciari	%	2 m	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Precipitación	Total acumulado	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-18/01/2010	AWS-Glaciari	mm	Superficie	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Presión atmosférica	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-18/01/2010	AWS-Glaciari	hPa	5,131 m.s.n.m	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Velocidad del viento	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-14/01/2010	AWS-Glaciari	m/s	2 m	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Dirección del viento	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-14/01/2010	AWS-Glaciari	Grados (°)	2 m	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Radiación Neta	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-15/10/2009	AWS-Glaciari	W/m ²	Superficie	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Temperatura del suelo	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-27/08/2010	AWS-Glaciari	°C	Sub-superficie	Puntual	19.039455 N, 97.272626 O
Distancia a la superficie	Promedio	Diaria (a partir de observaciones c/30min)	19/09/2006-27/08/2010	AWS-Glaciari	cm		Puntual	19.039455 N, 97.272626 O

Tabla 2.9: Variables meteorológicas medidas sobre el Glaciari Norte

**CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL
ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS**
2.5. DATOS METEOROLÓGICOS

INSTRUMENTOS DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS EN EL PICO DE ORIZABA		
Sensor-Modelo	Descripción	Observaciones
Temperature/RH Probe. Modelo HMP50-L17, Vaisala	Mide la temperatura del aire y la humedad relativa en el ambiente	Escarcha en la cubierta que impide el flujo adecuado de aire.
Temperature Probe (-35 to +50°C), 5m. Modelo107, Campbell	Mide la temperatura de la superficie de hielo/nieve	Ruido en la señal y pérdida física.
Digital Barometer. Modelo PTB210B, Vaisala	Medidor de la presión atmosférica	Escarcha en la cubierta SPH10
Kipp & Zonen 4-Component Net Radiation, 10m cable. Modelo CNR4	Medidor de radiación neta, radiación de onda corta y larga. (4 componentes radiativas)	Aún no se ha instalado
Net Radiometer. Modelo NR-Lite, Campbell	Sensor de radiación neta	Escarcha en el sensor.
Young wind sentry set. Modelo 03001 – 5, Campbell	Mide la dirección y velocidad del viento	Congelamiento
Tipping Bucket Rain Gauge. Modelo TE525, Campbell	Mide y capta la precipitación líquida	Problemas con el congelamiento y evaporación de la precipitación sólida. Sistema anticongelante insuficiente.
Sonic Ranging Sensor. Modelo SR50, Campbell	Mide distancia a la superficie (hielo/nieve)	Escarcha en el sensor.
Multi-weather Sensors (wind speed and direction, liquid precipitation, barometric pressure, temperature, and relative humidity) . Modelo WXT520, Vaisala	Sensor meteorológico multiparamétrico.	Congelamiento
Datalogger. Modelo CR-1000, Campbell	Datalogger multipropósito para monitorización y control	Sensible a las descargas eléctricas aún con pararrayos instalado.
Precipitation Adapter. Modelo CS705, Campbell	Adaptador de precipitación para medir lluvia y/o nieve. (Sistema Anticongelante).	Evaporación de la precipitación sólida.
Static Pressure head. Modelo SPH10	Cubierta para medidor de presión atmosférica	Sensible a la escarcha
Crossarm w/one CM220 mounting kit, 2ft, Campbell. Modelo CM202	Soporte de sensores	Presentó vandalismo
RM Young 6-Plate Gill Solar Radiation Shield. Modelo 41303–5A	Parrilla protectora de la radiación solar para sensor HMP50-L17	Sensible a la escarcha
Right Angle Mounting kit, Campbell. Modelo CM220	Soporte de sensores	Presentó vandalismo

Tabla 2.10: Variables meteorológicas medidas sobre el Glaciar Norte

CAPÍTULO 2. CONSIDERACIONES PRELIMINARES PARA EL
ESTUDIO DE LOS GLACIARES MEXICANOS
2.5. DATOS METEOROLÓGICOS



Figura 2.3: Condiciones extremas sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Fotos tomadas el 29 de septiembre de 2010 por José Manuel Álvarez Nieves como parte de las campañas de campo para el mantenimiento y recolección de datos de la estación Glaciar.

Capítulo 3

METODOLOGÍA

Una investigación integral acerca del retroceso, evolución y dinámica de los glaciares mexicanos requiere cubrir gran parte de los vacíos en la información y conocimiento de estos sistemas. Esto hace necesario emplear diferentes métodos y técnicas con las cuales desarrollar una metodología de adquisición y generación de conocimiento que cubra con los objetivos planteados. El siguiente capítulo pretende desarrollar de forma sencilla y clara los métodos con los cuales se obtuvieron todos los resultados, comparaciones, discusiones y análisis establecidos en esta investigación. Todo con un doble objetivo, que el lector cuente con una guía que le permita continuar los estudios glaciológicos en México, conociendo de antemano las dificultades técnicas que implica el monitorear, estudiar y analizar a los glaciares en México. Lo que esta investigación también pretende es dejar la puerta abierta a nuevas investigaciones que mejoren y complementen el conocimiento de la criósfera en México. Utilizando otro tipo de métodos geofísicos y climáticos que permitan cuantificar y caracterizar la evolución, contexto, entorno y relación de estos sistemas con el medio ambiente y otros fenómenos naturales.

Este capítulo estará dividido en secciones enfocadas en cada uno de los problemas y metas propuestas en el planteamiento de esta investigación. La sección 3.1



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.

describirá los métodos utilizados para determinar de forma cuantitativa los cambios físicos de la superficie glacial en México: área, longitud, elevación, espesor y volumen de la cobertura glacial. Posteriormente se presentará la forma de pre-procesar la información meteorológica para la obtención de la climatología y variabilidad de los principales parámetros meteorológicos involucrados en la dinámica de un glaciar (sección 3.2). Al respecto, en el Anexo B se desarrollarán algunos de los algoritmos implementados principalmente para el procesamiento espacial y temporal de los datos de reanálisis y de las estaciones meteorológicas utilizadas en la investigación.

En la sección 3.3 se muestra la forma en que se determinó la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA, por sus siglas en inglés) para las zonas glaciales del Popocatepetl y Pico de Orizaba. Estableciendo los parámetros y condiciones necesarias para la implementación de los métodos disponibles para el cálculo de la posición de la línea de equilibrio. Se mostrará también la forma en que se obtuvo la información hipsométrica de ambos glaciares. Con esta sección, damos paso al desarrollo de los balances de energía y masa sobre las superficies glaciares en los volcanes Iztaccíhuatl y Citlaltépetl (Pico de Orizaba). Balances que serán establecidos a lo largo de las secciones 3.4 y 3.5 en las cuales se definirán los puntos más importantes en la determinación de ambos balances: métodos teóricos y numéricos, climatología local, datos disponibles, estaciones meteorológicas utilizadas y periodos de estudio.

Cabe señalar que todos los métodos desarrollados a continuación constituyen la parte medular de la investigación, pues representan las herramientas de apoyo utilizadas en alguno de los objetivos planteados al inicio de este trabajo, sin embargo no son el propósito de la misma. El verdadero fin de este trabajo es generar nuevo conocimiento acerca del comportamiento y evolución de los glaciares mexicanos dentro de un contexto climático y glaciológico de la región.

3.1. Determinación de los cambios físicos en el retroceso glacial en México

Dentro de un contexto de retroceso glacial, plenamente documentado por autores como Delgado Granados (2007), Palacios, D. y Vázquez-Selem, L. (1996) o Cortés-Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2013), la superficie de los glaciares va presentando fuertes cambios que cada vez son más evidentes al monitoreo remoto de los mismos. Estos cambios se ven reflejados principalmente en la disminución del área, volumen y espesor glacial, así como también en el retroceso del frente glacial y la pérdida de masa de los mismos. Aunque los cambios de masa se agrupan dentro de los cambios glaciológicos de la superficie de un glaciar, este parámetro muchas veces se deduce a partir de cantidades físicas medibles como el volumen y la densidad del hielo glacial. En esta sección nos enfocaremos únicamente en determinar las principales variables físicas de la superficie glacial a partir de los métodos indirectos de la fotogrametría, percepción remota y el uso de Sistemas de Información Geográfica. Para esto se emplearán las imágenes, fotos aéreas y MDE mostrados en la sección anterior. Así, todos estos parámetros físicos acerca de la evolución glacial en México serán incluidos dentro del nuevo IGM el cual, a final de cuentas, representa una síntesis de la evolución y estado actual de los glaciares mexicanos que es importante incluir dentro del contexto global de los glaciares de montaña.

Por lo tanto, esta sección se dividirá en diferentes apartados correspondientes a cada una de las variables físicas a determinar en esta investigación. Todo con la intención de separar adecuadamente cada uno de los métodos empleados y cada uso particular de las fuentes cartográficas adquiridas. Principalmente al considerar que cada lector tiene un interés particular en cada uno de los parámetros y métodos que se enuncian a continuación:

1. Cálculo de los cambios del frente glacial

2. Cálculo de los cambios en la extensión glacial
3. Cálculo del volumen y espesor de la cubierta glacial

A partir de lo anterior fue como se procesó, corrigió y analizó toda la información cartográfica sintetizada en las tablas 2.4, 2.5 y 2.6. Considerando que en ocasiones tanto los métodos fotogramétricos, como de percepción remota y el uso de SIG se ven limitados por la falta de información continua y la compleja topografía de las zonas de estudio. Ya que áreas como las del Pico de Orizaba y el Izta-Popo donde la topografía, dimension de la cobertura glacial, el exceso de nieve, nubosidad y las condiciones atmosféricas dificultan el uso y eficiencia de las fotos aéreas o imágenes de satélite para determinar todos estos cambios. En particular, la interferometría de radar parecía ser uno de los métodos explorados con mayor posibilidad de éxito en cuanto al cálculo de las variaciones espaciales de estos cuerpos. Sin embargo, lo complejo de la técnica, la topografía de los sitios, las dimensiones de los glaciares, la humedad en el ambiente y la escasez de imágenes de radar en la zona hizo imposible la implementación de esta técnica. Un claro ejemplo del reto que significa la implementación de la interferometría de radar en este tipo de topografía es el trabajo de Yan et al. (2012) el cual se recomienda leer si existe interés de aplicar esta herramienta en el monitoreo de regiones montañosas como las del centro de México.

3.1.1. Cálculo de los cambios del frente glacial

El frente de un glaciar se refiere al límite inferior del mismo o de alguna de sus lenguas alcanzando la altitud más baja de todo el cuerpo de hielo. De esta forma, la altitud del frente glacial es una variable física que refleja el retroceso o avance de un glaciar a lo largo del tiempo. Esta altitud representa de forma indirecta las variaciones de temperatura, humedad, precipitación y congesta que hacen posible la existencia de hielo en altitudes bajas. Por lo general, un glaciar en retroceso está

caracterizado por temperaturas por encima de los 0°C en las partes más bajas (frente glacial), escasa precipitación sólida y poca acumulación de material sobre el glaciar (congesta), mayor flujo de calor sobre la superficie y altos índices de ablación en las zonas bajas. Así, conforme el frente del glaciar comienza a retroceder hacia altitudes mayores estos procesos se acentúan sobre toda la superficie llevando a una eventual extinción del glaciar.

Dado que el frente glacial únicamente representa la altitud mínima de todo el cuerpo de hielo, la forma de determinarlo es ubicando la parte más baja del glaciar mediante la visualización y superposición del contorno del glaciar sobre un MDE de la zona, el cual nos dará los valores altitudinales de este contorno. Como se puede ver en la figura 3.1, la lengua glacial de Jamapa para 1975 era evidentemente la lengua glacial más larga de todas las lenguas glaciales en el volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba), y por la geometría cónica de este volcán, esta alcanzaba las menores altitudes del resto de las lenguas glaciales en esta zona. Pues si nos fijamos bien en la cota de los 4,700 m.s.n.m. (líneas azules) es claro que la única lengua glacial que se extiende hasta esa altitud es la lengua de Jamapa, la cual para 1958 está próxima a los 4,600 m.s.n.m.

La figura 3.1 nos muestra que para conocer la posición del frente glacial únicamente son necesarias las curvas de nivel sobre la superficie (obtenidas a partir del MDE de la zona) y la cobertura del glaciar para una fecha dada. A partir de estas capas de información es posible conformar un SIG en el cual determinar la altitud más baja de cada una de las lenguas, y por lo tanto, encontrar la altitud más baja a la cual se extiende el glaciar en dicha fecha. La cobertura del glaciar, se puede determinar a partir de las imágenes de satélite y fotos aéreas de la zona. Ambos procesos fueron desarrollados dentro de un mismo SIG y mediante el software ArcGIS 10.1.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

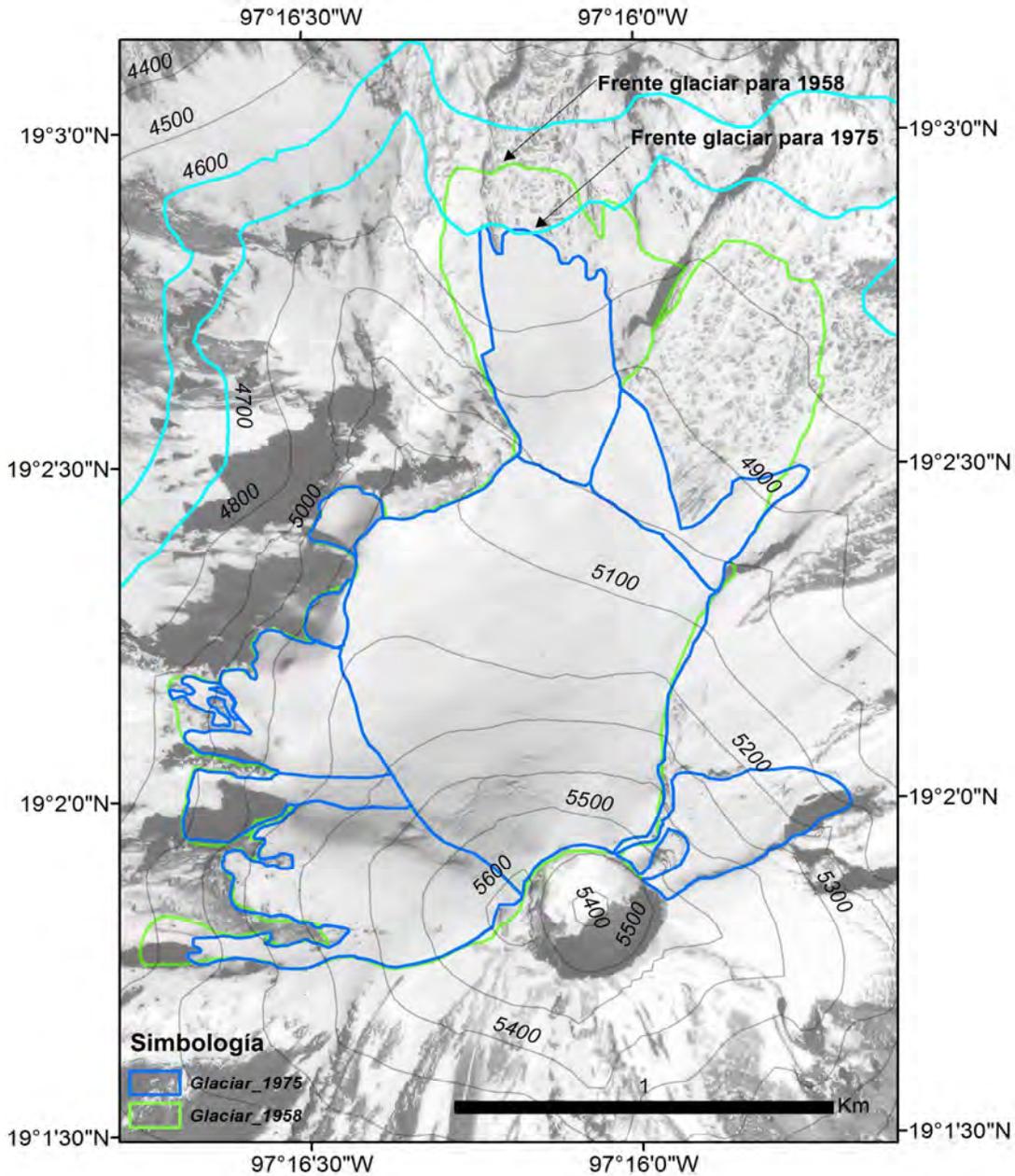


Figura 3.1: Identificación del frente glaciar para 1958 y 1975. La orto-foto de fondo es de 1975

No obstante, es importante recalcar que para obtener con mayor exactitud la altitud del frente glacial, es necesaria la implementación de MDE de mayor resolución o la medición in-situ de dicha altitud a partir de instrumentos más precisos como los barómetros, altímetros o GPS de alta precisión una vez que la zona haya sido plenamente identificada.

3.1.2. Cálculo de los cambios en la extensión glacial

La variación de la cobertura glacial está determinada a partir de la identificación de la extensión de los glaciares en diferentes fechas a lo largo del tiempo. Tal identificación es un poco más fácil gracias a las herramientas que actualmente proporciona la percepción remota. Por lo que únicamente es necesario contar con diferentes fuentes de información geográfica que nos permitan medir las dimensiones del área glacial y con esto determinar sus límites. Esta información puede provenir de: datos de GPS, fotos aéreas, imágenes de satélite, imágenes de radar o imágenes LIDAR (Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging). El procesamiento de estos datos se puede llevar a cabo mediante el uso de softwares especializados como ENVI+IDL o PCI-Geomatica, los cuales cuentan con rutinas pre-establecidas que permiten la corrección geométrica y geográfica de estos datos. Una vez procesados, todos estos datos permiten implementar SIG con los cuales establecer las relaciones y mediciones espaciales de nuestro interés. En conjunto, datos, software y herramientas conforman lo que actualmente conocemos como “geo-informática”.

Así, el uso adecuado de todos estos datos y la correcta interpretación de los mismos dan forma a una metodología con la cual visualizar y/o detectar las zonas cubiertas por glaciares, en particular, las zonas de montaña en donde la topografía y el difícil acceso a la zona complicarían la implementación de otro tipo de técnicas geodésicas. Por lo tanto, en este trabajo aplicamos de una manera sencilla el procesamiento de imágenes de satélite y fotografías aéreas para tener imágenes geométrica

y cartográficamente corregidas con las cuales poder detectar, visualizar o resaltar la superficie glacial sobre los volcanes: Citlaltépetl, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Una vez detectada esta cobertura, el mapeo de la extensión glacial se desarrolló dentro de un SIG con la finalidad de almacenar y manejar toda la información geográfica de los glaciares mexicanos.

A continuación iremos detallando cada uno de los pasos a seguir para el mapeo y cálculo de la extensión glacial de los glaciares en México, haciendo énfasis únicamente en los procesos cartográficos involucrados en cada uno de estos pasos. Por otro lado, los conceptos teóricos que constituyen cada uno de estos pasos de la metodología se desarrollaran con un poco más de detalle en el Apéndice C a fin de que el lector tenga a la mano un marco teórico de las herramientas utilizadas en esta investigación.

3.1.2.1. Corrección geométrica del material fotográfico

Determinar la extensión de la cobertura glacial a partir de un catálogo de fotos aéreas no es una tarea fácil. Tal y como lo podemos ver en el Apéndice C, la fotogrametría digital es la mejor herramienta para el análisis y corrección geométrica de estas fotografías. Ya que sin una proyección y coordenadas geográficas bien definidas en estas imágenes no podrían establecerse mediciones ni combinarse entre sí para un análisis multi-temporal. Por lo tanto, la foto-interpretación sólo tiene sentido si tenemos fotos aéreas geoméricamente corregidas y geo-referenciadas cuya proyección a un MDE nos lleva a obtener orto-fotos del terreno con las cuales determinar el área geométrica de un glaciar, sus límites y rasgos geomorfológicos.

Así, en esta investigación se corrigieron geoméricamente todas las fotos aéreas adquiridas para la zona del Pico de Orizaba, ya que el resto de las fotografías habían sido previamente corregidas en los trabajos referidos en las Tablas 2.4 y 2.5. En nuestro caso, estas correcciones fueron hechas utilizando como base topográfica el MDE de SIGSA definido en la Tabla 2.6). Dicho modelo fue seleccionado en función de la escala que presentaban la mayoría de las fotografías aéreas de nuestro catálogo.

Es decir, este MDE escala 1:20,000 era el modelo digital del terreno que mejor se ajustaba a la escala de las fotos y por lo tanto el resultado de la corrección geométrica estaría a una resolución similar a la de las fuentes (véase Tabla 2.4).

De todo el proceso de corrección geométrica, la primera parte consistió en la búsqueda de información referente al tipo de cámara, modelo, lente, distancia focal del lente y posición de las marcas fiduciales que determinan la geometría de cada una de las fotografías. Posterior a esto es donde en verdad comienza el proceso de corrección geométrica y geo-referenciación al que comúnmente se le denomina *orto-rectificación*. Ya que las fotos adquiridas eran tan antiguas que carecían de un metadatos en el cual encontrar la información antes mencionada.

Las fotos aéreas orto-rectificadas en esta investigación fueron tomadas el 1 de Agosto de 1975, el 1 de Septiembre de 1995 y el 1 de Diciembre de 1998; éstas se muestran en su forma original en la Figura 3.2. Por otro lado, como parte del catálogo de imágenes en esta investigación y como material de apoyo para el proceso de orto-rectificación de las fotografías aéreas, se contó también con una orto-foto del 1 de Enero de 1995 la cual fue creada dentro del “*Proyecto México*” desarrollado por Sistemas de Información Geográfica S. A. (2006a) (Figura 3.2c). Finalmente, todas estas imágenes fueron adquiridas directamente del catálogo de fotografías aéreas del Dr. Hugo Delgado-Granados, quien facilitó el uso y digitalización de las mismas para esta investigación.

Esta digitalización se realizó con una resolución de 600 dpi utilizando un escáner de cama plana de la marca y modelo: Epson 836-XL. Una vez digitalizadas, estas imágenes fueron procesadas con el módulo *OrthoEngine* del software fotogramétrico **PCI Geomatica** en su versión 10.0. Este módulo resuelve cada uno de los pasos necesarios para la orto-rectificación de las fotos aéreas. Comenzando con una corrección de la distorsión de la imagen debida al lente de la cámara, la curvatura de la tierra, la refracción de la luz, la inclinación y movimiento de la cámara durante el vuelo fotogramétrico, y los efectos del relieve (Welch, R. y Jordan, T. R. (1996a);

Welch, R. y Jordan, T. R. (1996b)). Por lo anterior es importante remover la distorsión geométrica de las fotos y establecer en éstas una escala de trabajo (Welch, R. y Jordan, T. R. (1996b)). Para resolver esto, el módulo de OrthoEngine emplea como parámetros de entrada la distancia focal de la cámara y las marcas *fiduciales* impresas en los bordes de cada fotografía (Figura 3.2, círculos en verde), corrigiendo así las distorsiones mencionadas. Estos datos son justamente la información que ya se había recopilado como primer paso para la orto-rectificación de las imágenes.

Por lo tanto, a continuación describiremos brevemente los principales metadatos de cada una de las fotografías aéreas orto-rectificadas en esta investigación, ya que estos fueron primordiales durante el proceso de corrección geométrica de las mismas.

Fotografía Aérea, 1975

Fecha: 1 de Agosto de 1975. Escala: 1:50,000. Fuente: Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). Camara: Wild Lens Cone. Tipo de Lente: UAG-402. Distancia Focal: 152.25 mm. Marcas fiduciales: 4. Tamaño de píxel: 2.09 m.

Fotografía Aérea, 1995

Fecha: 1 de Septiembre de 1995. Escala: 1:75,000. Fuente: INEGI. Camara: LMK 2000. Tipo de Lente: n/a. Distancia Focal: 152.16 mm. Marcas fiduciales: 8. Tamaño de píxel: 3 m.

Fotografía Aérea, 1998

Fecha: 1 de Diciembre de 1998. Escala: 1:25,000. Fuente: Secretaria de Comunicaciones y Transportes. Camara: RC20. Tipo de Lente: 15/4 UAGA-F. Distancia Focal: 152.97 mm. Marcas fiduciales: 8. Tamaño de píxel: 1.058 m.

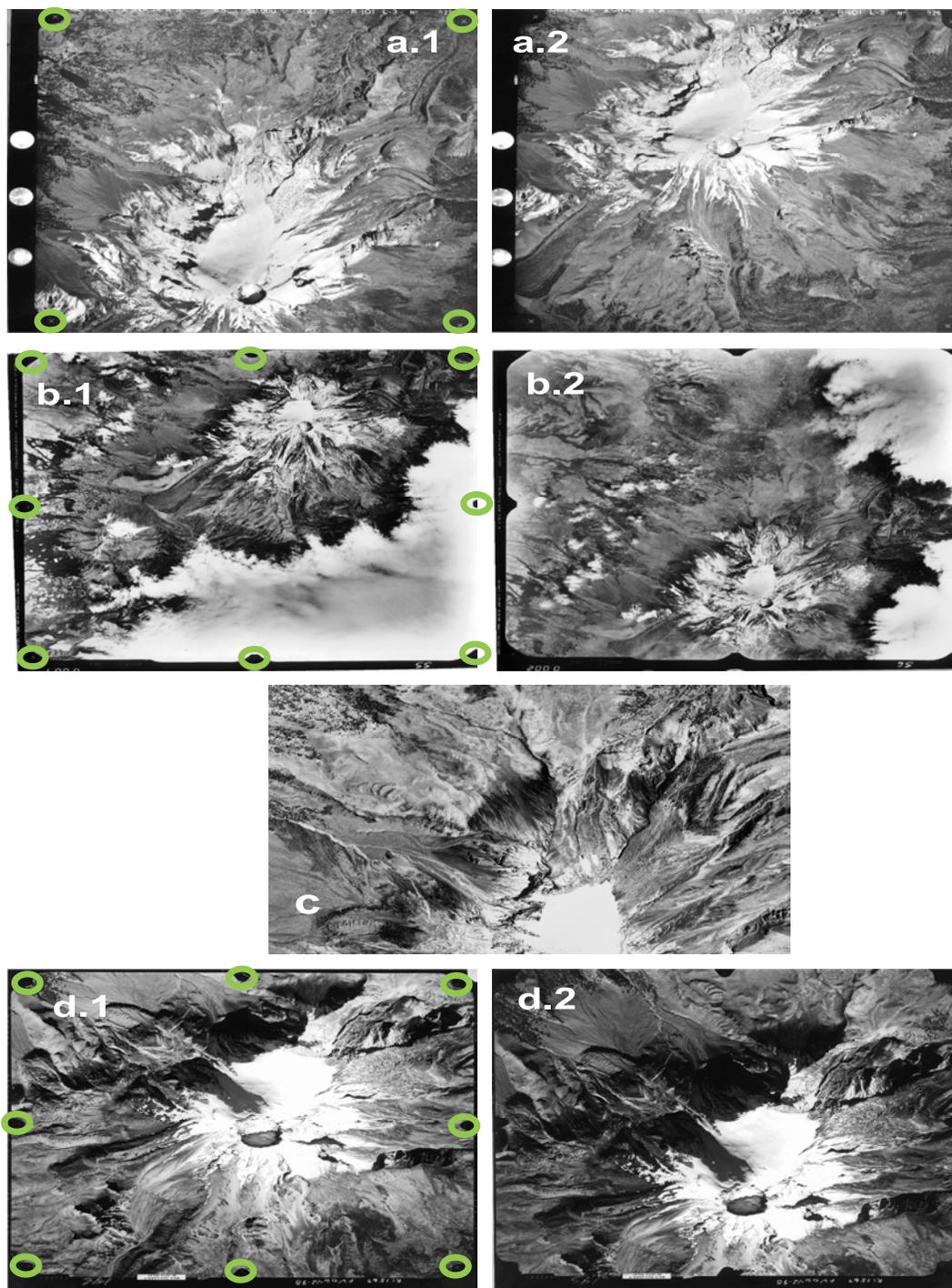


Figura 3.2: Fotos aéreas utilizadas para la generación de orto-fotos y MDE de la zona del Pico de Orizaba. En la figura, las fotos a.1 y a.2 fueron tomadas en Agosto de 1975; b.1 y b.2 en Septiembre de 1995; la foto c es una orto-foto de enero de 1995; mientras que d.1 y d.2 son fotos aéreas tomadas en Diciembre de 1998.

Todo estos datos junto con la distribución y posición de las marcas fiduciales fueron encontrados directamente en los reportes de calibración de cada una de las cámaras disponibles en la red. Algunos de estos por su antigüedad no pudieron encontrarse, sin embargo se utilizaron las calibraciones más cercanas al tipo de lente y cámara de adquisición impresas en la fotografía. Al respecto, uno de los sitios en la red con mayor disponibilidad de reportes de calibración es el sitio de la *Oficina Federal De Topografía Suiza* al cual se accedió por última vez el día 18 de Febrero de 2015 (<http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/en/home/products/images/aerial/orientation/calibration.html>).

Una vez adquirida esta información, el proceso de corregir y remover las distorsiones en la imagen consiste en: a) la corrección de los desplazamientos sistemáticos y b) la rectificación de la imagen. Y como parte de esta rectificación se establece también una transformación afín entre algún sistema de coordenadas cartográficas y el sistema coordinado de la propia fotografía. En este sentido, el primero de estos procesos es conocido en fotogrametría como *Orientación Interior* de la imagen.

Obtenida la orientación interior de la imagen, el programa comienza el proceso de geo-codificación con el cual la geometría de la imagen se corrige de los efectos topográficos debidos al desplazamiento del terreno durante la toma de la fotografía. De esta forma la imagen se ajusta a una proyección geográfica cuyo resultado es una imagen geográficamente referenciada (orto-foto). Este proceso a diferencia del proceso de corrección anterior se realiza localizando *Puntos de Control* sobre la imagen los cuales deben estar asociados a Puntos de Control en el Terreno (o GCP por sus siglas en Inglés); estos últimos son puntos cuyas coordenadas geográficas están bien definidas. Estos GCP se pueden extraer de diversas fuentes geográficas, tales como: mapas topográficos, puntos de GPS, imágenes orto-rectificadas, MDE o cualquier fuente geográfica que contenga los mismos rasgos que los desplegados en la fotografía. En esta investigación se utilizaron puntos de control obtenidos a partir de una campaña de adquisición en campo, previa a esta investigación. En dicha

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

campana se llevó a cabo un levantamiento de puntos GPS de elevada precisión en la zona del Glaciar Norte y en los alrededores del Pico de Orizaba. Este levantamiento, a cargo del Dr. Enrique Cabral Cano del Instituto de Geofísica de la UNAM, colectó 13 puntos que se muestran en la Figura 3.3 y Tabla 3.1.

Clave	Latitud	Longitud	Altitud
CIPG	19°3'26.93743" N	97°16'13.09512" W	4263.587
P1-03	19°2'44.41009" N	97°16'11.69015" W	4762.388
P1-04	19°1'49.29037" N	97°16'11.63552" W	5635.793
P1-01	19°3'28.78378" N	97°16'11.65809" W	4243.841
P1-02	19°3'09.76574" N	97°16'09.97869" W	4464.485
P3-01	19°0'32.06668" N	97°16'59.18205" W	4395.154
P3-02	19°0'33.82357" N	97°16'43.97998" W	4422.386
P3-03	19°0'40.01380" N	97°16'52.58476" W	4454.123
P3-04	19°0'59.99267" N	97°16'29.17067" W	4713.282
P2-01	19°2'47.56809" N	97°17'20.99750" W	4125.95
P2-02	19°2'35.01760" N	97°17'36.22751" W	4158.725
P2-03	19°2'30.97324" N	97°17'42.61719" W	4149.897
P2-04	19°2'17.03600" N	97°17'56.09748" W	4069.691

Tabla 3.1: Puntos de Control en el Terreno mostrados en la figura 3.3

Adicional a estos puntos y como material suplementario, se extrajeron entre 15 y 20 puntos de control sobre la superficie del glaciar a partir una imagen pancromática del sensor Landsat tomada en el año 2000. Ya que la resolución de esta imagen es lo suficientemente alta (15 m) como para encontrar rasgos en la superficie del terreno similares en ambas imágenes. Finalmente, el modulo fotogramétrico "Orthoengine" tiene los datos de entrada necesarios para poder correr el resto de los procesos involucrados en la corrección geométrica de cada una las fotos; y así continuar al siguiente paso que corresponde a la rectificación de la imagen que también es conocida como *Orientación Exterior*.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

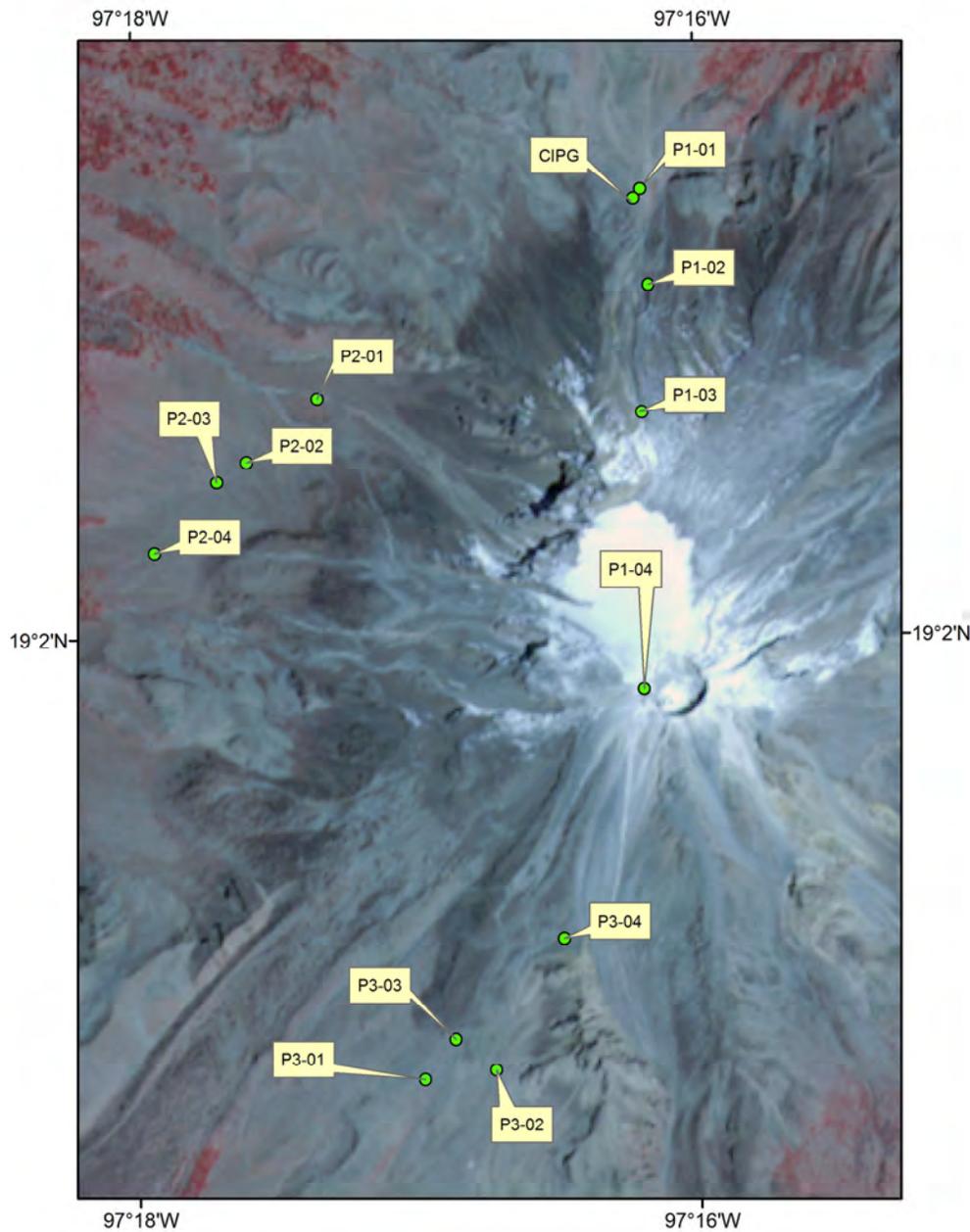


Figura 3.3: Puntos de control en el terreno utilizados durante los procesos de orto-rectificación de las fotografías aéreas de esta investigación. La imagen de fondo es una composición en falso color (Bandas 3, 2, 1) de la imagen del 18 de marzo de 2007 del sensor ASTER

Después de coleccionar los puntos de control en la superficie también es necesario coleccionar puntos de empate o *Tie Points* en las imágenes. Estos puntos de empate son puntos que representan características de la superficie fácilmente identificables y que funcionan como puntos de referencia para las imágenes a procesar. Estos puntos fueron elegidos al azar y por lo tanto no están documentados en este trabajo.

Una vez desarrollados los pasos anteriores, el módulo de PCI-Geomatica comienza con todos los procesos fotogramétricos para determinar las coordenadas tridimensionales de cada uno de los objetos presentes en las fotografías. Para lo cual, necesitaremos siempre tener dos imágenes con cierto porcentaje de traslape entre ellas, lo que técnicamente se denomina como *par estereoscópico* o *modelo*¹ (Fig. C.2). Por lo tanto, en este trabajo se establecieron tres modelos que corresponden a las fotografías adquiridas el 1 de Agosto de 1975, el 1 de Septiembre de 1995 y el 1 de Diciembre de 1998.

Cada uno de estos modelos cuenta con su propio espacio coordinado (rango espacial), su propia escala, una misma resolución de escaneo, su propio tamaño de píxel y en particular una misma proyección geográfica de salida: UTM WGS84, Zona 14N. A partir de aquí, la nueva geometría modelada por OrthoEngine nos permite obtener una vista estérea del terreno con la cual se pueden determinar los valores de x, y, z de la superficie. Sin embargo, aún nos falta referenciar las fotografías aéreas a esta nueva geometría y a la proyección geográfica establecida.

Para eso, OrthoEngine necesita tener una referencia cartográfica que nos de el valor de elevación con la mejor resolución posible y así corregir la topografía de la imagen. Por lo tanto, utilizamos el MDE de SIGSA ya que éste era el único con alta resolución de acuerdo las escalas de las fotografías aéreas de nuestro catálogo. Sin embargo, cabe mencionar que OrthoEngine también tiene herramientas con las

¹A partir de ahora llamaremos modelo a cada par de fotografías con geometría epipolar las cuales representa un modelo geométrico y matemático de dos dimensiones que posteriormente será proyectado a un modelo de tres dimensiones (MDE) para generar un nuevo espacio coordinado en 3D

cuales extraer una topografía del terreno a partir de los propios modelos y de la geometría epipolar de los mismos. Y como lo veremos más adelante, uno de nuestros propósitos con este software era el de obtener un MDE para cada una de las fechas con imágenes aéreas. La forma de obtener esto se detallará un poco más adelante y en los apéndices de esta investigación; no obstante, si el lector está interesado en conocer más a fondo los pasos involucrados en el proceso de orto-rectificación de fotografías aéreas, se sugiere consultar el libro de Linder (2009) titulado: *Digital Photogrammetry. A practical Course*.

De forma practica, el proceso de orto-rectificación consiste en mandar los rayos de cada píxel de la imagen o modelo desde su centro de proyección hacia el terreno (Figura 3.4). La intersección de estos rayos y la superficie del terreno nos daría la posición correcta del píxel de inicio en nuestra imagen de salida. Este proceso, llevado a cabo píxel por píxel algunas veces se le denomina como ***rectificación diferencial***. En teoría esto es fácil, sin embargo, existen complicaciones durante el proceso las cuales generalmente están relacionadas con topografía complicada, fuertes distorsiones debidas al lente de la cámara y objetos muy alejados del centro de la imagen. En este sentido, OrthoEngine hace el remuestreo de los píxeles del modelo a su posición correcta en una nueva imagen denominada ***orto-foto***. Este remuestreo, esquematizado en la Figura 3.5, se realizó utilizando el método de remuestreo Bilinear o ***método de interpolación Bilinear***. Teniendo en cuenta que este método determina los niveles de gris a partir de un promedio ponderado de los cuatro píxeles más cercanos al punto geográfico de entrada el cual es asignado a las coordenadas (reales o corregidas) de salida.

Finalmente así es como obtenemos las orto-fotos con las cuales poder desarrollar los cálculos y mapas temáticos de nuestro interés para esta investigación. Ya que uno de los principales métodos para monitorear a los glaciares es precisamente la producción de orto-fotos y orto-imágenes para el mapeo de los cambios.

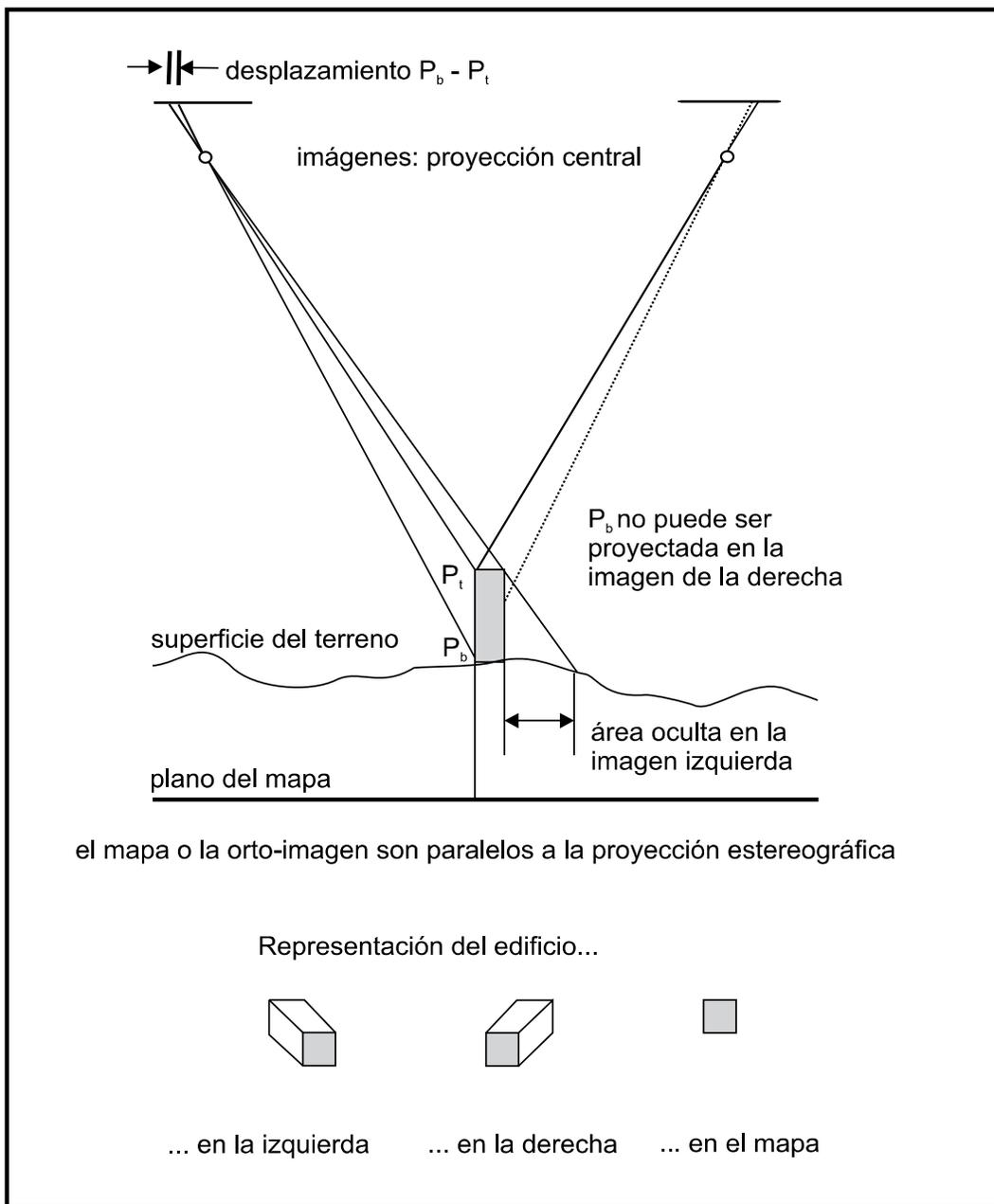


Figura 3.4: La figura esquematiza los rayos que definen la proyección central (imágenes) y la proyección paralela (mapa u orto-foto) en el proceso de orto-rectificación. Este es un paso previo al proceso de rectificación de los píxeles de la imagen (orientación). Modificado de Linder (2009)

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

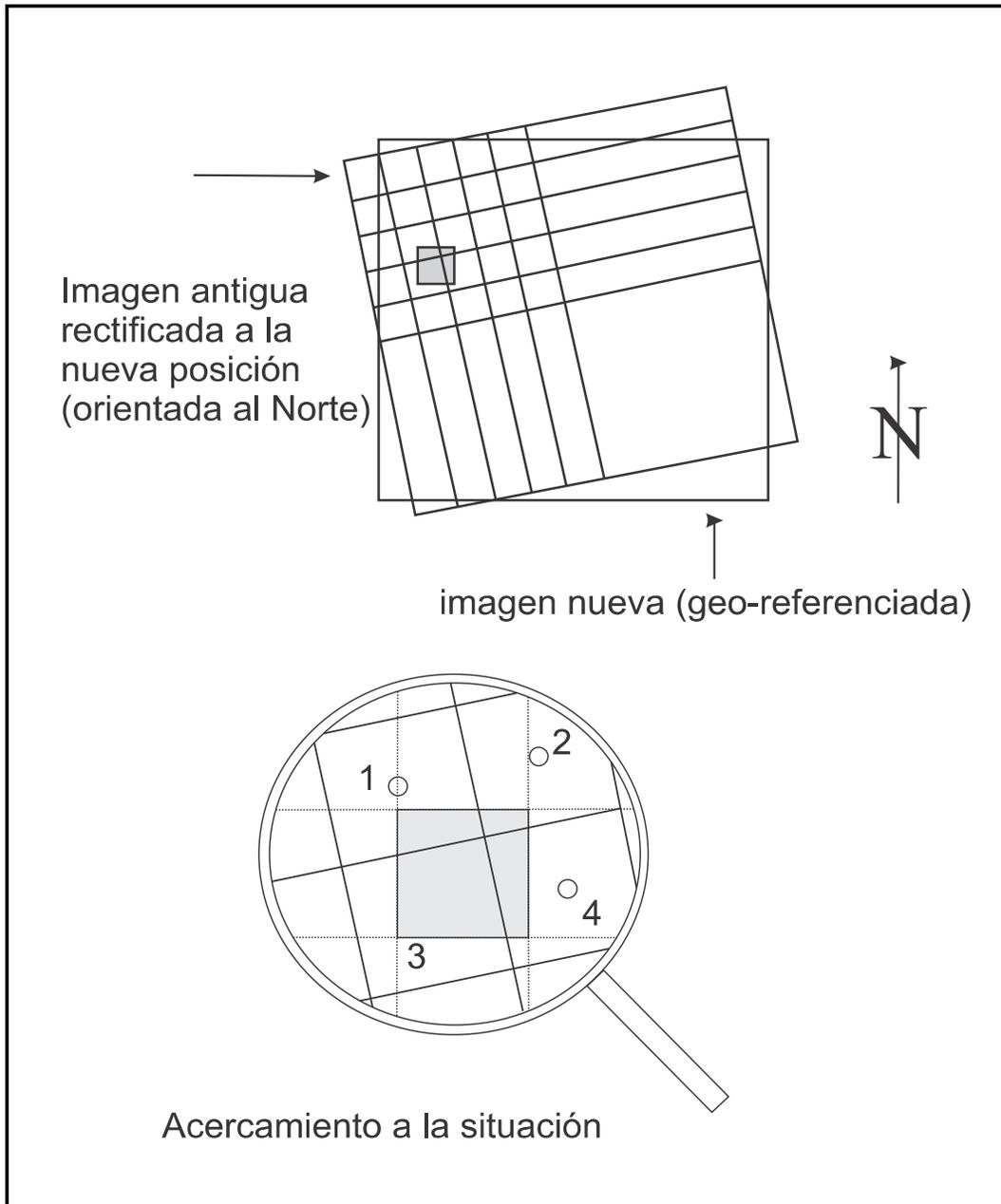


Figura 3.5: Esquema del remuestreo o rectificación de la orientación exterior de los píxeles de una fotografía aérea. Este remuestreo se lleva a cabo mediante métodos de interpolación y con respecto a un espacio geográfico bien definido. Modificado de Linder (2009)

3.1.2.2. Corrección geométrica de las imágenes satelitales del sensor ASTER

El monitoreo de los cambios en la forma, dimension y espesor de un glaciar es uno de los principales objetivos que la fotogrametría basada en las imágenes de satélite como las del sensor ASTER tiene. Sin embargo, la aplicación de estas imágenes, igual que las fotos aéreas, necesita un procesamiento previo con el cual corregir geoméricamente y rectificar la imagen de salida. Esto con la finalidad de obtener las coordenadas x, y, z, de la superficie, siempre que tengamos disponible un MDE de la zona. En este sentido, la fotogrametría nos brinda las herramientas con las cuales determinar esta tercera dimensión y obtener imágenes geográficamente corregidas y restituidas llamadas orto-imágenes.

Hoy en día, la fotogrametría se ha venido complementado debido a los avances tecnológicos y de infraestructura que han mejorado el monitoreo remoto de la superficie. Por lo tanto ésta representa sólo una parte de todas las herramientas y metodologías contenidas dentro de la percepción remota, las cuales están enfocadas principalmente al análisis espacial y temporal de la superficie de la tierra. Estas herramientas y metodologías pueden ser combinadas de forma adecuada para desarrollar información espacial útil para el análisis de la superficie del terreno. Llevando así a lo que se conoce como *Geomática* (Paradis, 1981).

De forma estricta, el concepto fundamental de la percepción remota se refiere al estudio de las propiedades del espectro electromagnético y su interacción con la materia. Por lo tanto, la percepción remota necesita de la fotogrametría para poder procesar las imágenes obtenidas, ya sea de forma digital o análoga. Así, obtener geo-información útil acerca de las condiciones sobre la superficie del terreno en dos o tres dimensiones. Con la llegada de nuevos satélites y sensores de alta resolución con geometría estéreo (Fig. C.2), toda la teoría de la fotogrametría analítica, para restituir imágenes de dos dimensiones a tres dimensiones, ha sido de gran importancia para unir los objetivos de la percepción remota con los objetivos básicos de la

fotogrametría (Konecny, 2003).

Lo anterior ha sido la base de esta investigación para establecer todas las correcciones, restituciones y análisis de las imágenes de satélite descritas en la tabla 2.4. Correcciones que ya han sido implementadas en trabajos previos a esta investigación y en los que se logró determinar, a partir de imágenes ASTER y orto-fotos, la evolución temporal de los glaciares en el Popocatepetl (Julio-Miranda et al., 2008), Iztaccíhuatl (Schneider et al., 2008) y Pico de Orizaba (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2013).

Dichos trabajos siguen una metodología similar a la descrita en nuestra sección dedicada a la corrección de las fotografías aéreas, pero esta vez, utilizando los módulos de orto-rectificación del programa ENVI 4.2. Este software cuenta con módulos fotogramétricos específicos para la corrección y procesamiento de las imágenes ASTER. Estos módulos llevan a cabo tanto la restitución de las imágenes como la creación de MDE a partir de la geometría estéreo de las bandas 3N y 3B de ASTER (Abrams y Hook, 2002), además de obtener como resultado final las orto-imágenes de cada imagen ASTER procesada. Cabe mencionar que tal y como se menciona en el Apéndice C y en el trabajo de Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2013), los MDE obtenidos a partir de las imágenes ASTER presentan varias anomalías en los valores de elevación del terreno, los cuales se pueden traducir en sumideros o protuberancias anormales de la superficie. Estos errores son muy comunes en áreas de compleja topografía y donde la exposición respecto al satélite produce sombras en el terreno que alteran el resultado de los MDE (Kääb, 2005). Por esta razón, los MDE producidos a partir de las imágenes ASTER no fueron empleados para la orto-rectificación de las imágenes de nuestro catálogo. En cambio, nuestro MDE a escala 1:20,000 resultó el más indicado para este proceso. A continuación, describiremos brevemente el proceso de orto-rectificación de las imágenes ASTER empleado en esta investigación.

1. Las imágenes ASTER adquiridas en esta investigación fueron orto-rectificadas de forma similar a las fotografías aéreas mencionadas anteriormente.
2. La diferencia es que las imágenes ASTER ya están geocodificadas con base en un espacio geográfico representado por la posición del terreno respecto al centro de la imagen y la posición del satélite. Es decir, la orientación interior de las imágenes en el nivel 1B de ASTER ya viene aplicada y proyectada en un plano coordenado orientado con respecto a la órbita que sigue el satélite.
3. Se hace una selección de puntos de control sobre la superficie con los cuales corregir la orientación exterior de la imagen. Para esta parte de la investigación se utilizaron los mismos 13 puntos de control GPS implementados en la orto-rectificación de las fotos aéreas. Adicional a estos puntos, se seleccionaron entre 15 y 20 puntos de control más seleccionados a partir de una imagen Landsat de 2001, cuya resolución es similar a la de las imágenes ASTER. Estos puntos se localizaron y distribuyeron sobre zonas bien definidas como: el borde del cráter, las estructuras de los flujos de lava, algunos bordes de barrancas, aristas de la montaña, y otros rasgos de la topografía fácilmente indentificables tanto en la imagen ASTER como en la imagen Landsat.
4. A partir del MDE de SRTM se hace la corrección de los efectos del relieve en las imágenes dentro del espacio 3D generado con la geometría estéreo de ASTER.
5. Finalmente se realiza la rectificación de los píxeles de la imagen en un nuevo espacio coordenado orientado geográficamente.

Si se desea conocer un poco más el proceso de orto-rectificación para las imágenes de satélite se recomienda leer el Apéndice C: Corrección geométrica y orto-rectificación. Sin embargo, si se requiere de un conocimiento teórico más profundo de los procesos fotogramétricos para la orto-rectificación de fotos aéreas e imágenes

de satélite , se recomienda leer los libros de Linder (2009) y Konecny (2003), los cuales fueron la base teórica para esta investigación.

En esta sección es importante señalar que todas las imágenes Landsat utilizadas en esta investigación fueron adquiridas con las correcciones geométricas, radiométricas y la rectificación en la orientación de los píxeles con respecto a un sistema geográfico coordinado. Por lo tanto, podemos decir que estas imágenes ya estaban procesadas a tal grado de representar orto-imágenes del terreno. Al respecto, la adquisición de estas imágenes junto con las imágenes ASTER fue posible gracias a la ayuda del Dr. Hugo Delgado Granados. Éstas fueron descargadas directamente del portal del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés): <http://glovis.usgs.gov/>, al cual se acceso por última vez el día 17 de enero de 2014.

3.1.2.3. Delimitación del área glacial

Una vez orto-rectificadas las imágenes de satélite y las fotos aéreas descritas en la Tabla 2.4 se procedió a delimitar de forma manual la cobertura del área glacial en cada una de las imágenes. Delimitación que se hace en esta forma ya que el tamaño de los glaciares mexicanos es lo suficientemente pequeño como para poder delimitarlos manualmente, siempre que exista el contraste necesario entre la roca circundante y el hielo glacial. Adicional a esto, el conocimiento de la zona y la experiencia cartográfica adquiridas en esta investigación hacen de la delimitación manual la mejor herramienta para determinar los límites de la cobertura glacial bajo circunstancias de: nieve excesiva en el terreno, sombras generadas por la topografía, baja resolución en las imágenes, defectos de adquisición o defectos sistemáticos de los sensores en plataformas satelitales. Ejemplo de esto último es que partir de Julio del 2003 las imágenes de satélite Landsat presentaban problemas de bandeamiento en

las imágenes² debido a un fallo en sus sensores. A pesar de lo anterior, la delimitación manual siempre está sujeta al criterio del observador, lo cual lleva consigo errores inherentes a la discriminación del hielo, la nieve y la roca, además del conocimiento personal del terreno y de los rasgos del relieve.

Sin embargo, dadas las condiciones de poca nieve sobre la superficie del terreno en la mayoría de las escenas, esta discriminación se vuelve más confiable debido al alto contraste entre el lecho rocoso y el cuerpo de hielo. Sobre todo si consideramos que, previamente a la clasificación del glaciar, se aplicaron mejoras de contraste en las imágenes a partir de un cociente de bandas entre el infrarrojo cercano (NIR) y el infrarrojo de onda corta (SWIR) (NIR/SWIR, bandas 3 y 4 de ASTER) haciendo lo que se conoce como *realce espectral*. Para nuestros propósitos, este realce es el indicado ya que la respuesta espectral de la cubierta de hielo y nieve presenta un salto considerable al rededor de estas bandas, mejorando con esto la identificación de la cubierta de hielo (Cortés-Ramos y Delgado-Granados, 2013). Este realce espectral se ve reflejado principalmente en el contraste que existe entre los niveles de gris de las zonas donde hay presencia de hielo o nieve en la superficie y las zonas de roca, tal y como lo podemos observar en la Figura 3.6 para la zona de estudio en el volcán Iztaccíhuatl.

Una vez hecho este contraste, todo el material fotográfico (orto-fotos, orto-imágenes), cartográfico y MDE se introdujeron dentro de un **SIG** en el cual se llevo a cabo la delimitación manual de la cobertura glacial y el cálculo de sus respectivas dimensiones. Para el caso de la altitud del frente glacial, ésta se determinó a partir del MDE ubicando el límite inferior de todo el contorno delimitado.

Para todos estos cálculos, **ArcGIS 10.1** es un software enfocado en el desarrollo de SIG el cual cuenta con herramientas de alto potencial para la manipulación de información geográfica y bases de datos. Este programa tiene la capacidad de

²El bandeamiento de una imagen se refiere a zonas, líneas o bandas de píxeles en las cuales el valor del nivel de gris del píxel es cero

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

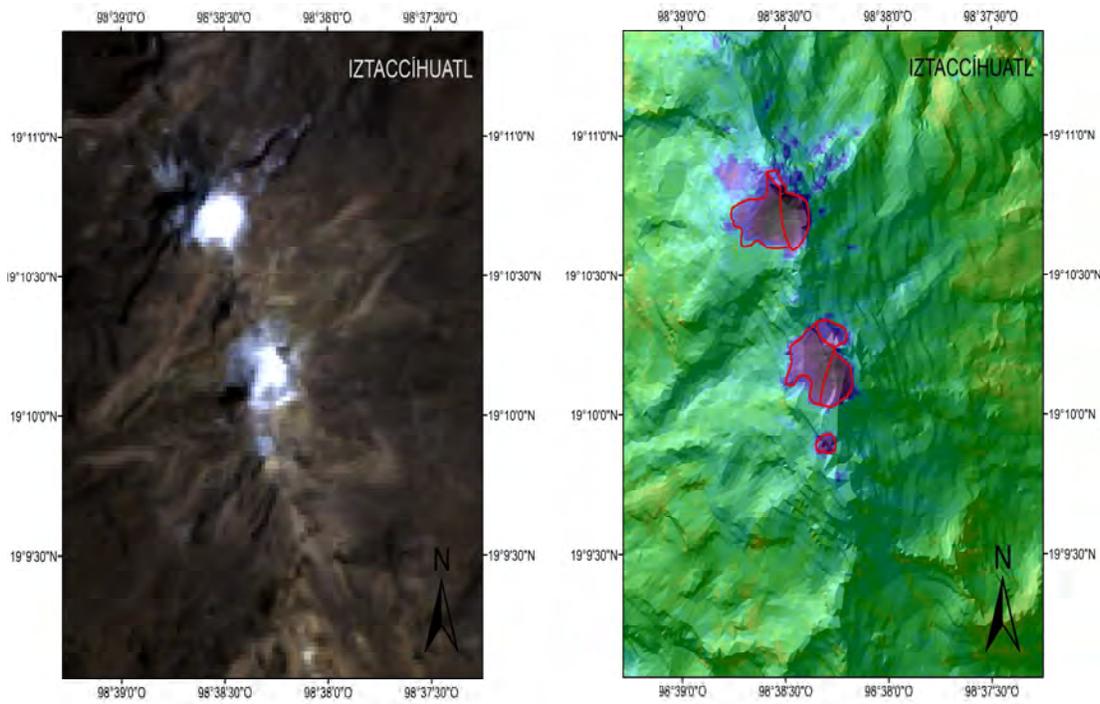


Figura 3.6: Comparación entre el despliegue en falso color (izquierda) y el despliegue en pseudo-color del cociente de bandas $\frac{3}{4}$ de una orto-imagen ASTER tomada en la zona del volcán Iztaccíhuatl. En la figura se muestra con línea roja la cobertura glacial en ese volcán para 1998

establecer modelos que permiten la automatización de procesos y análisis espaciales a partir de la información contenida dentro del SIG (capas). En particular, la herramienta de edición cartográfica de ArcGIS nos facilitó la tarea de delimitar la cobertura glacial a partir de la creación de polígonos que contuvieran el área glacial geográficamente referenciada. Estos polígonos son datos vectoriales generados en formato shapefile que contienen la información del área y perímetro de la cobertura glacial para cada delimitación hecha. Así, cada polígono creado en esta interfaz constituye una capa de todas las capas de información adjuntas a este SIG que en conjunto representan el nuevo Inventario Glaciológico de México.

De esta forma, siempre que tengamos bien delimitada la cobertura glacial dentro un polígono desarrollado en algún SIG, es posible calcular a partir de estos el área, perímetro y longitud del glaciar; así como también poder identificar la ubicación del

frente glacial y su altitud con base en algún MDE (Sección 3.1.1).

3.1.2.4. Cálculo del área glacial

A partir de los polígonos que representan los límites de la cobertura glacial y que fueron generados dentro del SIG se determinaron los valores del área planimétrica para cada fecha o imagen adquirida en esta investigación. Este calculo se realizó automáticamente mediante una de las herramientas espaciales de ArcGIS la cual determina el área geográfica (planar) contenida dentro de cualquier polígono (Fig. 3.7). Esto es posible siempre que el espacio de trabajo se encuentre proyectado correctamente en algún sistema geográfico coordinado y las unidades del mapa sean congruentes con dicho sistema. Es decir, si nuestro espacio de trabajo esta proyectado en coordenadas UTM las unidades métricas de este espacio de trabajo deberían de estar en metros.

Una vez considerado todo lo anterior, se desarrollaron tablas con las características geométricas de los glaciares del Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. En las cuales se incluían valores tales como el área, ancho, longitud y perímetro de la cobertura glacial para cada año considerado en la tabla 2.4. Adicionalmente, se agregaron todos los valores de altitud del frente glacial calculados dentro del periodo de 1959 a 2014. Por lo tanto, en el capítulo de resultados se irán mostrando de forma individual las tablas desarrolladas para cada uno de los tres sistemas glaciares en México.

Todos los valores contenidos en estas tablas representan uno de los principales aportes científicos obtenidos en este trabajo. Ya que esta información permite actualizar y mejorar en gran medida el Inventario Glaciológico de México con base en los requerimientos del Servicio Mundial de Monitoreo de Glaciares o WGMS (ver Apéndice A).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

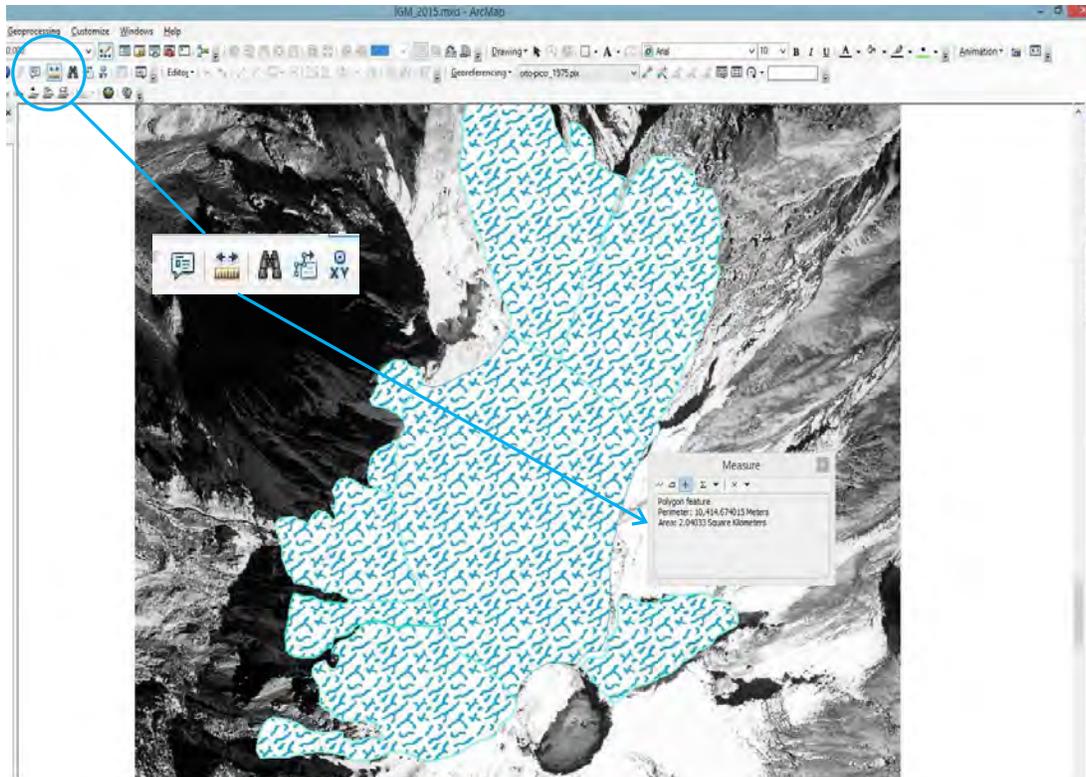


Figura 3.7: Herramienta de ArcGIS 10.1 para el cálculo del área glacial delimitada por los polígonos desarrollados en la plataforma.

3.1.3. Cálculo del volumen y espesor de la cubierta glacial

Una vez delimitada el área de la cobertura glacial para cada una de las imágenes descritas en las Tablas 2.4 y 2.5 se procedió a determinar los volúmenes contenidos dentro de cada una de estas áreas o límites glaciales. De estos volúmenes se calculó la tasa de cambio promedio del volumen glacial y las tasas de cambio para cada una de las fechas consideradas en esta investigación. Los resultados fueron documentados aquí y son parte también del nuevo Inventario Glaciológico de México.

Para el cálculo del volumen contenido en cada una de las coberturas glaciales, delimitadas en esta investigación, se implementaron dos técnicas fotogramétricas y una geofísica basadas en:

- Los cambios de elevación de la superficie glacial. La elevación es obtenida y comparada a partir de dos MDE en diferentes fechas.
- El espesor promedio de la cobertura glacial. Determinado a partir de perfiles de elevación de los MDE adquiridos.
- El espesor promedio de la cobertura glacial. Basado en dos perfiles de radar de penetración disponibles para el Pico de Orizaba y el Iztaccíhuatl.

Ambos métodos permiten obtener el valor de profundidad o espesor promedio de la capa de hielo para un perfil bien definido o para todos los píxeles contenidos dentro del límite glacial para cada fecha. En el caso de los valores de elevación de la superficie glacial, tal y como lo explicaremos a continuación, estos nos permiten conocer cuánta masa de hielo/nieve se ha adherido o perdido de la superficie glacial entre dos fechas consecutivas. Considerando que la pérdida de masa dentro y en la base del glaciar es despreciable en comparación con la pérdida de masa que ocurre sobre la superficie. Pues las observaciones en campo nos muestran que la mayor parte del derretimiento del glaciar se produce en una capa a pocos centímetros de la superficie.

3.1.3.1. Cambios de elevación

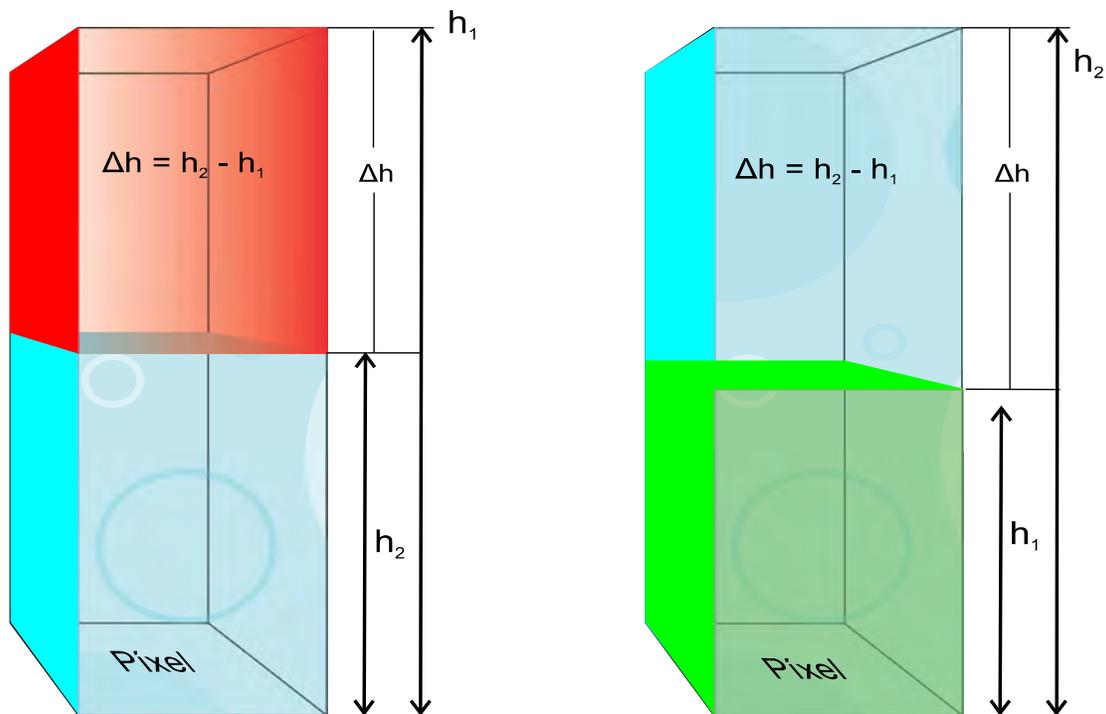
En fotogrametría uno de los métodos más adecuados para la estimación de los cambios de volumen sobre algún punto en el terreno, y posterior a un periodo de tiempo dado, consiste en calcular la diferencia que existe entre dos MDE los cuales representen el inicio y final de dicho periodo. Es decir, los cambios de elevación sobre una extensión dada del terreno nos indican aumentos o pérdidas de volumen que ocurren dentro de dicha extensión para un periodo de tiempo dado. Estos cambios representan una estimación del volumen perdido, erosionado o removido durante el periodo de tiempo que hay entre ambos MDE. A diferencia de otros métodos, éste

permite obtener una distribución espacial de los cambios de elevación que ocurren sobre la superficie de estudio y no solamente datos puntuales de los mismos.

Como lo hemos mencionado anteriormente, un MDE es la representación visual y matemática de los valores de altura respecto al nivel medio del mar que caracteriza las formas del relieve y/o los objetos presentes en el mismo. Dado su formato de imagen raster, los píxeles de un MDE, generados a partir de softwares y métodos especializados (como los mencionados en la Sección 3.1.2.1), contienen los valores de elevación del terreno expresados en niveles de gris. De aquí, que dos de las cualidades esenciales que debe tener un MDE son la resolución y exactitud horizontal las cuales constituyen el grado de detalle en la representación digital del terreno (para esta investigación, las resoluciones de los MDE utilizados son definidas en la Tabla 2.6). Dichos parámetros son de gran importancia ya que el área de intersección entre cada píxel determina el grado de detalle en la estimación de los cambios de volumen sobre la superficie.

La figura 3.8 esquematiza de manera sencilla el proceso para estimar el volumen perdido o ganado en la superficie a partir de las diferencias de elevación dadas entre dos MDE de diferentes fechas. Esta figura muestra cómo para un píxel dado la diferencia entre los dos MDE puede resultar en un aumento o disminución de la elevación inicial (derecha e izquierda, respectivamente). Este aumento o disminución representa una diferencia de elevación con la cual calcular el volumen, ganado o perdido, contenido dentro del área cubierta por dicho píxel. De esta forma, se calculan las diferencias de elevación que existen en cada uno de los píxeles de los dos MDE teniendo como resultado una imagen raster cuyos valores de gris simbolizan el valor de Δh .

Estas diferencias son traducidas posteriormente dentro de ArcGIS y con las herramientas de análisis 3D se obtiene el valor del volumen por encima o debajo de un nivel de referencia. En nuestro caso, el nivel de referencia cero constituye el límite en donde el volumen puede ser positivo o negativo, dependiendo de la convención



$$\text{Volumen de interés} = \Delta h \times \text{Área del Píxel}$$

Figura 3.8: Esquema de volumen con base en los cambios de elevación de algún píxel sobre el MDE. A la izquierda se representa un píxel con una cantidad de volumen perdido y a la derecha el caso contrario en donde se aprecia un incremento de volumen sobre el píxel.

utilizada. Esto se traduce en ganancia o pérdida de volumen sobre la superficie de estudio. En nuestro caso, la convención utilizada fue que los valores de elevación negativos representan pérdida de volumen. Por lo tanto, resultó importante contar con MDE de alta resolución cuya exactitud horizontal y vertical permitieran una caracterización del volumen perdido o ganado sobre la superficie. Sobre todo si consideramos que esta distribución también es útil para detectar las zonas de transición entre ganancia y pérdida de masa.

Con base en lo anterior, no sólo se puede estimar la masa perdida sobre la superficie glacial al final de un periodo de tiempo dado, sino también, es factible determinar la altitud a la cual existe un cambio entre los valores positivos y los

valores negativos del volumen del glaciar. Dicha transición, llamada comúnmente Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA por sus siglas en inglés), es uno de los principales parámetros glaciológicos que sirven para identificar el régimen glacial que existe a lo largo del año sobre la superficie de los glaciares. Esta línea de transición es una línea que varía su posición a lo largo del año, por lo tanto, se hace necesario contar con una gran cantidad de MDE disponibles para diferentes fechas dentro un mismo año. Una vez obtenidos estos, es fácil (en principio) determinar las zonas de acumulación y de ablación sobre la superficie glacial con base en los cambios de elevación que existen entre dos MDE consecutivos. Pues éstos contienen de forma indirecta los cambios de volumen/masa de la superficie. Sin embargo, dada la escasez de MDE sobre la zona del Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl y la mala calidad de los MDE generados en esta investigación, esta ventaja no pudo ser utilizada para detectar la posición de la ELA sobre la superficie del glaciar. En cambio, como se verá más adelante, para el caso del volcán Popocatepetl la comparación de cinco MDE disponibles en la zona a lo largo de un año sí permitió localizar la posición y variación de la ELA sobre los glaciares de este volcán.

3.1.3.2. Espesores promedio: MDE

Como otra de las opciones para el cálculo de los volúmenes glaciales, en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl, se implementaron dos técnicas basadas en el cálculo del espesor promedio de la cobertura glacial. Para este cálculo se utilizó un MDE de alta resolución de la zona del Citlaltépetl y tres perfiles de radar de penetración llevados a cabo anteriormente sobre la superficie de los glaciares del Pecho y la Panza en el Iztaccíhuatl y en el Glaciar Norte en el Pico de Orizaba (Citlaltépetl). Después de analizar con detenimiento los resultados obtenidos, pudimos darnos cuenta que los perfiles de radar son la mejor herramienta para las estimaciones del volumen del glaciar siempre que se considere una base del glaciar completamente homogénea. En cambio, el uso de MDE se ve limitado a la resolución horizontal y vertical de

los mismos y por lo tanto a la disponibilidad y desarrollo de estos. Para el caso del volcán Citlaltépetl se probaron los dos MDE adquiridos (SRTM y SIGSA) y el perfil de radar de penetración realizado en esta zona; en el caso del Iztaccíhuatl sólo se calculó el valor del espesor promedio de los glaciares del Pecho y la Panza a partir de los dos perfiles de radar de penetración con que se contaba.

El método de los espesores promedio, basado en Modelos Digitales de Elevación, consiste en estimar la profundidad o espesor de un cuerpo geológico (el cual en principio se encuentra emplazado sobre la superficie del terreno) a partir de los valores de pendiente, elevación y distancia obtenidos a lo largo de perfiles longitudinales y transversales trazados sobre el MDE. En otras palabras, si consideramos que el cuerpo emplazado (glaciar) determina por sí mismo la topografía representada en el MDE, este método lo que hace es reproducir, a partir de una *altura mínima promedio*, la altura promedio de la base de dicho cuerpo a lo largo de cada perfil. Por lo tanto, si en un perfil dado existen dos o más cambios de pendiente importantes que determinen la altura mínima promedio, ésta quedará definida como:

$$\bar{h} = \frac{\sum_{i=1}^n \bar{A}_i - a_i}{n} \quad (3.1)$$

Donde, a_i representa la altitud mínima de cada segmento dentro del perfil, \bar{A}_i la altitud promedio en cada segmento y \bar{h} la altura mínima promedio resultante para dicho perfil. La Figura 3.9 nos muestra gráficamente la forma de obtener la altura de la base a partir de un perfil de elevaciones Este-Oeste sobre la superficie glacial del Pico de Orizaba. En esta figura podemos ver cómo dada la resolución vertical y horizontal del MDE de SIGSA (véase Tabla 2.6), este perfil refleja con gran detalle la topografía de la superficie permitiendo encontrar dos zonas en donde la pendiente cambia considerablemente al resto del perfil. Estos cambios de pendiente son justamente los que nos interesan ya que en términos de altura de la base éstos nos permiten encontrar zonas de mayor espesor sobre el glaciar. Puesto que este

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

método es únicamente una estimación del espesor real que tiene el glaciar a lo largo de un perfil en particular, el volumen calculado representa el volumen mínimo de este cuerpo de hielo y por lo tanto, las zonas con mayor contraste en la pendiente evitarán subestimar demasiado el valor del volumen real del glaciar.

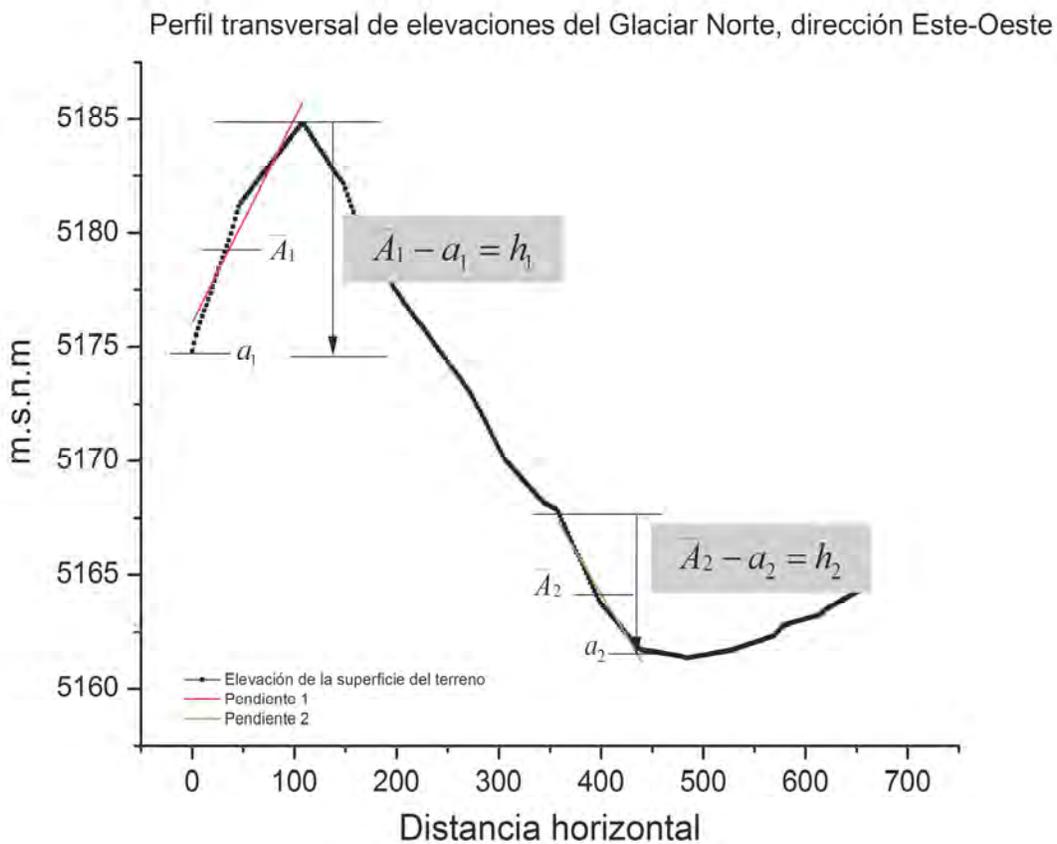


Figura 3.9: Cálculo de la altura mínima promedio a partir de un perfil de elevaciones sobre el Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl. Este perfil fue determinado usando el MDE de SIGSA (2006) trazado en una dirección Este-Oeste tal y como se muestra en el perfil 4 de la Figura 3.10

En este sentido, es necesario establecer dichos perfiles bajo una distribución que cubra lo largo y ancho de la superficie glacial tal y como se muestra en la Figura 3.10. Así, podremos tener una mejor idea acerca del espesor promedio real de toda la superficie del glaciar para la fecha definida por el MDE utilizado. Sin embargo, si el MDE es de baja resolución horizontal y vertical, será imposible establecer de

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

forma adecuada la estimación de la profundidad o altura de la base del cuerpo en estudio. Ya que las variaciones en la pendiente de los perfiles de elevación, obtenidos con este tipo de MDE, es mínima y por lo tanto la altura de la base subestimada.

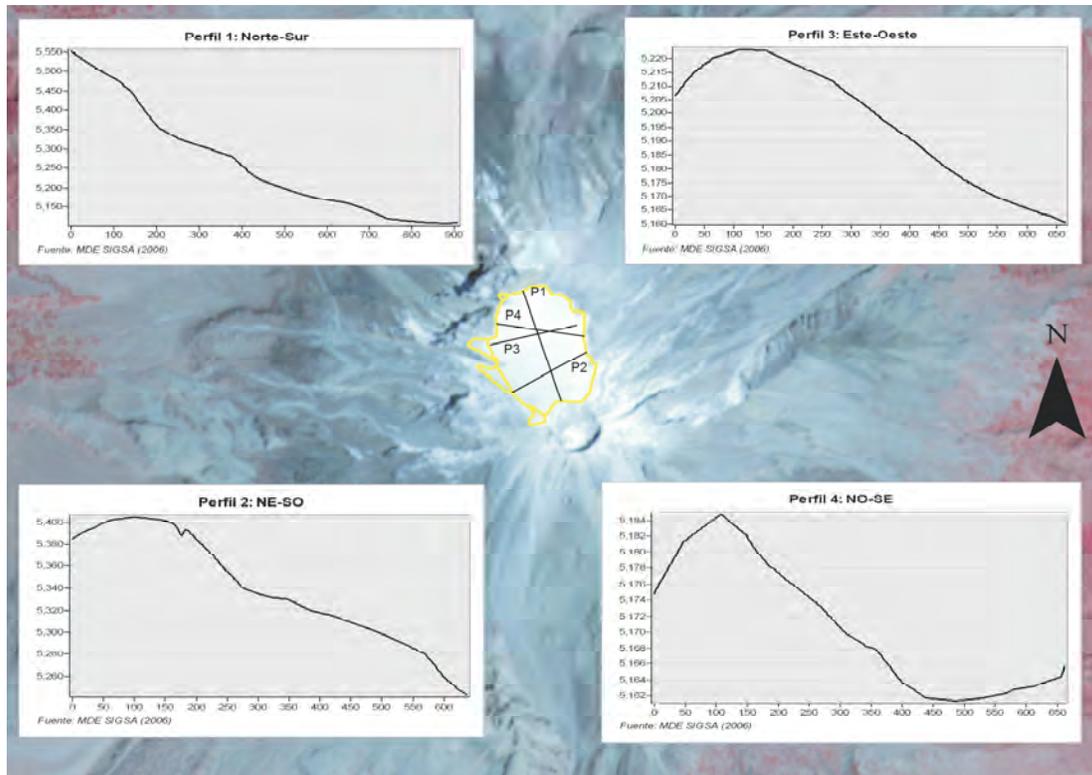


Figura 3.10: Perfiles longitudinales y transversales trazados sobre el MDE de SIGSA (2006). A partir de estos se determinó el espesor promedio de la cubierta glacial del Pico de Orizaba para ese año

En la Figura 3.10 se pueden observar los perfiles trazados sobre la superficie glacial en el Pico de Orizaba delimitados por el límite glacial para el año 2006. Año que corresponde a la fecha representada por el MDE de SIGSA. Por lo tanto, este MDE define la topografía del glaciar en 2006. Con base en la ecuación 3.1 se calcula la altura promedio para cada uno de los perfiles de la figura 3.10, obteniendo así una representación de la profundidad del glaciar para ese mismo año. Más adelante podremos ver cómo a partir de una proyección del valor de la profundidad promedio del glaciar en 2006 se pueden estimar los volúmenes para el resto de las fechas con-

sideradas en esta investigación. A continuación, describiremos la forma de obtener este espesor promedio a partir de perfiles de profundidad realizados mediante el uso de radar de penetración o GPR.

3.1.3.3. Espesores promedio: perfiles de radar de penetración

Para los glaciares del volcán Iztaccíhuatl, y de igual forma para el glaciar Norte en el Pico de Orizaba, se utilizaron los datos de profundidad del glaciar medidos a partir de unos perfiles de radar de penetración llevados a cabo sobre la superficie glacial de estos volcanes. Estos perfiles se realizaron gracias al apoyo de gente especializada en la operación del equipo y técnicas de montaña; siendo parte de diversas campañas de investigación en campo acerca del balance de masa de los glaciares mexicanos durante los años 2001 y 2006 respectivamente.

Uno de los perfiles de radar de penetración (GPR) en el volcán Iztaccíhuatl se desarrolló a lo largo de la zona conocida como “*La Panza*” en 2001 a 5000 m.s.n.m y siguiendo una trayectoria de 415 m de longitud (Figura 3.11) sobre dicha cota. Para este perfil se usaron antenas de 100 MHz en modo de reflexión con una separación de 2.5 m y tamaños de paso de 2.5 m (Álvarez y Delgado-Granados, 2002) . A partir de este perfil, estos autores infieren que la estructura que denota es la de uno de los cráteres que existen en todo este volcán, el cual pudo ser rellenado por la mezcla de hielo glacial, fragmentos de roca y escombros volcánicos, cubriendo un volumen de $10.04 \times 10^6 \text{ m}^3$.

El segundo perfil de GPR sobre el Iztaccíhuatl fue realizado a lo largo de 180 m en la zona conocida como “*El Pecho*”. Este perfil muestra un relieve similar al de otro cráter volcánico con una profundidad máxima de poco más de 10 m. Sin embargo, a diferencia del perfil anterior, para éste no se conoce con exactitud la fecha, orientación, distancia y elevación a la cual fue desarrollado. Por lo tanto, sólo consideraremos a este perfil como una estimación mínima de la profundidad promedio del glaciar en la zona de El Pecho. Sobre todo si tomamos en cuenta que

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

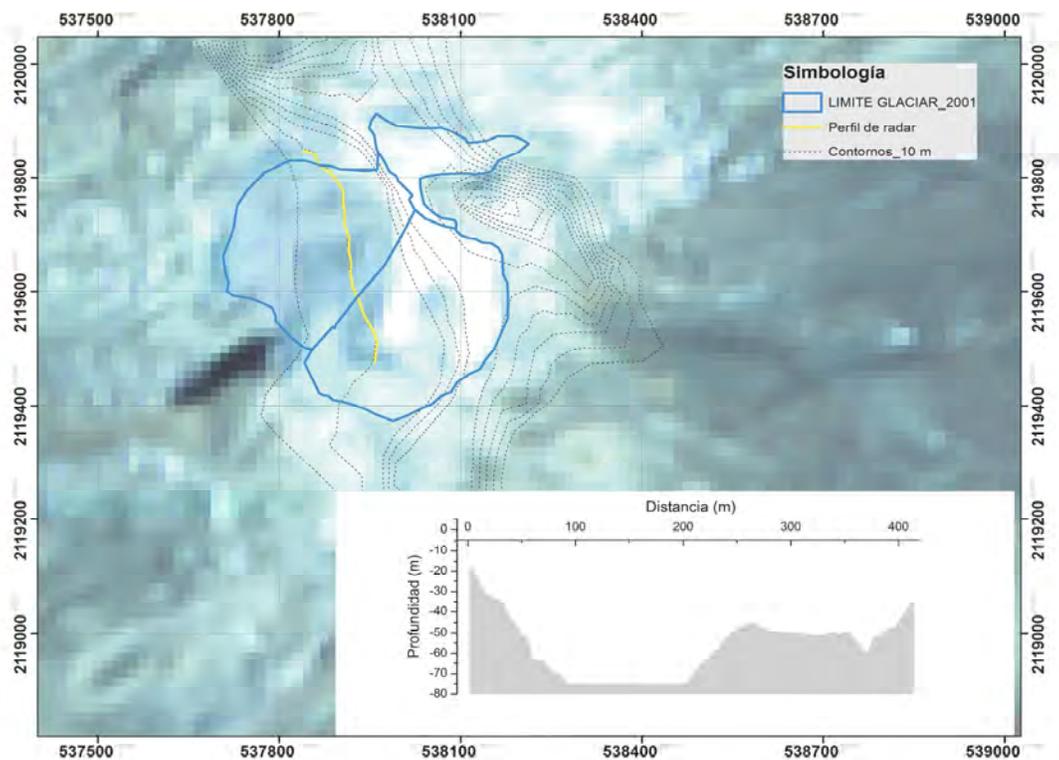


Figura 3.11: Perfil de GPR sobre la superficie del glaciar Ayoloco en el volcán Iztaccíhuatl. En la gráfica desplegada dentro de este mapa se muestran los valores de profundidad de dicho perfil. Las curvas de nivel en el mapa están desplegadas en intervalos de 10 m. La imagen de fondo es una imagen ASTER de la zona en 2001, año en el que se realizó este perfil de GPR.

nuestro principal interés, al momento de estimar de forma cuantitativa el volumen glacial, es el visualizar la cantidad de masa perdida sobre los glaciares mexicanos para los últimos años. En otras palabras, lo que importa en esta investigación es la magnitud aproximada del volumen perdido o ganado por los glaciares mexicanos como parte de su evolución en los últimos años, traduciéndolo en las unidades de masa correspondientes.

Basándonos en el perfil de GPR mostrado en la Figura 3.12, podemos ver que la topografía subyacente al glaciar es bastante homogénea y que el cráter cubierto por este glaciar al menos tiene una profundidad promedio de 10 m a lo largo de toda su superficie. Por lo tanto las profundidades promedio de los dos sistemas de

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

glaciares principales en el volcán Iztaccíhuatl van de los 10 m de espesor promedio en El Pecho, a los 59 m de espesor promedio calculados para el sistema de La Panza. Estos valores de espesor representarían la profundidad promedio de los glaciares de este volcán para el 2001.

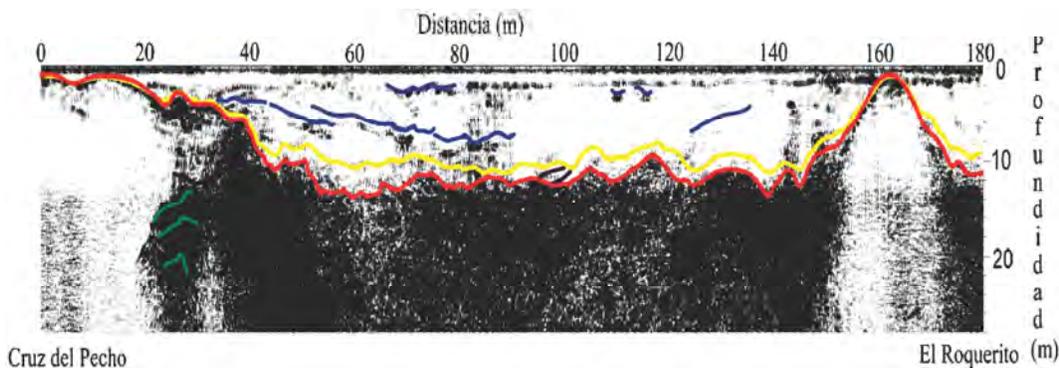


Figura 3.12: Perfil de GPR sobre la zona de El Pecho en el volcán Iztaccíhuatl. En la figura se aprecia la gran homogeneidad en la topografía subyacente en esta zona del glaciar. Por otro lado, es importante mencionar que esta imagen fue obtenida directamente de los archivos personales del Dr. Hugo Delgado Granados y los valores originales del perfil aún siguen en procesamiento para su publicación.

Para el caso del Glaciar Norte en el volcán Pico de Orizaba, adicional al espesor promedio calculado con los MDE, en esta investigación se utilizó un valor de la profundidad promedio obtenido directamente de un perfil de GPR desarrollado durante el 2006 en esta zona (dato obtenido de Ontiveros-González, comunicación personal). En éste podemos apreciar cómo el glaciar presenta profundidades entre 1 y 2 metros en los bordes del glaciar con una profundidad promedio de 19.5 m y profundidades mayores a los 50 m dentro de los primeros 200 m del perfil en la zona occidental del glaciar. (Figura 3.13). Estos contrastes en la profundidad del glaciar nos dan una mejor idea de la subestimación que hay en el cálculo del volumen a partir de los espesores obtenidos con los MDE, incluso, la subestimación que existe con los mismos perfiles de GPR. Sin embargo, dada la forma cónica del volcán, es válido argumentar que toda la topografía de la base del glaciar pueda representarse por un único perfil de radar. Lo que prácticamente significa que la base del glaciar es homogénea longitudinal y transversalmente. Esto puede deducirse directamente de

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. DETERMINACIÓN DE LOS CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

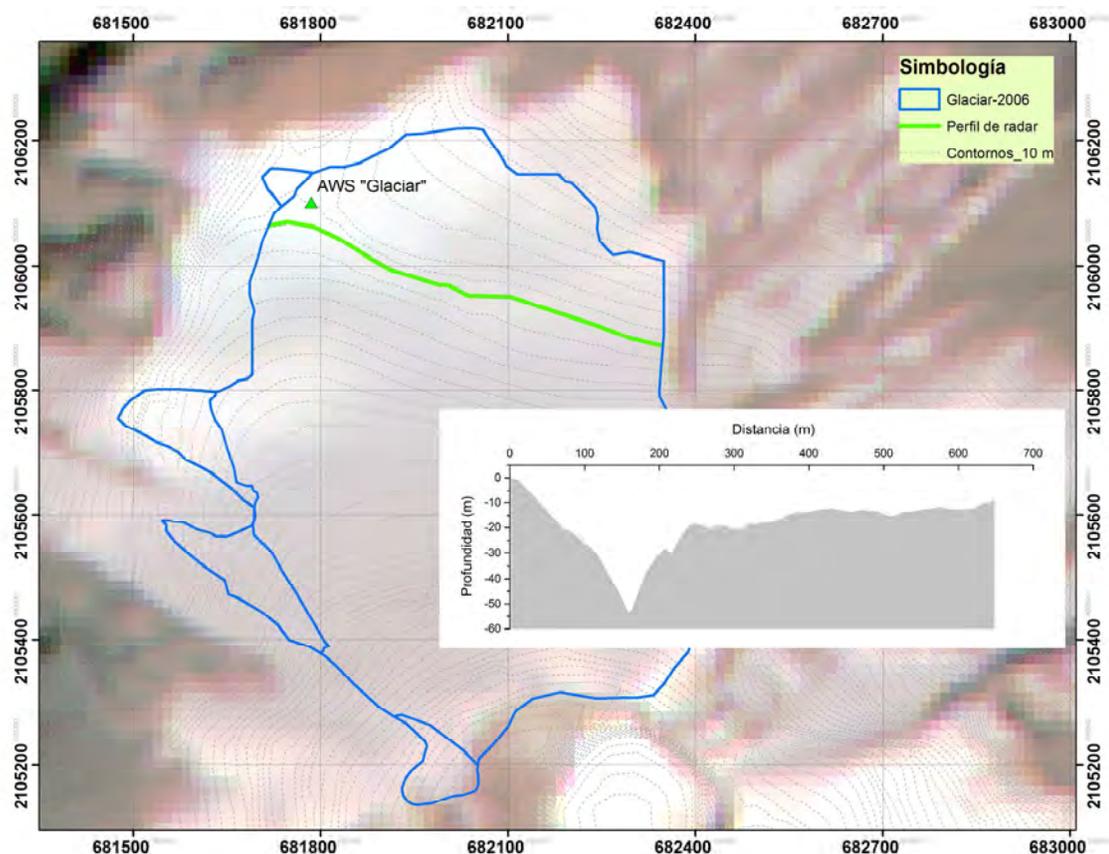


Figura 3.13: Mapa del perfil de GPR realizado sobre la superficie del Glaciar Norte en el PO. En la gráfica dentro del mapa se muestra el perfil de profundidades dirección Oeste-Este obtenido del perfil de GPR en color verde. Los contornos o curvas de nivel están representados cada 10 m de elevación.

la Figura 3.13, donde a partir de los 200 m del perfil ya no existen cambios relevantes en el espesor del glaciar.

Por lo tanto dados los propósitos planteados al inicio de esta investigación, la estimación del volumen a partir del espesor promedio obtenido de las mediciones hechas con el radar de penetración es suficiente para poder establecer un escenario de pérdida o ganancia de masa sobre la superficie de los glaciares mexicanos. En este sentido, en el capítulo 4 haremos una comparación entre los diferentes valores de volumen obtenidos mediante cada uno de los métodos descritos en esta sección.

Veremos cómo éstos son comparables entre sí y cómo reflejan las condiciones de pérdida de masa que arrojan tanto las diferencias de los MDE, como los resultados del balance de masa modelado en esta investigación (ver Sección 3.5).

3.1.3.4. Proyección del volumen promedio obtenido

Con el fin de poder establecer un valor para el volumen glacial en el resto de las fechas estudiadas en esta investigación, se llevó a cabo una proyección del valor del espesor obtenido mediante los perfiles de GPR y las tasas de pérdida promedio de la cobertura glacial en los glaciares del Citlaltépetl e Iztaccíhuatl. Tal y como lo veremos más adelante, estas tasas de pérdida indican un retroceso constante de la cobertura glacial que en términos de masa y volumen significan una disminución del espesor glacial al no existir evidencias de recarga de material sobre la superficie. Por lo tanto, es posible suponer que la disminución del espesor glacial a lo largo de nuestro periodo de estudio se dio de forma homogénea similar al retroceso de la cobertura glacial. Así, la tasa de pérdida promedio de la cobertura glacial nos permite proyectar el espesor de hielo antes y después del 2006.

Por ejemplo, si el espesor de hielo glacial en 2006 para el Pico de Orizaba era de 19.5 m y la razón de pérdida de área glacial promedio en este volcán es de -5 % de área por año, para el 2007 el espesor glacial tuvo que disminuir al menos un 5 % del espesor promedio en 2006; aproximadamente 1 m de espesor durante ese año. Finalmente de esta proyección podemos estimar el volumen del glacial para cada una de las fechas descritas en la Tabla 2.4 utilizando la relación: Área x espesor promedio.

Los resultados de esta proyección en el caso del Pico de Orizaba son desplegados en la Tabla 4.3 de la sección 4.1.1. En ésta Tabla se muestran dos proyecciones para el valor promedio del espesor del hielo glacial: una correspondiente al perfil de radar y la otra correspondiente a la proyección del valor promedio del espesor obtenido con los MDE.

3.2. Análisis y procesamiento de los datos meteorológicos

Previo al análisis de cualquiera de los parámetros meteorológicos utilizados en esta investigación, fue necesario homogeneizar los datos dependiendo del formato en que estos vinieran. Es decir, el formato de fecha, hora, tiempo de muestreo, cantidad medida y periodo de la serie total. Como ya lo hemos visto en las tablas 2.7, 2.8 y 2.9 todas tienen periodos de muestreo diferentes, las que más se aproximan son las series de tiempo de los datos de reanálisis que por lo general van de enero de 1979 a diciembre del 2014. Sin embargo, la resolución temporal de cada una de estas puede variar como las mismas tablas nos lo indican.

El primer paso para el procesamiento de cualquier serie de datos meteorológicos es definir el formato de fecha en la que estos vienen. Para esta investigación, se utilizó el formato más general en que se despliegan las fechas en el país: dd/mm/aaaa hh:mmm. A partir de este formato pudimos separar correctamente aquellos datos semi-hora de aquellos diarios y mensuales. Este formato puede establecerse en cualquier procesador de base de datos tipo Excel u Origin y es importante tenerlo en cuenta al momento de querer graficar datos de diferentes fuentes.

Cada base de datos y cada administrador elige los formatos en los cuales desplegar sus datos por lo tanto, previo al análisis de cualquier base de datos es importante leer el metadatos adjunto a la información adquirida. Esto sirve para evitar errores de interpretación de los encabezados de las variables, las unidades, el tiempo de resolución y en el caso particular de la precipitación saber si esta es la precipitación total (mm) o el flujo de precipitación laminar (mm/día). Muchas bases de datos utilizan la precipitación laminar, sin embargo para nuestros propósitos la mejor forma de analizar la precipitación fue mediante la precipitación total diaria, mensual y anual.

Otra diferencia que debemos tener en cuenta al momento de hacer un análisis

climático a partir de diferentes fuentes de datos meteorológicos es el tipo de base de datos que estamos utilizando. En nuestro caso utilizamos dos fuentes de información de datos meteorológicos: (1) los adquiridos de estaciones meteorológicas automáticas o sinópticas (ver sección 2.5) y (2) los datos de reanálisis de la NOAA. El primer tipo son datos semi-hora, hora, cada 3 horas, diarios o mensuales que determinan las condiciones meteorológicas en un punto en particular de la superficie y a una elevación dada. El segundo tipo son datos que pueden estar en resoluciones cada 3 horas, cada 6 horas, diarias y mensuales con la característica que son datos contenidos dentro de una malla o grid espacial que define la meteorología en diferentes puntos del espacio. Es decir, cada cuadro de la malla contiene la información meteorológica a una altura específica. Este valor de altura específica es necesario tenerlo presente ya que existen diferentes niveles en los cuales se colectan los datos de reanálisis: nivel de superficie (altura definida por la altura equipotencial), nivel 2 metros (altura equipotencial + 2 m), nivel 10 metros (altura equipotencial + 10 m) y niveles de presión (de 1000 mbar a 100 mbar). Sólo los datos oceánicos: temperatura de superficie del mar, anomalías de temperatura de superficie, etc., vienen en nivel de superficie y no en niveles de presión.

Para poder comparar entre sí los datos meteorológicos de reanálisis con los de las estaciones meteorológicas se establecieron dos escenarios: (1) el análisis climático a nivel de superficie y (2) el análisis climático a un nivel de presión de 500 mbar. Este último se eligió así dado que la presión promedio a los 5100 m.s.n.m. es de poco más de 500 mbar según la ley exponencial de la presión atmosférica (formula barométrica). Una vez bien definidos estos escenarios, se eligió también la resolución espacial a la cual se debían analizar estas bases de datos. La primera es un análisis local de las condiciones meteorológicas sobre cada estación y la segunda es un análisis regional de las condiciones meteorológicas a partir de los datos en malla de reanálisis. Estos datos, también fueron interpolados sobre ciertos puntos definidos como estaciones virtuales los cuales cubren las áreas de interés. Sin embargo, los centros geográficos

de estos píxeles no necesariamente, dada la resolución de las mallas del reanálisis, son muy cercanos a la posición de los glaciares Mexicanos. A pesar de lo anterior, estas estaciones virtuales nos permiten tener datos de largo plazo para el análisis local de los parámetros meteorológicos tanto a nivel de superficie como a los 500 mbar.

A continuación, describiremos los pasos para obtener los valores meteorológicos sobre un punto en particular dentro de la malla de los datos de reanálisis, además de describir la forma de convertir el formato de los datos de reanálisis (netcdf) en formato raster .txt. Posteriormente, describiremos la metodología usada para calcular la estadística básica de los datos meteorológicos (media, promedio, máximo, mínimo, desviación estándar y rango), la climatología, la variación diurna, anual e interanual, el ciclo anual, los promedios anuales, el promedio anual de toda la serie, las anomalías, los valores extremos y las tendencias de cada uno de los parámetros meteorológicos analizados.

3.2.1. Pre-procesamiento de los datos de reanálisis

Los datos de reanálisis vienen en un formato de almacenamiento (netcdf) que permite guardar grandes cantidades de información espacial y temporal dentro de un archivo de fácil descarga via web. Al principio de esta investigación no existían softwares libres con los cuales visualizar y extraer la información contenida en estos archivos de una forma fácil y rápida. Los pocos que existían eran caros y de difícil acceso. Por lo tanto, en esta investigación desarrollamos algunos scripts en lenguaje Matlab para abrir, visualizar y extraer información de estas bases de datos con las cuales poder establecer una climatología y una estadística de los parámetros meteorológicos. Ya que no solamente necesitábamos abrir o visualizar el contenido sino también exportarlo en algún formato con el cual manejar la información espacial o temporal de estos datos. Actualmente, los archivos netcdf pueden visualizarse de forma gratuita con softwares como Panoply o con extensiones adicionales en ArcGIS

10.1.

El primer script implementado sirvió para leer los datos de temperatura a nivel de superficie y calcular el valor promedio de toda la serie de 1979 a 2014. Este mismo script permite calcular la climatología de la temperatura del aire a partir de los promedios mensuales de todos los datos de la serie, es decir, el promedio de todos los eneros, febreros, marzos, abril, etc. También permite extraer información de un año en particular (promedio anual) o de algún mes de algún año en específico. Los resultados de este programa (Apéndice B.1) son archivos en formato *txt* que pueden ser procesados en softwares como ENVI para rasterizarlos y procesarlos como una imagen georeferenciada.

El segundo script determina lo mismo que el anterior pero en niveles de presión atmosféricos, en nuestro caso a un nivel de presión de 500 mbar (Apéndice B.2). Este programa requiere una mayor capacidad de computo en función de la resolución espacial de los datos introducidos. Por ejemplo, para los datos de reanálisis mensuales de 1979 a 2014 en una malla de $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ y 29 niveles de presión y un equipo de cómputo con Procesador Intel i7 (3.2 GHz) y 12 Gb en RAM el proceso tardaría aproximadamente 45 min con uso específico del PC en esta tarea.

Un último script para el pre-procesamiento de los datos de reanálisis y la interpolación de la información contenida en los archivos netcdf sobre diferentes puntos de muestreo (Tabla 3.2) es el que se muestra en el Apéndice B.3. Este script permite interpolar los datos contenidos dentro de un netcdf en cualquiera de los formatos existentes: mensuales, hora, cada 4 horas o cada 6 horas. A partir de este programa se pudieron extraer los datos de temperatura o precipitación de las series más largas que tiene la NOAA, desde 1880 o 1900. La resolución de estos datos y la forma de extraerlos no requiere de gran capacidad de computo para realizar esta tarea.

Finalmente, los resultados de las anomalías de precipitación, humedad relativa, temperatura del aire, temperatura de la superficie del mar, así como los valores promedio mensuales entre 1979 y 2014 de la temperatura del aire, la humedad re-

lativa y la precipitación son manipulados previamente dentro del software ENVI 4.8 para la obtención de imágenes Raster. Una vez obtenidos los raster de cada uno de estos parámetros, se trabajo con el software ArcGIS 10.1 para el desarrollo de un SIG con la climatología y los datos útiles para el cálculo de los parámetros Bioclimáticos³ de cada variable. Todos los datos en malla se homogeneizaron a una resolución espacial de tamaño de píxel de $0.35^\circ \times 0.35^\circ$. Este SIG fue útil para el desarrollo de mapas de anomalías, valores promedio y la climatología de los principales parámetros meteorológicos involucrados en la dinámica del retroceso glacial en México. Complementando así, el registro meteorológico y climático obtenido de las estaciones meteorológicas y los puntos de interpolación de los datos NARR (Tabla 3.2). Debido a la eficiencia de los datos obtenidos en esta investigación se espera que el registro y almacenamiento de éstos continúe en años posteriores al 2015.

3.2.2. Procesamiento de los datos en las estaciones meteorológicas

Para homogeneizar los formatos de cada una de las estaciones meteorológicas fue bastante útil el empleo de Excel y Matlab para establecer promedios diarios o mensuales de cada uno de estos parámetros. De las estaciones meteorológicas, la estación Izta-Popo fue la que presentaba más gaps dentro de la serie. La estación Sinóptica Puebla es la más cercana a los glaciares del Pico e Izta. Sin embargo muestra una gran cantidad de anomalías de formato, falta de información y continuidad de la serie. Antes de 1999 los huecos y la discontinuidad en las mediciones son más evidentes lo que hizo complicado la homogeneización de los datos a datos diarios. Sólo los datos de la estación sinóptica de Puebla venían acompañados de un metadata a

³Las variables bioclimáticas se derivan de los valores mensuales de temperatura y precipitación con el fin de generar otras variables con un significado biológico. Éstas representan tendencia anuales, estacionalidad, condiciones extremas o parámetros límite del ambiente: temperatura media, precipitación anual, rango anual de la temperatura, mes más frío, trimestre más lluvioso, etc

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.2. ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS METEOROLÓGICOS

Nombre	Tipo	Altitud (m)	Altura geo-potencial(m)	Longitud	Latitud	Distancia al sitio	Periodo
Glaciar	AWS	5100	2681	-97.272623°	19.039580°	0 km al PO - 145 km al Izta	Sep 2006- Oct 2009
Universidad Tecnológica de Tecamachalco - UTT	EMA	2047	2213	-97.721666°	18.866388°	50 km al PO - 102 km al Izta	May 1999- Mar 2011
Izta-Popo	EMA	3682	2430	-98.643055°	19.095555°	145 km al PO - 7 km al Izta	Feb 2008- Mar 2011
Puebla	Sinóptica	2179	2019	-98.166666°	19.05°	95 km al PO - 51 km al Izta	Mar 1989- Dic 2012
Estación Virtual 1	NARR 8x	2347	1839	-97.25°	19.68°	72 km al PO - 157 km al Izta	Ene 1999- Dic 2006
Estación Virtual 2	NARR 8x	2205	2019	-98.17°	19.01°	95 km al PO - 51 km al Izta	Ene 1999- Dic 2006
Estación Virtual 3	NARR 8x	1520	1664	-98.2°	18.76°	102 km al PO - 65 km al Izta	Ene 1999- Dic 2006
NARR_Izta	NARR Mensual	4057	2430	-98.66°	19.03°	146 km al PO - 14 km al Izta	Ene 1979- Dic 2014
NARR_Pico de Orizaba	NARR Mensual	5542	2681	-97.27°	19.03°	0 km al PO - 145 km al Izta	Ene 1979- Dic 2014

Tabla 3.2: Metadata de las estaciones meteorológicas virtuales (NARR), automáticas y sinópticas establecidas y utilizadas en esta investigación. En color “cian” están marcadas las alturas equipotenciales que representan la altura de superficie en los datos de NARR. En algunos casos estas alturas equipotenciales se aproximan a la altura del relieve (altitud).

partir del cual se podían entender mejor los encabezados de los datos.

Una vez homogeneizada la información (valores promedios diarios) se procedió al cálculo de la estadística básica de cada uno de estos parámetros dentro del programa Origin. Este programa permite extraer la estadística, correlación frecuencia y otros parámetros o funciones estadísticas a una serie de datos. A su vez, este programa representa una excelente herramienta para graficar y visualizar una gran cantidad de datos. Todos los gráficos y las tendencias mostradas en el capítulo de Resultados fueron calculados con este programa. Las líneas de tendencia se crearon a partir de ajustes lineales que este mismo programa calcula.

El promedio mensual y anual de cada variable se obtiene mediante algoritmos sencillos en Matlab que únicamente van calculando el promedio mes a mes y año con año a partir de los valores de las fechas de cada variable. Es por esto, que es muy importante tener todas las series de tiempo con el mismo formato de fecha.

3.2.2.1. Análisis de Anomalías

El cálculo de las *anomalías* es una de las tareas más complicadas cuando se trata de analizar una serie de datos. Ya que necesitamos extraer la estacionalidad de la serie removiendo el ciclo anual de la misma y cualquier otro ciclo que la serie contenga. Para el caso de datos meteorológicos el único ciclo que por lo general domina la estacionalidad de la serie es el ciclo anual. Para calcular el ciclo anual, es necesario determinar los valores promedio de cada mes en función de los datos diarios, hora o semi-hora. Por ejemplo, si tenemos valores diarios de temperatura debemos sacar el valor promedio de esos datos mes a mes. Una vez que tengamos este valor promedio para cada mes de la serie podremos observar justamente el ciclo anual que domina la estacionalidad de los datos. Para remover la estacionalidad y ver las anomalías que en este caso son de la temperatura necesitamos promediar mes a mes todos los meses de la serie, es decir, obtener el valor promedio de todos los eneros de la serie, todos los febreros, marzos, etc. Estos promedios al final representan la climatología de la temperatura. Una vez que tenemos este valor para cada mes, ya podemos remover la estacionalidad de la serie haciendo la diferencia entre el valor original de la temperatura y su media climatológica. Es decir, si el valor de la temperatura es en enero se le resta el valor promedio de la climatología de enero y así sucesivamente.

En nuestro caso, dado que trabajamos con muchos parámetros y muchas fuentes de información, nos vimos en la necesidad de implementar este proceso mediante un script en Matlab descrito dentro del Apéndice B.4.

3.2.2.2. Análisis de Anomalías

Los valores extremos o mejor conocidos como *outliers* son valores que están determinados por el valor promedio de una serie, su desviación estándar y los percentiles. A partir de estos, se establecen diagramas de cajas con los cuales se van

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.2. ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS METEOROLÓGICOS

delimitando la forma y tendencia de los datos. En otras palabras, los diagramas de cajas son una representación visual de la distribución de los datos con respecto a su media la cual describe la dispersión y simetría de los mismos. Esta dispersión y los límites estadísticos definidos por las cajas son los que nos conducen a los valores extremos de la serie. En la Figura 3.14 se muestra un diagrama de caja en el cual se definen cada uno de los componentes que lo forman. Estos corresponden a la media, promedio primer cuartil, tercer cuartil, 5% de los datos, 95% de los datos y valores máximos y mínimos. Entre el valor máximo y el 95% de los datos hemos definido los outliers superiores y entre el 5% y el valor mínimo de los datos los outliers inferiores.

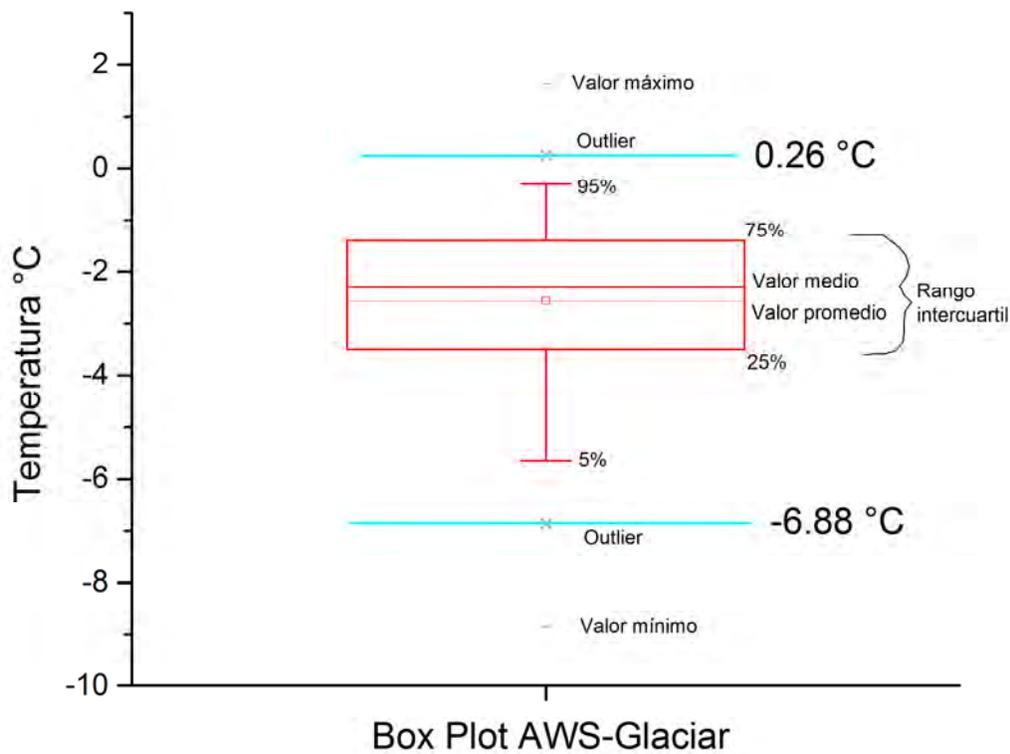


Figura 3.14: Diagrama de caja

3.2.3. Gradiente vertical de la temperatura del aire

El gradiente vertical de la temperatura del aire se calculó a partir de los datos de temperatura de las 4 estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación. De estos datos se obtuvo el valor promedio de la temperatura del aire para cada estación, los cuales se compararon entre sí con base en la altitud a la cual están instaladas estas estaciones. Esta comparación está descrita en la ecuación 3.2 de la cual se obtiene el gradiente de temperatura entre dos estaciones a diferentes elevaciones.

$$\nabla T = \left| \frac{T_{h_1} - T_{h_2}}{h_1 - h_2} \right| \quad (3.2)$$

Donde T_{h_1} y T_{h_2} son las temperaturas promedio en la estación 1 y 2 respectivamente, las cuales están a una altitud correspondiente h_1 y h_2 . Este gradiente puede representar el gradiente de temperatura entre la estación AWS-Glaciario y la estación Puebla, sin embargo, aún existen otras cuatro combinaciones para las cuatro estaciones meteorológicas utilizadas en este trabajo. Por lo tanto, el gradiente vertical de la temperatura es el promedio del gradiente de cada una de las cinco combinaciones posibles entre estas cuatro estaciones. Así, el gradiente de temperatura obtenido por cada par de estaciones es el siguiente:

1. AWS vs. UTT = $\nabla T_1 = -6,25^\circ C/Km$
2. AWS vs. Izta-Popo = $\nabla T_2 = -8,00^\circ C/Km$
3. AWS vs. Puebla = $\nabla T_3 = -6,50^\circ C/Km$
4. Izta-Popo vs. Puebla = $\nabla T_4 = -5,12^\circ C/Km$
5. Izta-Popo vs. UTT = $\nabla T_5 = -4,72^\circ C/Km$

En promedio, el Gradiente Vertical de la Temperatura (dado por los gradientes anteriores) es de **-6.12 °C/Km**. Gradiente que será utilizado más adelante

para proyectar el valor de la temperatura del aire a nivel de superficie (superficie equipotencial) al nivel de los 500 mbar dentro del Modelo de Balance de Masa implementado en esta investigación.

3.3. Determinación de la Línea de Equilibrio en Altitud (ELA) para los glaciares mexicanos

Debido a los propósitos de esta investigación el concepto de la ELA de un glaciar requiere ser clarificado. La definición tradicional de ELA hace referencia a la altitud donde el balance de masa neto al final del periodo de ablación (verano) sea igual a cero ($b_n=0$; Paterson, 1994). Definición que fue desarrollada para glaciares de latitudes medias y altas, la cual es menos obvia para glaciares tropicales donde la ablación se da a lo largo del año y el final del periodo de secas resulta ser el mejor punto para establecer el año de balance. Por lo tanto, en estos glaciares, la altitud de la línea de equilibrio es difícilmente constante a lo largo del glaciar y a lo largo del año (Benn et al., 2005), siendo que la ELA anual refleja las condiciones transitorias a lo largo del año, pues el glaciar como tal pudo haber ganado o perdido masa con respecto al año previo.

La **ELA del estado estacionario** es la altitud promedio a la cual $b_n=0$ en un glaciar con balance neto anual igual a cero, representando a un glaciar con una geometría particular que está en equilibrio con el clima. Esta definición de ELA corresponde o se ajusta mejor a las ELAs teóricas calculadas para *glaciares pasados (Former glaciers)*. Este tipo de ELAs se han determinado en glaciares tropicales y glaciares de los Himalaya donde el balance de masa está bien documentado. Ejemplo claro de esto es el trabajo de Wagnon et al. (2001) el cual graficó el balance de masa neto vs. la ELA anual para varios años obteniendo así la ELA en donde $b_n=0$ mediante una interpolación de los datos colectados. Todo lo anterior es válido cuando han ocurrido tanto años con balance positivo como años de balance

neto negativo, sin embargo, en glaciares que están en constante retroceso el concepto actual de ELA del *estado estacionario* no es un concepto muy útil para referirnos a un glaciar donde no se dan estas condiciones hipotéticas de un clima bajo el cual éste se encuentre en equilibrio.

De esta forma, la ELA a la cual nos referiremos en esta investigación es una ELA calculada para cada año en particular y la ELA promedio de éstas. Considerando que esta ELA no define un estado de equilibrio sobre el glaciar, sino más bien, la transición entre una zona con balance de masa neto predominantemente negativo de una con balance de masa neto positivo durante uno o varios años. Con base en todo lo anterior, a continuación describiremos el método con el cual se calculó la ELA promedio anual e interanual de los glaciares del Pico de Orizaba y Popocatepetl respectivamente. Tomando con cuidado, para el caso del Pico de Orizaba, aquellos años en los cuales pudieran haber existido condiciones anómalas en la acumulación y/o ablación sobre el glaciar. Basándonos principalmente en las anomalías de precipitación y temperatura calculadas en esta investigación.

Algunos de los métodos mas comunes para la reconstrucción y determinación de la ELA están definidos por sus acrónimos en inglés y la traducción al español hecha en esta investigación intenta ser lo más próxima posible al significado del método: (1) Tasas de área de acumulación (Accumulation Area Ratios-AAR); (2) Area vs Altitud \times Tasas de Balance (Area-Altitud Balance Ratios-AABR); (3) Elevación Máxima de las Morrenas Laterales (Maximum Elevation of Lateral Moraines-MELM); (4) Tasas de Altitud de la Cabeza al Pie (Terminus to Head Altitud Ratios); y (5) Índices morfológicos.

En nuestro caso, los métodos utilizados para determinar la posición de la ELA sobre la superficie de los glaciares en México fueron los siguientes: AA (Area vs Altitud) y AABR (Area-Altitud Balance Ratios). Estos métodos han sido descritos de forma detallada en el trabajo de Osmaston (2005), quien hace énfasis en el empleo de los mismos en casos donde las observaciones del balance de masa no se encuentren

disponibles. Además el autor establece las bases para generar un archivo Excel con el cual calcular casi automáticamente las ELAs de cualquier glaciar a partir de su hipsometría (Area vs Altitud) y de los radios de balance (BR) correspondientes a cada glaciar. Haciendo algunas suposiciones conceptuales y basándonos en los principios arriba descritos, en esta sección planteamos dos escenarios bajo los cuales se desarrollaran ambos métodos: (1) que los glaciares mexicanos son similares a los glaciares tropicales ($BR > 3$) y (2) que los glaciares mexicanos son similares a aquellos glaciares en latitudes medias ($BR = 1$). Al respecto, el método AA se basa ya en el hecho de que $BR = 1$ mientras que el método AABR asume que la curva de balance de masa vs. altitud consiste de dos segmentos lineales por encima de la ELA, usualmente de diferentes pendientes, con los cuales se establece un valor ideal para el BR.

Kurowski (1891) ideó por primera vez el método AA para estimar las ELAs sobre los glaciares Alpinos. Sissons (1974, 1980) re-formuló este método incluyendo el concepto de la altitud promedio de cada una de las fajas del glaciar. Este método se basa en que la posición de la ELA es el valor medio del producto del área y la altitud promedio de las fajas consecutivas que conforman la superficie del glaciar. Es decir, se suman primero todos los productos del área por la altitud promedio de todas las fajas consecutivas que forman la superficie del glaciar, y posteriormente este resultado se divide por el área total del glaciar. Matemáticamente tendríamos lo siguiente:

$$ELA = \sum_{i=1}^N \frac{\bar{h}_i * \text{Área}_i}{A} \quad (3.3)$$

con \bar{h}_i la altitud promedio de la faja i del glaciar ($(h_{inicial} + h_{final})/2$) y A el área total del glaciar. Este cálculo puede hacerse fácilmente dentro de una hoja Excel una vez que contamos con la hipsometría del glaciar para cada fecha o año correspondiente. La forma en que se determinó la hipsometría del glaciar Norte en

el Pico de Orizaba para el año 2010 puede verse gráficamente dentro de la Figura 3.15. En ésta podemos observar que las fajas de área glaciar se forman cada 20 m (fajas azules) sobre la superficie del mismo. Estas fajas son determinadas a partir de las fajas de nivel topográfico que resultan de una poligonalización de dos curvas de nivel consecutivas, en este caso cada 20 metros. Una vez que se determinan todas las fajas topográficas que cruzan la superficie del glaciar, se hace una intersección entre la faja y el polígono que delimita la extensión del glaciar en alguna fecha dada. Estas intersecciones crean un nuevo polígono que representa una porción del área glaciar a una elevación dada. Estas áreas contenidas dentro de las fajas (polígono morado), graficadas con respecto a la altitud, dan como resultado el gráfico hipsométrico del glaciar mostrado en el Gráfico de Barras de la Figura 3.15. En ésta figura se hace también un ejemplo de la posición de la ELA sobre la superficie del glaciar con base en dos de los resultados obtenidos en esta investigación. Esta posición fue determinada con base en el método AABR y dos escenarios para el radio de balance neto: BR=1 y BR=3.5. Todo lo correspondiente al cálculo de la hipsometría del glaciar se desarrolló utilizando el software ArcGIS 10.1.

De igual forma que para el método AA, el método AABR se basa en el principio de dar mayor peso al balance de masa en las áreas más lejanas por encima o por debajo de la ELA que en aquellas áreas muy cercanas a ésta. Ponderación que está en función de la hipsometría del glaciar ($\text{área} \times \text{altitud promedio}$) y su valor medio respecto al área total del mismo (Fig. 3.15). Sin embargo, el método AABR considera también el ajuste lineal de las curvas del balance de masa vs. la altitud antes y después de cruzar la ELA. Aunque este método es mejor y más detallado en la ubicación de la ELA en un glaciar con base en su curva de balance, justo la forma y valores de esta curva son el principal inconveniente para el empleo de este método si no existen datos disponibles del balance de masa en el sitio de interés. Tal y como sucede en el caso de los glaciares en México.

Osmaston (2005) establece una metodología para implementar dentro de una

hoja de cálculo Excel el método AABR con el cual determinar la posición de la ELA. Este método se basa en una serie de iteraciones que comienzan con un valor de prueba para la posición de la ELA el cual se va modificando hasta alcanzar la altitud donde el balance neto del glaciar sea cero. A su vez, se pueden obtener nuevos valores de esta ELA según el radio de balance que se especifique al inicio de la iteración. De acuerdo a ese trabajo, la primera parte de esta hoja de calculo nos permite encontrar la ELA mediante el método AA la cual, según los comentarios del autor, por su simplicidad no debería causar ningún contratiempo para quien desee reproducirla. Por lo tanto, esta parte funciona bastante bien para probar la eficiencia del segundo método (AABR) cuando el valor de $BR = 1$. La segunda parte de esta hoja de cálculo estima la posición de la ELA mediante una serie de iteraciones que funcionan con base en diferentes valores de prueba de la ELA. En cada iteración se calcula el balance de masa neto sobre toda la superficie del glaciar. Los resultados de estas iteraciones son revisados a fin de encontrar el par de valores de altitud donde exista un cambio en el signo del balance de masa. Finalmente, el valor exacto de la ELA, entre los dos valores encontrados, se estima mediante la proporción entre ambos balances netos. Para entender con más detalle el procedimiento y las bases de este método se recomienda revisar el trabajo de Osmaston (2005).

En esta investigación se implementó la hoja de calculo de Excel desarrollada por Osmaston (2005). Sin embargo, por cuestiones de derechos de autor esta tabla no ha sido incorporada como parte del material adjunto. Por otro lado, cabe mencionar que la hipsometría de los glaciares mexicanos y los valores de la ELA obtenidos en esta investigación formarán parte del Sistema de Información Geográfica de los glaciares mexicanos. Éste esperamos pueda ser publicado en un futuro cercano.

3.3. DETERMINACIÓN DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO EN ALTITUD (ELA) PARA LOS GLACIARES MEXICANOS

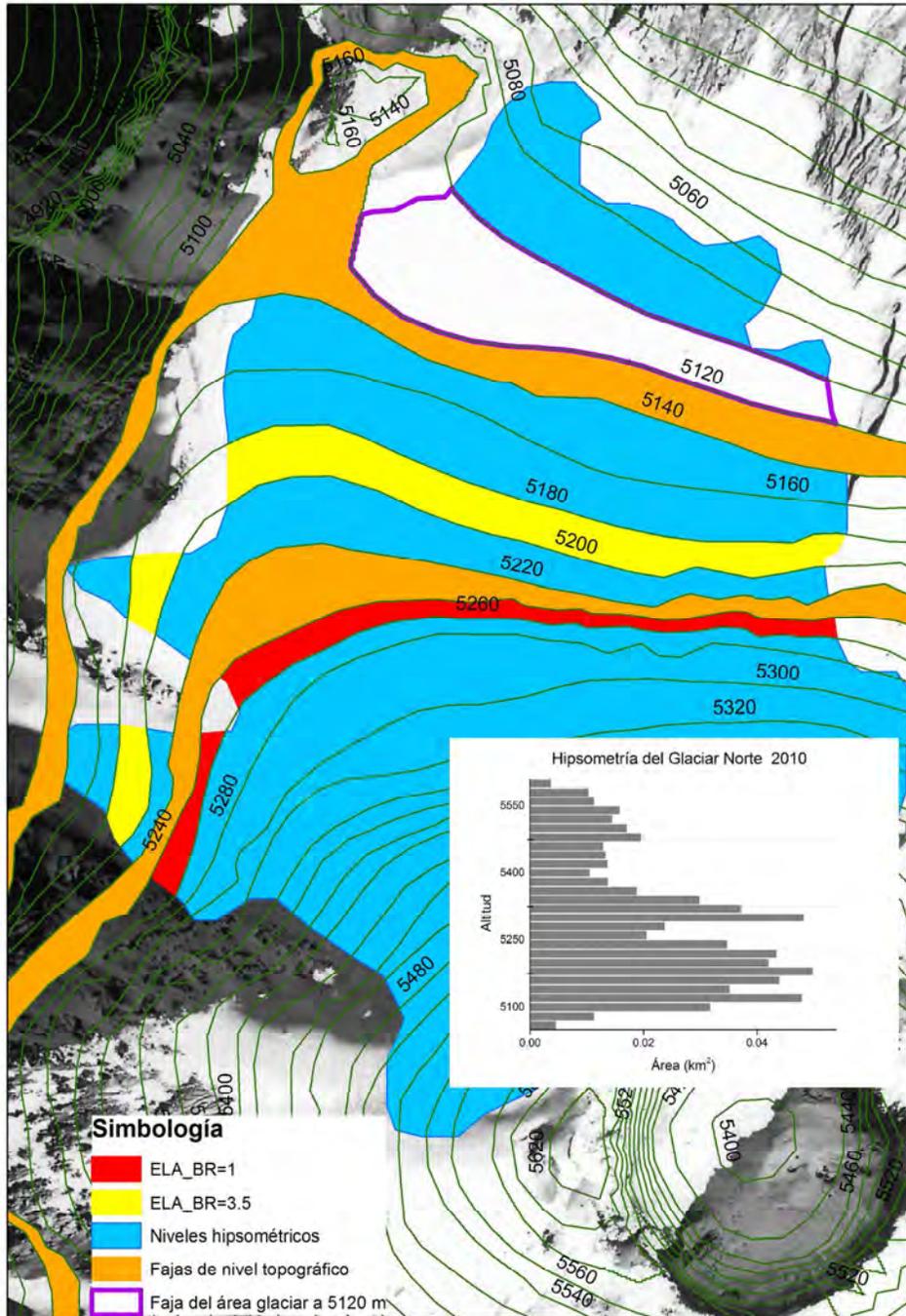


Figura 3.15: Determinación de la Hipsometría del glaciar Norte en el Pico de Orizaba para el 2010.

3.4. Calculo del Balance de Energía

En esta investigación se implementó un modelo teórico de balance de energía desarrollado por Paterson (1994). Las bases y los argumentos detallados sobre cómo fue implementado este modelo de balance de energía para el caso de la superficie glaciar del Pico de Orizaba se pueden encontrar dentro del trabajo de Ontiveros-González et al. (2015).

Este modelo parte de la ecuación general de balance de energía definida como:

$$B = RN + H - LE + LF \quad (3.4)$$

donde RN es la radiación neta, H el flujo de calor sensible, LE el flujo de calor latente y LF el flujo de calor proveniente de la precipitación. B representa el flujo total de energía sobre la superficie. Si este valor es positivo, la superficie está ganando energía disponible para derretimiento; si es negativo, la superficie del glaciar está perdiendo energía y por lo tanto está congelándose. La energía proveniente de la precipitación se considera despreciable dado que la precipitación en la superficie es mínima gran parte del año.

3.4.1. Radiación Neta

La radiación neta representa el flujo de energía total proveniente del sol el cual está compuesto por la radiación de onda corta neta más la radiación de onda larga neta. Cada una de estas radiaciones se separa en radiación entrante y saliente, que para el caso de la radiación de onda corta esta energía saliente es más bien una energía reflejada por la superficie. Así, la radiación neta estaría dada por la siguiente expresión matemática:

$$RN = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow \quad (3.5)$$

donde S simboliza a la radiación de onda corta y L la radiación de onda larga, α es la razón entre la radiación de onda corta entrante y saliente, mejor conocida como *albedo*. La radiación neta se conoce también como balance radiativo ya que nos da una idea de la cantidad de energía disponible sobre una superficie proveniente del sol. Para esta investigación RN es una de las variables meteorológicas medidas sobre la superficie del glaciar con la estación AWS-Glaciár.

3.4.2. Flujos de calor turbulentos

La transferencia de vapor de agua sobre un glaciar se asocia directamente al flujo de calor latente entre la superficie del glaciar y la atmósfera. Este flujo de calor es el responsable de la vaporización o condensación del hielo sobre la superficie. Por otro lado, el flujo de calor sensible está relacionado principalmente con la transferencia de calor del glaciar a la atmósfera o viceversa. Este flujo de calor varía con respecto a la altura y el gradiente térmico entre la superficie del glaciar y la temperatura del aire. Por lo tanto, el calor transferido por convección⁴ puede ser tratado como si se transfiriera por conducción⁵, permitiendo expresar a H en términos del gradiente vertical de la temperatura y el coeficiente de difusividad de Eddy (K_h):

$$H = K_h \rho c_p \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.6)$$

ρ representa la densidad del aire y c_p la capacidad calorífica específica a presión constante.

De acuerdo con Paterson (1994) el flujo vertical de vapor de agua esta dado por

⁴La convección es una de las tres formas de transferencia de calor y se caracteriza porque se produce por medio de un fluido (líquido o gas) que transporta el calor entre zonas con diferentes temperaturas.

⁵La conducción de calor o transmisión de calor por conducción es un proceso de transmisión de calor basado en el contacto directo entre los cuerpos, sin intercambio de materia, de tal forma que el calor fluye desde un cuerpo de mayor temperatura a otro de menor temperatura siempre que ambos estén en contacto

$E = -K_w \partial m / \partial z$, por lo tanto:

$$LE = -L_v K_w \frac{\partial m}{\partial z} \quad (3.7)$$

donde L_v es el calor específico de evaporación, K_w es el coeficiente de difusividad de Eddy para el vapor de agua y m es la masa por unidad de volumen de vapor de agua.

Una vez definidos todos los parámetros, es necesario establecer una relación entre los flujos de calor y las variables meteorológicas con el fin de calcular estos flujos de calor turbulento en función de variables medibles sobre la superficie glacial.

3.4.3. Parametrización

Siguiendo el desarrollo establecido por Ontiveros-González (2007) y recientemente por Ontiveros-González et al. (2015) podemos definir el flujo de calor latente en función de la densidad del aire, la presión de vapor de agua y la presión barométrica, obteniendo que:

$$LE = -L_v K_w (0,622) \frac{\rho}{P} \frac{\partial e}{\partial z} \quad (3.8)$$

Ahora, si consideramos que la transferencia de calor por convección depende de la turbulencia del aire, entonces podemos relacionar el coeficiente de difusividad de Eddy con el coeficiente de viscosidad de Eddy (K_m) mediante la relación $K_m = K_w = K_h$ en algún punto sobre la vertical donde se cumple que $\tau = K_m \rho \partial u / \partial z$. Esta ecuación representa el flujo vertical del momentum horizontal donde τ es el esfuerzo cortante del aire seco sobre la superficie, u es la velocidad del viento a la altura z . Esta relación definida por Paterson (1994) es válida sólo si las mediciones están hechas aproximadamente a 2 m sobre la superficie y la temperatura de superficie está próxima al punto de fusión. Considerando que τ no cambia respecto a la altura,

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA
3.4. CALCULO DEL BALANCE DE ENERGÍA

esta relación se simplifica obteniendo que $\tau/\rho = u_*^2 = cte$. Aquí, u_* representa la velocidad friccional. Esta velocidad friccional está relacionada directamente con la rugosidad de la superficie z_0 . Este parámetro puede ser calculado a partir de la velocidad del viento medido en dos alturas diferentes:

$$\ln z_0 = \left(\frac{u_2 \ln z_1 - u_1 \ln z_2}{u_2 - u_1} \right) \quad (3.9)$$

Según Paterson (1994) $\partial u/\partial z = u_*/k_0 z$ así que $K_m = u_* k_0 z$ y como $\rho = \rho_0(P/P_0)$ tenemos que:

$$H = c_p \rho_0 \frac{P}{P_0} u_* k_0 z \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.10)$$

integrando

$$H = c_p \rho_0 \frac{P}{P_0} u_* k_0 z \frac{T - T_s}{\ln z/z_0} \quad (3.11)$$

Dado que $u/u_* = 1/k_0 \ln(z/z_0)$

$$H = c_p \rho_0 \frac{P}{P_0} u k_0^2 \frac{T - T_s}{\ln^2 z/z_0} \quad (3.12)$$

Finalmente,

$$-LE = L_v \frac{\rho_0}{P_0} (0,622) u k_0^2 \frac{e - e_s}{\ln^2 z/z_0} \quad (3.13)$$

donde las constantes tienen los valores de:

$\rho_0 = 1,29 \text{ kg m}^{-3}$; $P_0 = 1,013 \times 10^5 \text{ Pa}$; $c_p = 1010 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$; $k_0 = 0,4$ constante de Von Karman; $Z = 16,8 \text{ m}$; $z_0 = 0,0011$; $L_v = 2260 \times 10^3 \text{ J/kg}$; $e_s = 611 \text{ Pa}$ (presión de vapor de saturación).

De las ecuaciones 3.12 y 3.13 únicamente tenemos que medir la presión barométrica (P), la velocidad del viento (u), la temperatura del aire (T), la temperatura de superficie del hielo (T_s) y la presión de vapor (e). Esta última quedaría en función de la temperatura del aire a partir de la relación de Goff y Gratch (1946):

$$\begin{aligned} \log_{10} e = & 7,90298\left(1 - \frac{T_s}{T}\right) + 5,02808 \log_{10} \frac{T_s}{T} + 1,3816 \times 10^{-7} [1 - 10^{11,344(1-\frac{T}{T_s})}] \\ & - 8,1328 \times 10^{-3} [1 - 10^{3,48149(1-\frac{T_s}{T})}] + \log_{10} e_s \end{aligned} \tag{3.14}$$

donde T es la temperatura en K y T_s la temperatura del punto de ebullición.

3.5. Modelo de Balance de Masa

Los principios bajo los cuales funciona el modelo de balance de masa que se desarrollará a continuación son los siguientes:

- Simulación de parámetros meteorológicos.
- Simulación del balance de energía sobre la superficie. Cantidad de Energía disponible para la fusión o sublimación de hielo.
- Fusión de hielo/nieve en función del balance de energía
- Tiempos de fusión vs. tiempos de acumulación.
- Balance de masa acumulado

3.5.1. Consideraciones básicas del modelo

El modelo de balance de masa implementado en esta investigación es el producto de un *modelo climático regional* desarrollado por Klok y Oerlemans (2002) y

probado sobre los glaciares Alpinos en el trabajo de Machguth et al. (2009). Este autor implementó el modelo ideado por Klok y Oerlemans (2002) dentro de un programa IDL. Automatizó el proceso de simulación del balance de masa y con base en un Modelo Digital de Elevación y datos meteorológicos (dentro y en los alrededores de las zonas de estudio) pudo modelar este balance de masa sobre toda la superficie glacial. Machguth probó la eficiencia de este programa sobre toda la cordillera de los Alpes Suizos. Al final encontró que gran parte de la funcionalidad y validez del modelo depende de la correcta implementación del clima regional dentro del modelo. Este programa de IDL fue facilitado para esta investigación con el fin de ejemplificar su funcionalidad en glaciares de latitudes próximas a los glaciares Tropicales. Para esto, se tuvieron que hacer algunas modificaciones al programa que permitieron ajustar el modelo a las condiciones climáticas locales de los glaciares en Mexico. En principio, el balance de masa puede ser modelado independientemente de la región, más bien, son los intercambios de energía y las condiciones climáticas locales las que deben definirse previamente para cada una de éstas. Asegurándose que valores como la temperatura de superficie, el gradiente vertical de la temperatura o simplemente la densidad del hielo correspondan a las características locales del área de estudio. Todas estas modificaciones y partes esenciales del modelo serán explicadas a continuación. En general, este modelo de balance de masa es un modelo de balance de energía (de complejidad intermedia) el cual reproduce las condiciones e intercambios de energía sobre la superficie glacial, que a su vez, dominan los procesos de fusión, evaporación y sublimación de hielo y nieve sobre la superficie.

Dadas las dimensiones de los glaciares en México, este modelo de balance de masa corre en pasos de una hora a una resolución espacial de 90 metros definida por el MDE de SRTM utilizado en las entradas del modelo. Otros de los datos de entrada principales son los parámetros meteorológicos medidos en diferentes puntos sobre la superficie. En nuestro caso estos puntos fueron elegidos directamente de los datos de reanálisis dado que las estaciones meteorológicas no cubrían aquellos parámetros

indispensables para hacer correr el modelo. Ya que ninguna de las estaciones meteorológicas de acceso público en el país miden cada una de las componentes de la radiación neta. De esta forma, cada corrida del modelo está conducida por los datos de reanálisis de NARR en su resolución temporal más alta de 8 mediciones por día. A pesar de que su resolución espacial es baja, ésta se ajusta bien a las dimensiones de pixel del MDE. Sin embargo, para obtener una mayor eficiencia en el cálculo de la energía disponible para fusión, fue necesario ajustar las condiciones de temperatura del aire sobre cada valor de elevación dentro del MDE mediante el gradiente vertical de la temperatura, además de establecer también un gradiente de precipitación el cual debe ser remuestreado correctamente sobre cada píxel del MDE. La entrada de energía al glaciar es un parámetro que también tiene una sensibilidad espacial alta por lo tanto todos estos parámetros se tuvieron que interpolar en mallas espaciales de mayor resolución a la del MDE (30 m), garantizando que el modelo no subestimara los valores de temperatura, de precipitación o de radiación sobre la superficie total del glaciar.

Estos parámetros son muy importantes para corroborar la eficiencia y validez del modelo en función de los valores de temperatura, radiación y balance de energía medidos sobre la superficie glacial en el Pico de Orizaba.

3.5.2. Dominio espacial y temporal del modelo

El calculo del balance de masa a partir de este modelo se hizo sobre los glaciares del Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Cada uno en corridas diferentes con el fin de agilizar el proceso de compilación. Este proceso llegaba a durar incluso más de un día dependiendo del área total cubierta por el MDE. El periodo temporal cubierto por el modelo de balance se dividió en dos etapas debido al formato anual en el que se descargaban cada uno de los archivos de reanálisis de la red. Estos periodos cubrían de 1979 a 1989 y de 1999 a 2006, siendo este último año el punto final de los datos de reanálisis. Sobre cada corrida del modelo se elegían cuatro puntos de

control para monitorear los resultados que iban saliendo durante cada corrida del modelo. Al final, estos puntos de control resultaron ser muy útiles para el análisis e interpretación de los resultados obtenidos del modelo. Algunos de estos caían en zonas de acumulación sobre la superficie.

3.5.3. Datos de entrada

Como ya mencionamos anteriormente, el modelo de balance de masa está conducido a partir de los datos de reanálisis en su resolución de 8 mediciones por día. La descripción de estos datos utilizados para correr el modelo se encuentra dentro de la Tabla 2.7. Como punto de partida, cada una de las variables descritas en esa tabla se interpolaron sobre dos puntos denominados *estaciones virtuales* los cuales deberían estar en alturas geopotenciales diferentes. Garantizando un gradiente altitudinal en los parámetros de entrada del modelo. Estos datos además de ser interpolados espacialmente, se tuvieron que interpolar cada hora a fin de coincidir con el paso temporal interno del modelo (3600 seg). Tiempo en el que el modelo calcula cuanta nieve, neviza o hielo se derritió en función de la energía disponible.

3.5.4. Descripción del modelo

El modelo de balance de masa es más simple que el modelo de balance de energía sobre el que corre este programa. Ya que la transformación de energía a conservación o fusión de la nieve/hielo es más simple que la simulación de los flujos de energía sobre la superficie a través de cantidades medibles como la temperatura del aire. De todos estos flujos de energía, simular la radiación de onda corta entrante sobre toda la superficie es la parte más complicada y sensible del modelo (Machguth et al., 2009).

Tres de las principales variables sobre las que se basan todos los cálculos de este modelo son: T_a (temperatura del aire), $S \downarrow$ (radiación de onda corta entrante) y P

(precipitación). El modelo hace cálculos del balance de masa acumulado cada hora, entonces (b_c) al tiempo $t + 1$ sobre cada celda del MDE estaría dado por:

$$b_c(t + 1) = b_c(t) + \begin{cases} \Delta T \cdot (-Q_m/l_m + P_{\text{solida}} & \text{si } Q_m > 0 \\ P_{\text{solida}} & \text{si } Q_m \leq 0, \end{cases} \quad (3.15)$$

donde t es el tiempo y Δt el paso temporal del modelo, que en nuestro caso fue de 3600 seg., l_m es el calor latente de fusión del hielo (334 kJ kg^{-1}) y P_{solida} es la precipitación sólida en m w.eq. la cual está calculada en función de la temperatura del aire. La energía disponible para derretir hielo estaría dada por la misma ecuación 3.4 usada para el balance de energía. La función matemática que define a los flujos de calor turbulentos usados por Klok y Oerlemans (2002) es similar a las desarrolladas en la sección 3.4.

3.5.4.1. Acumulación

La única fuente de acumulación de masa en este modelo es la precipitación sólida, ya que ni la redistribución de nieve por efectos del viento ni la presencia de avalanchas se consideran en la modelación. La congelación de material se considera despreciable como una fuente de acumulación, pues como lo demostraremos más adelante en los resultados del balance de energía calculado en la estación AWS-Glaciari, la frecuencia de los eventos de re-congelación es despreciable en comparación con todo el periodo de muestreo. El umbral de temperatura que definimos para distinguir una nevada de una lluvia es de un promedio de $0.98 \text{ }^\circ\text{C} \pm 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (T_{nieve}). Esto significa que bajo una temperatura del aire de $T_a=0.48 \text{ }^\circ\text{C}$ tendríamos 100% caída de nieve mientras que a $T_a=1.48 \text{ }^\circ\text{C}$ tendríamos completamente lluvia. Estos valores se calcularon a partir de los valores impuestos en el trabajo de Machguth et al. (2009) y los valores máximos y promedios de la temperatura del aire en los meses cálidos y lluviosos. Sin embargo, para el futuro se espera hacer una mejor caracterización del umbral de la temperatura para la transformación de lluvia en nieve.

3.5.4.2. Radiación solar entrante

La radiación solar entrante $S \downarrow$ está calculada a partir del potencial de radiación global a cielo despejado $S \downarrow_{\text{clr}}$ y la nubosidad (n). Los valores de nubosidad son obtenidos directamente de los datos de reanálisis en una resolución de 8 veces por día, el potencial de radiación global a cielo despejado se calcula mediante unos módulos computacionales desarrollados por Corripio (2003) e Iqbal (1983). Dado que los datos de $S \downarrow$ están disponibles en los datos de reanálisis. Estos módulos únicamente se ajustaron para re-calcular los datos de reanálisis en función de la pendiente sobre cada punto del MDE. De acuerdo con Corripio (2003) e Iqbal (1983) $S \downarrow_{\text{clr}}$ es la suma de la radiación difusa y directa sobre la superficie, las cuales se pueden calcular de forma independiente incluyendo todos los efectos causados por la topografía. Estas radiaciones son calculadas cada hora para cada día del año en cada punto del MDE, resultando 365 arreglos matriciales de la radiación difusa y directa. Por lo que un pre-procesamiento previo de estas variables ayuda a la eficiencia computacional del modelo y al tiempo total de procesamiento del balance de masa. Sin embargo, los coeficientes de transmisión atmosférica (dispersión de Rayleigh, vapor de agua y otros gases o aerosoles) se aplican una sola vez dentro del modulo general del balance de masa y no durante el pre-procesamiento de los valores de radiación. Sólo el factor de atenuación de las nubes (τ_{cl}) se calcula durante cada paso del modelo:

$$\tau_{\text{cl}} = 1,0 - 0,233n - 0,415n^2 \quad (3.16)$$

donde n varía de 0 a 1 para cielos despejados a nublados respectivamente. Por lo tanto, tenemos que $S \downarrow$ esta dada por:

$$S \downarrow = S \downarrow_{\text{clr}} \tau_{\text{cl}} \quad (3.17)$$

3.5.4.3. Parametrización del albedo

Para caracterizar el albedo de la superficie es necesario suponer que la superficie del glaciar está libre de escombros y materiales con albedos completamente diferentes al de la nieve, hielo o neviza. Estos tres tipos de materiales pueden estar presentes sobre la superficie dependiendo de las condiciones meteorológicas del momento. Para comenzar con la modelación se establecen valores fijos del albedo de cada una de estas superficies: $\alpha_i = 0,34$, $\alpha_f = 0,45$, $\alpha_{s_{max}} = 0,88$, $\alpha_{s_{min}} = 0,55$. Siendo α_i el albedo del hielo, α_f el albedo de la neviza y α_s el albedo de la nieve. De estos tres el menos significativo es el albedo de la neviza, pero es el albedo del hielo uno de los parámetros más decisivos en la modelación. Al inicio de la modelación se establece un valor de albedo inicial al cual se le asigna el valor del albedo de hielo (superficie glacial descubierta), conforme se comienza a acumular nieve sobre la superficie comienza una transición entre el albedo del hielo y de la nieve, sin pasar necesariamente por neviza. Pues cuando la nieve lleva un año de antigüedad ésta se convierte en neviza pero después de dos años ésta se convierte en hielo disminuyendo el valor del albedo. La idea de que esto sucede es sólo una aproximación simple del proceso de conversión de nieve en hielo.

3.5.4.4. Otras parametrizaciones

La función de envejecimiento de la nieve depende de la temperatura de superficie describiendo la variabilidad del albedo de la superficie. La temperatura de superficie es modelada a partir de un modelo de dos capas de la temperatura, basado en la transferencia de calor con la atmósfera y el gradiente térmico altitudinal. Por otro lado, la radiación de onda larga entrante está en función de la emisividad del cielo y la temperatura del aire, en cambio, la radiación de onda larga saliente está en función sólo de la temperatura de la superficie y la ley de Planck. Es importante mencionar que este modelo no considera la radiación de onda larga emitida por los bordes que rodean al glaciar (Machguth et al., 2009).

3.5.5. Alcances y limitaciones

Debido a todas las simplificaciones que se hacen dentro del modelo, es bastante complicado calcular valores razonables del balance de masas sobre diferentes tipos de glaciares. Por ejemplo, dado que consideramos que la superficie glacial no está cubierta por escombros, entonces todos aquellos glaciares con cubierta de escombros salen de contexto para la aplicación de este modelo.

Por lo tanto, para poder probar la funcionalidad de este modelo sobre glaciares como los mexicanos, fue necesario establecer una serie de pruebas y parámetros con los cuales caracterizar mejor las condiciones climáticas locales. En las primeras corridas del modelo, donde se utilizaron los mismos parámetros que definen las condiciones en los Alpes, los resultados del modelo arrojaba valores completamente positivos del balance de masa acumulado. Valores que no coinciden con la tendencia actual del retroceso glacial en México. Después de numerosas pruebas y varios ajustes en los parámetros de inicio llegamos a la conclusión de que las principales variables que determinaban los valores resultantes del modelo eran la precipitación y la temperatura en sus parámetros del gradiente térmico y el gradiente de precipitación. Ambos definen un régimen climático completamente diferente al que existe en los glaciares Alpinos o de latitudes medias. Más allá de la latitud a la que se encuentran los glaciares en México, es la temperatura y la precipitación las que dominan el régimen glacial dentro del modelo. Por lo tanto, los valores del gradiente vertical de la temperatura y el gradiente de precipitación se calcularon a partir de los datos obtenidos con las estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación. Además de estos dos parámetros, una buena parte de los datos de entrada fueron re-calculados con base en los datos de la estación AWS-Glaciario y la estación UTT.

Con el fin de mejorar la implementación de este modelo para el futuro, se desarrolló un manual de operación del programa en el cual se describen los parámetros a modificar dependiendo del sitio de estudio, la climatología y el tipo de datos de entrada. Manual que en principio se espera usar en futuras colaboraciones con el

autor de este programa (Machguth et al., 2009)

Las aproximaciones que salen de este modelo, una vez validadas, se tomarán en cuenta únicamente como un referente de la tendencia y magnitud del balance de masa que existe sobre los glaciares en México. Su variación estacional y los valores independientes del balance de verano y del balance de invierno no pudieron ser obtenidos directamente de las salidas del modelo. Finalmente, una parte importante para la validación de este modelo quedará en función de la comparación entre la masa perdida calculada por los métodos establecidos en la sección 3.1.3 y los obtenidos como resultados de salida de este modelo. Ya que no existen mediciones directas del balance de masa sobre los glaciares en México, lo que se pretende hacer con estas comparaciones es conocer la subestimación o sobrestimación de los resultados con base en otros métodos que no dependen directamente de las condiciones climáticas sobre la superficie.

Capítulo 4

RESULTADOS

Este capítulo es una muestra del Estado del Arte de la glaciología en México. Ya que los análisis físicos, glaciológicos y meteorológicos sobre los glaciares de montaña son los principales temas de investigación en materia glaciológica en el mundo. Por lo tanto, en esta investigación se cubren los aspectos más relevantes en materia glaciológica con los cuales se determinan las condiciones actuales de retroceso y extinción glacial producto de las variaciones climáticas, físicas, volcanológicas y antropogénicas presentes sobre los glaciares de México.

Cada una de las secciones que conforman este capítulo representa una de las líneas de investigación que dan estructura a la glaciología actual en México. Comenzando por la documentación y monitoreo del actual retroceso glacial en México hasta la determinación de los regímenes glacial y climático de los glaciares mexicanos, estos resultados permiten analizar y contextualizar a los glaciares mexicanos dentro de un marco geográfico y climático definido por los glaciares tropicales, subtropicales y templados (latitudes medias).

Al final de este capítulo obtendremos los datos necesarios para establecer una caracterización climática-regional de los glaciares mexicanos. Caracterización definida con base en los estándares pre-establecidos para los glaciares localizados en zonas



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

tropicales y latitudes medias; la cual será analizada y discutida a lo largo de este capítulo.

Con base en lo anterior, este capítulo estará dividido en las siguientes secciones:

1. Cambios físicos en el retroceso glacial en México
2. Meteorología y variaciones climáticas en torno al retroceso glacial en México
3. Determinación de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA)
4. Balance de energía sobre el Pico de Orizaba
5. Balance de masa sobre los glaciares mexicanos
6. Regímenes glacial y climático de los glaciares mexicanos

A su vez, cada una de estas secciones estará dividida respecto a cada sistema glacial que hay en México: Citlaltépetl, Iztaccíhuatl y Popocatépetl. Para este último, únicamente se mostrará una pequeña síntesis de los principales cambios físicos documentados en la literatura. Tal separación tiene la finalidad de hacer más claro el comportamiento, evolución y respuesta individual de cada uno de estos glaciares. Ya que más adelante, se compararan los resultados obtenidos con base en esta separación a fin de encontrar las diferencias y semejanzas que permitan caracterizar de forma sólida a los glaciares mexicanos como un conjunto de glaciares determinado por su ubicación geográfica. Pues como veremos a lo largo de este capítulo, a pesar de que estos sistemas están geográficamente a la misma latitud y muy próximos en distancia (19° N), cada uno de éstos está sometido a diferentes fenómenos volcánicos, meteorológicos, físicos y antropogénicos que han afectado su evolución y estado actual.

4.1. Cambios físicos en el retroceso glacial en México

Los glaciares en México registraron su último avance glacial hacia finales de lo que se conoce como la Pequeña Edad de Hielo (LIA), al rededor del año de 1850 (Heine, 1973; Palacios y Vázquez-Selem, 1996). A partir de este avance, los glaciares comenzaron a retroceder hacia altitudes cada vez más elevadas tal y como lo muestran los estudios de Palacios y Vázquez-Selem (1996). Estudios que muestran este retroceso a partir de la identificación, mapeo y fechamiento de las morrenas que se producen al rededor de estos glaciares. Este retroceso es similar al de otros glaciares de montaña cuya tendencia de contraerse hacia altitudes más elevadas sigue un patrón bien definido, pues sólo en algunos de los casos se han podido observar avances considerables del frente glacial. Sin embargo, tal y como lo muestran los inventarios glaciológicos emitidos por el WGMS, la tendencia de retroceso, adelgazamiento y pérdida de área de los glaciares de montaña es mayor a los avances y/o pausas (estabilidad en el retroceso) que tuvieron éstos durante el último siglo. Por lo que en muchos de los casos estos glaciares ya han desaparecido o están en vías de extinción.

En esta sección se mostrarán todos los cambios físicos que evidencian el actual retroceso glacial en México. Y con el fin de complementar nuestros resultados, se incluirán también los datos de la literatura correspondientes al retroceso glacial en el Popocatepetl. Teniendo con esto una reconstrucción del retroceso glacial durante el periodo de 1959-2010. Para el caso del Iztaccíhuatl se mostrará el estado actual de sus glaciares hasta el 2014. Así, se visualizará cómo la mayoría de los glaciares mexicanos han ido desapareciendo y cómo otros están en proceso de eventual extinción.

Con base en lo anterior, se demostrará que la tendencia actual de retroceso en México es comparable con la de otros glaciares de montaña al rededor del mundo. Así, en esta sección se hará énfasis en las etapas de mayor y menor tasa de retroceso.

Ya que para otros glaciares en el mundo éstas reflejan de forma indirecta los posibles fenómenos que las determinan. Por ejemplo, en el caso de los glaciares del volcán Popocatepetl se verá que la actividad volcánica presente a finales de los 90's fue el principal factor para la desaparición de estos cuerpos de hielo (Julio-Miranda et al, 2008).

Los glaciares ubicados en los volcanes Iztaccíhuatl y Citlaltépetl son las únicas referencias que existen para determinar el estado actual y evolución de los glaciares en México desde finales de la LIA. Por lo tanto, los resultados obtenidos en esta investigación permitirán ir identificando los fenómenos naturales, volcánicos y antropogénicos que dominan el comportamiento de estos dos sistemas.

Todo lo anterior, con el propósito de poder atribuir a los cambios climáticos, la actividad volcánica y la actividad antropogénica el retroceso glacial ocurrido a lo largo de las últimas décadas. Por lo tanto, en esta sección se irán haciendo ciertas atribuciones sobre cada uno de los puntos antes mencionados. Basándonos principalmente en la cronología del retroceso glacial comparada con la cronología de eventos extremos como las erupciones volcánicas, las variaciones meteorológicas extremas ó fenómenos climáticos como El Niño y La Niña.

4.1.1. Retroceso glacial en el volcán Citlaltépetl

4.1.1.1. Cambios del frente glacial

La lengua glacial Jamapa, mejor conocida como “Glaciar de Jamapa”, fue hasta mediados de los años 90 la lengua glacial más larga que existía en todo el sistema glacial del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba). Hacia finales de la LIA ésta llegó a descender hasta los 4,395 m.s.n.m. (Palacios y Vázquez-Selem, 1996). Para los años 50's el frente de esta lengua glacial ascendió unos 245 m por encima de su posición inicial al final de la LIA. Así, en 108 años esta lengua glacial había retrocedido a razón promedio de 2.26 m/año. Entre 1958 y 1973 este frente glacial seguía retrocediendo

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

de forma similar al periodo pasado, esto es, a razón promedio de 3 m/año. Sin embargo, esto representa un retroceso 1.3 veces mayor al retroceso dado entre 1850 y 1958. Lo cual significa que tan sólo en 15 años el retroceso glacial se había incrementado un 30% respecto al retroceso glacial que se venía dando desde finales de la LIA.

Este retroceso se mira aún más rápido si consideramos todo nuestro periodo de estudio que va de 1958 al 2010. En éste, el frente glacial del Pico de Orizaba retrocedió a una tasa promedio de 15 m/año. Sin embargo, durante este periodo se llegó a observar un rápido retroceso de 32 m/año que contrasta con un pequeño avance de 5 m/año registrado entre 2006 y 2007 (véase Tabla 4.1). Sin embargo, hay que tener mucho cuidado a la hora de considerar este avance, ya que el error cartográfico atribuido a esta medición es mayor que el avance registrado. Sobre todo, si se tiene en cuenta que la saturación de nieve en la imagen enmascara posiblemente la extensión real del glaciar durante su análisis y mapeo. No obstante, una posible interpretación de este avance es el resultado del efecto combinado de los fenómenos de El Niño y La Niña presentes durante ese periodo. En el cual tuvieron lugar nevadas extremas acompañadas de periodos de baja temperatura y radiación solar neta. Tomando con cautela esta medición, más adelante continuaremos con estas ideas acerca de los fenómenos extremos que afectan la dinámica de los glaciares mexicanos.

La Tabla 4.1 muestra los cambios documentados y obtenidos en esta investigación a partir de las imágenes de satélite y fotos aéreas analizadas. Considerando que estas son una forma de representar las condiciones del glaciar durante el año en que estas fueron tomadas. Posteriormente, se hará un análisis más detallado de la evolución de estos glaciares en función de los cambios aquí mostrados y de las fechas de adquisición exactas en que se adquirieron dichas imágenes. Análisis que será complementado con los registros de El Niño y la Niña documentados por el Climate Prediction Center NOAA (2014).

La posición altitudinal del frente glacial mostrada en la Tabla 4.1 fue hasta el

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

Año	Altitud mínima (m)	Longitud (km)	Área (km ²)	Volumen promedio (m ³)	Tasa de retroceso del frente glacial (m/año)	Porcentaje área perdida / año
1958	4640 ± 20	1.95	2.04	75,011,123		
1973	4685 ± 40	1.79	1.58	55,330,333	-3	-2
1975	4700 ± 10	1.77	1.56	52,028,523	-7	-1
1989	4755 ± 25	1.6	1.29	40,974,844	-4	-1
1995	4940 ± 20	1.14	1	30,250,900	-32	-4
1998	4965 ± 10	1.075	0.924	26,620,792	-8	-2
1999	4965 ± 20	1.075	0.918	25,188,505	0	-1
2000	4975 ± 20	1.04	0.87	22,734,723	-13	-7
2001	4980 ± 20	1.01	0.977	24,315,078	-4	11
2002	4995 ± 20	1.04	0.89	21,095,111	-34	-20
2003	5007 ± 20	0.98	0.73	16,478,792	-14	-21
2004	5040 ± 20	0.98	0.687	14,769,641	-30	-5
2005	5045 ± 20	0.95	0.66	13,513,500	-3	-2
2006	5070 ± 20	0.94	0.61	11,895,000	-81	-25
2007	5065 ± 20	0.94	0.64	11,856,000	5	5
2008	5075 ± 20	0.96	0.624	10,981,620	-6	-1
2009	5080 ± 20	0.93	0.623	10,415,820	-21	-1
2010	5080 ± 20	0.93	0.608	9,656,786	0	-2

Tabla 4.1: Retroceso glacial en el Pico de Orizaba. En “cian” están marcados los pequeños avances que tuvo el frente glacial y el pequeño aumento en la extensión glacial de 2001. En “rojo” se muestran los retrocesos más fuertes detectados en esta investigación. Los valores de volumen mostrados aquí fueron calculados a partir de la proyección del espesor promedio de 2006 obtenido del perfil de GPR descrito en la sección 3.1.3)

2001 determinada a partir de la elevación correspondiente a los límites de las lenguas de Jamapa y Chichimeco. La primera, desaparecida en 1995 mientras que la segunda perduró hasta el 2001 perdiéndose ambas en el cuerpo de hielo del Glaciar Norte. En este sentido, la Figura 4.1 ejemplifica la evolución de este frente glacial el cual a partir de la fragmentación de la lengua glacial de Jamapa (**1995**) se localizaba en el límite inferior de la lengua glacial de Chichimeco (**2001**). Ya para el **2002** la misma figura muestra como ambas lenguas glaciales habían desaparecido y formaban parte de lo que Lorenzo (1964) definió como: Glaciar Norte. A partir de esa fecha, la mayoría de las lenguas glaciales en el Pico de Orizaba sólo alcanzaban límites inferiores entre los 5000 y 5100 m.s.n.m. (Figura 4.1, 2002). Al respecto, en el Apéndice A se muestra con mayor detalle la evolución de las lenguas glaciales en el Pico de Orizaba desde 1958 a 2010.

Hoy en día el Glaciar Norte representa casi el 100 % de la superficie glacial que hay sobre el Pico de Orizaba. Por lo tanto, los valores de área calculados en esta investigación hacen referencia principalmente a la cobertura de este glaciar. Sin

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

embargo, estos valores también incluyen el área del resto de los glaciares y lenguas glaciales que aún existen sobre el Pico de Orizaba.

La Figura 4.2 despliega gráficamente las variaciones del frente glacial con respecto a la elevación mínima de las diferentes lenguas glaciales del volcán Citlaltépetl junto con los glaciares Oriental y Occidental. Estas variaciones reflejan un retroceso más o menos constante entre sí. Sin embargo, se hace evidente cómo a partir de los 90's y principios de los años 2000 ciertas lenguas desaparecían mientras otras aceleraban su retroceso. Ejemplo de esto son las lenguas glaciales de Jamapa y Suroccidental las cuales muestran claramente un retroceso más fuerte al resto de las lenguas glaciales (Figura 4.2) en el Pico de Orizaba.

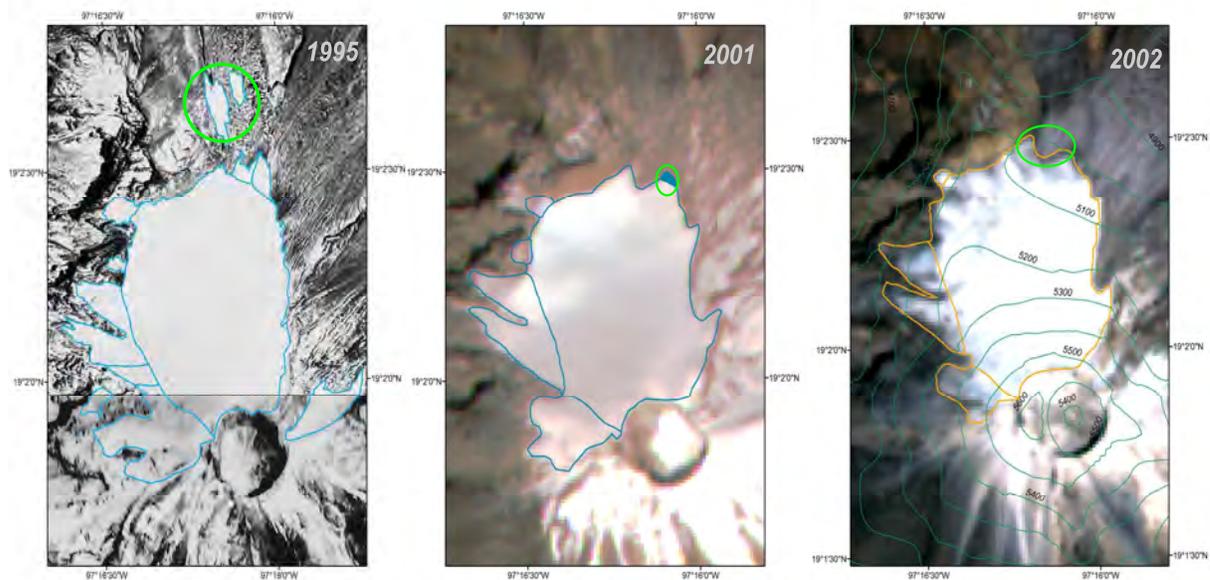


Figura 4.1: Evolución del frente glacial en el volcán Citlaltépetl. Entre 1995 y 2001 las lenguas glaciales de Jamapa y Chichimeco retrocedieron completamente para formar parte del cuerpo de hielo del Glaciar Norte en 2002)

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

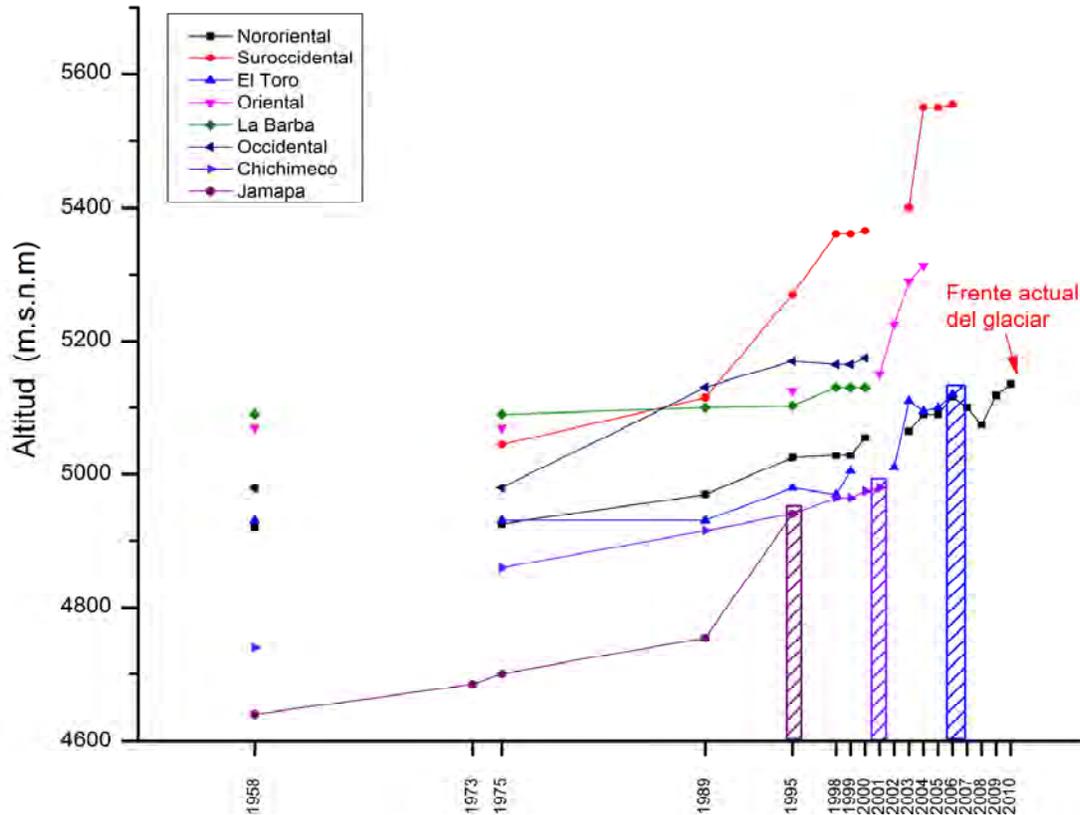


Figura 4.2: Retroceso del frente de las lenguas glaciales en el volcán Citlaltépetl desde 1958. Los recuadros marcados indican el año en que se extinguieron las lenguas glaciales: Jamapa (púrpura), Chichimeco (morado) y El toro (azul)

4.1.1.2. Cambios en la extensión glacial

El retroceso del frente glacial es una consecuencia del adelgazamiento de un glaciar por el efecto consecutivo de varios años de balance de masa negativo. Este adelgazamiento puede apreciarse en la pérdida de cobertura o extensión de un glaciar, ya que la pérdida de masa en las partes más someras de un glaciar representan la extinción del glaciar en esas zonas y por lo tanto su cobertura. En esta parte de la investigación analizaremos los cambios de extensión glacial que presenta el Glaciar Norte durante el periodo de estudio. Estos cambios comenzaron a finales de la LIA (Palacios y Vázquez-Selem, 1996) tal y como se pudo ver en el retroceso del frente

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

glacial. Con tasas de pérdida que van desde los 4,195 m²/ año hasta los 198,469 m²/ año, este glaciar entre 1958 y 2010 perdió gran parte de su extensión a una razón promedio de -41,466 m²/ año.

Entre 2008 y 2009 el glaciar disminuyó drásticamente su tasa de pérdida respecto a años anteriores, por lo que se registraron los valores más bajos para las tasas de retroceso de la cobertura glacial durante el periodo de estudio (ver Tabla 4.2). A excepción de 1999 año en el que también se registró una disminución drástica en la tasa de retroceso (5,871 m²/ año).

Año	Área perdida acumulada (km ²)	Razón de perdida (m ² /año)
1958	–	–
1973	0.46	-31,929
1975	0.48	-9,148
1989	0.75	-18,952
1995	1.04	-49,555
1998	1.116	-23,370
1999	1.122	-5,871
2000	1.17	-64,412
2001	1.063	95,489
2002	1.15	-198,469
2003	1.31	-187,781
2004	1.353	-39,237
2005	1.38	-15,793
2006	1.43	-162,946
2007	1.4	29,755
2008	1.416	-8,998
2009	1.417	-4,195
2010	1.432	-9,505

Tabla 4.2: Retroceso de la cobertura glacial en el Pico de Orizaba. En “cian” se marcan los pequeños aumentos en la extensión de la cobertura glacial para 2001 y 2007. Estas áreas tienen un error de medición de ± 0.002 km², el cual, queda muy por debajo del valor de las áreas calculadas. En “verde” están marcadas las tasas de pérdida más bajas registradas en esta investigación

En este sentido, las observaciones *in-situ* hechas en los últimos 8 años sobre la superficie del Glaciar Norte han permitido figurar condiciones meteorológicas y climáticas bajo las cuales se pueden dar pequeñas pausas o periodos de recesión en la tendencia de retroceso y pérdida de extensión glacial. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, las imágenes satelitales disponibles en catálogo muchas veces presentan una cobertura de nieve y nubes que dificulta el mapeo de los límites del

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

glaciar. A pesar de lo anterior, la tendencia de retroceso de la cobertura glacial en esta zona es más que evidente y coincide con las tendencias actuales de retroceso para otros de los glaciares en zonas tropicales en el mundo. Por ejemplo, los glaciares Chacaltaya y Zongo (Bolivia) entre 2005 y 2010 registraron tasas de retroceso promedio de $-3,000$ a $-10,000$ $m^2/año$. El glaciar Lewis localizado sobre el monte Kenya (África) registró un retroceso promedio de $-31,000$ $m^2/año$ entre 2004 y 2010 (WGMS, 2012). De estos es posible ver una coincidencia con la tasa de pérdida de área del Glaciar Norte, la cual entre 2004 y 2010 tenía un valor promedio de $-30,132$ $m^2/año$. En este mismo reporte también se muestra que el glaciar Lewis entre 1934 y 2010 perdió el 79% de su área glacial, teniendo su principal retroceso a finales de los 90's y principios de este siglo (Prinz et al., 2012). Algo similar ocurre para el caso del Glaciar Norte (Tablas 4.1y 4.2 pues entre 1958 y 2010 éste perdió poco más del 70% de su cobertura glacial.

La Figura 4.3 esquematiza de diferentes formas las variaciones del área y el frente del Glaciar Norte durante el periodo de 1958 a 2010. De ésta es bastante clara la tendencia de retroceso y pérdida de área glacial en el Pico de Orizaba. Los valores más significativos de la pérdida de cobertura glacial en esta zona se dieron durante los años 2002 y 2006 (Figura 4.3a y 4.3e). Por su parte, la tendencia de retroceso del frente glacial presenta un fuerte cambio de pendiente a partir de la década de los 90's con otro cambio más suave a principios de este siglo (ver Figura 4.3f). El único avance glacial en este periodo es el que ocurrió a principios de este siglo con un pico en el 2001 (Figura 4.3d).

En el mapa de la Figura 4.4 se aprecian las variaciones de la cobertura glacial en el PO desde 1958. En la Figura 4.4, el área definida para 1958 es el resultado de una corrección cartográfica desarrollada por Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2015) del área glacial original desarrollada por el Lorenzo en 1964; siendo el área glacial calculada para 1958 de 2.04 km^2 . Este dato contrastan con los 9 km^2 que había establecido Lorenzo (1964) para esta zona. Esta corrección también cambia la

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

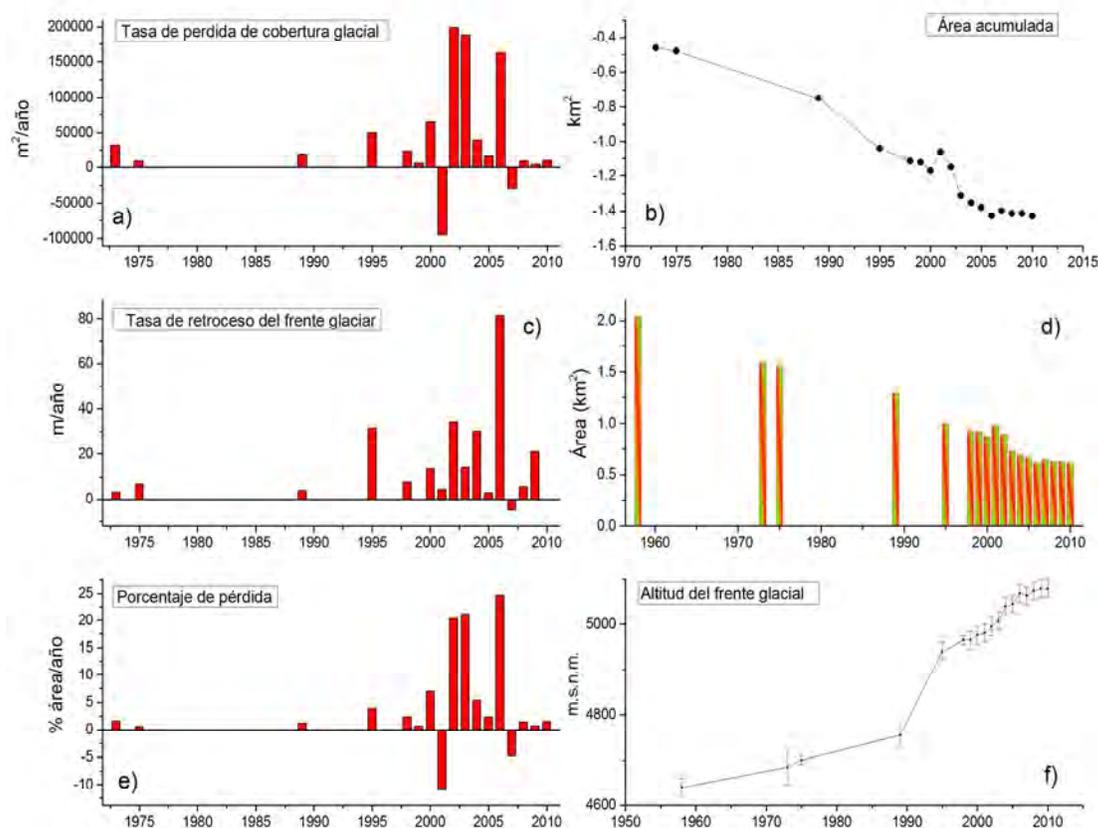
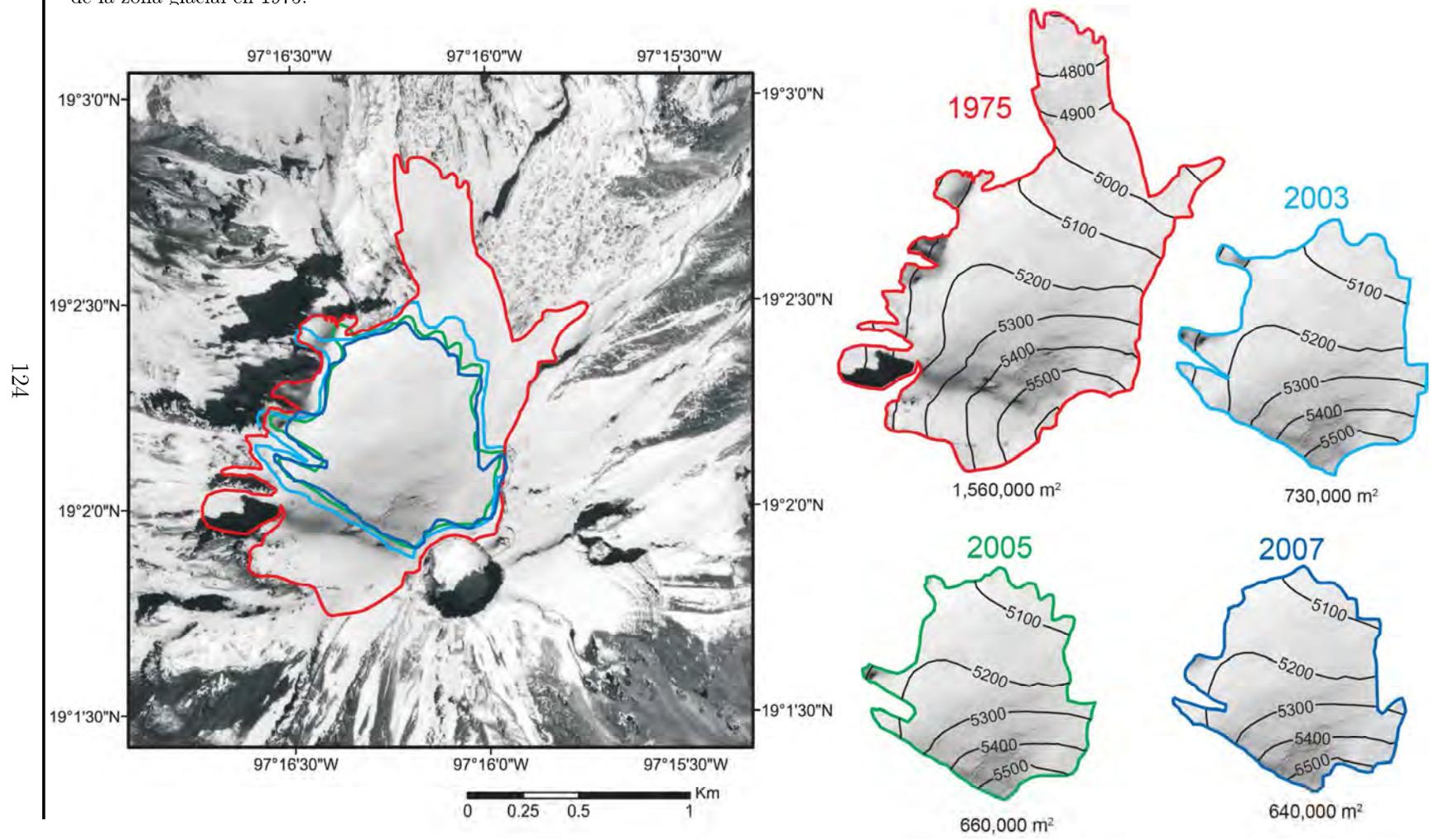


Figura 4.3: Variaciones del frente y cobertura glacial del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba

posición y proyección de dos de las lenguas glaciales más importantes en esta zona: Jamapa y Chichimeco (ver Figura 4.5).

Para 1975 las lenguas glaciales de Jamapa y Chichimeco habían retrocedido considerablemente desde su posición para 1958 (Figura 4.5, 1975). Siendo esta última la que mayor retroceso y pérdida de cobertura presentó en dicho periodo. Ya para 1995, la fragmentación que tuvo lugar en la parte más baja de la lengua glacial de Jamapa pronosticaba su eventual extinción reflejando claramente los efectos de la temperatura en las partes más bajas.

Figura 4.4: Retroceso glacial en el Pico de Orizaba para los años 1975, 2003, 2005 y 2007. Como mapa base en la figura se muestra una ortofoto de la zona glacial en 1975.



CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

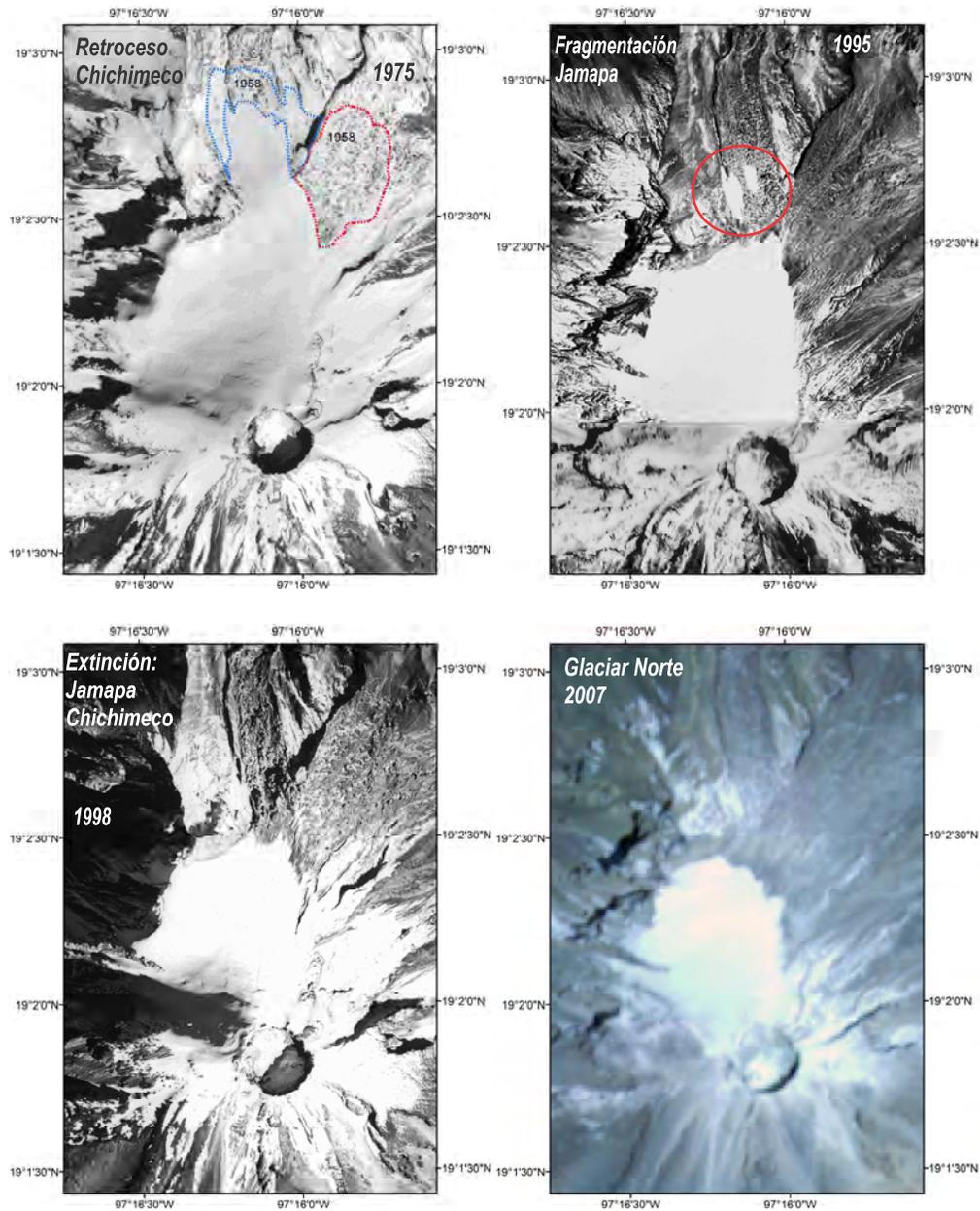


Figura 4.5: Etapas principales del retroceso glacial en el Pico de Orizaba

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

En este sentido, la topografía y la exposición al sol de la parte baja de Jamapa también tienen efecto en la notable fragmentación de esta lengua, ya que para el caso de la lengua glacial de Chichimeco el retroceso se llevó a cabo sin fragmentación del cuerpo de hielo del mismo (Figura 4.5, 1995). Para 1998, la lengua de Chichimeco sobresalía muy discretamente del cuerpo de hielo del Glaciar Norte, pues para el 2007 ambas lenguas ya no existían quedando únicamente las lenguas glaciales que se derraman al noroeste de este glaciar.

Es claro de la figura 4.5 que el área y frente glacial han sufrido cambios en su geometría y extensión en referencia a los límites del glaciar para 1958. Cambios que, como mencionamos anteriormente, suponen variaciones en el espesor y volumen del glaciar. A continuación se mostrarán las variaciones en el volumen del glaciar del PO detectadas a partir de los MDE utilizados en esta investigación. Además, se presentarán las proyecciones del volumen y espesor del glaciar desarrolladas con base en un perfil de radar de penetración hecho en el 2006, del cual se observa la topografía y profundidad de la base del glaciar sobre la cota de los 5140 m.s.n.m.

4.1.1.3. Variaciones en el volumen y espesor de la cobertura glacial

El retroceso del frente y la cobertura glacial en el PO es una muestra indirecta de la pérdida de masa y volumen del Glaciar Norte y del resto de los glaciares en México. Sin embargo, como se ha mencionado anteriormente, medir esta pérdida es complicado y requiere de materiales que muchas veces no están disponibles o son inexistentes.

A partir del uso de dos MDE que representan la topografía de la superficie del PO en 2001 y 2006, se pueden apreciar los cambios de volumen de hielo glacial ocurridos en ese periodo. Estos cambios reflejan un drástico adelgazamiento de la superficie glacial alcanzando pérdidas máximas de -63 metros de espesor y pérdidas promedio de -21 metros. Este adelgazamiento es evidente en la Figura 4.7a, ya que sólo en la parte alta del glaciar se observa una zona de acumulación la cual tiene un

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

espesor máximo de 27 metros. Sin embargo, es importante mencionar que este tipo de zonas de *acumulación* son bastante comunes en glaciares de montaña, ya que en la parte alta existen zonas donde la pendiente disminuye hasta el grado de contener el abastecimiento de nieve. Más tarde esta masa acumulada se desplaza hasta a la verdadera zona de acumulación por la gravedad debida a la sobrecarga de masa en la pendiente. En este sentido, lo destacable de esta zona de *recarga* no es su existencia en sí, sino la duración de la misma. Más adelante retomaremos este punto con el fin de establecer un análisis de la dinámica y estado actual de los glaciares mexicanos.

Lo que podemos observar de la Figura 4.7 es que entre 2001 y 2006 a pesar de la acumulación de nieve sobre el glaciar (la cual se dio en periodos que hasta ahora no tenemos documentados), el balance de volumen total (ganado y perdido) es de $-14,833,131 \text{ m}^3$, equivalente a $16,813.37 \text{ kg/m}^2$ o **16.81 m w.e.** Estos valores fueron obtenidos por la diferencia entre las elevaciones de los dos MDT mostrados en la Figura 4.7b. En ésta, el MDT de color verde representa el terreno del glaciar en 2001 mientras que el MDT en azul es la representación del terreno para 2006.

Como se mencionó en la sección 3.1.3, uno de los principales parámetros a calcular en este trabajo es el espesor promedio de la superficie glacial con base en los MDE de 2001 y 2006. Ya que a partir de estos modelos es posible conocer los cambios de elevación y de pendiente con los cuales deducir la profundidad del glaciar sobre ciertos perfiles trazados a lo largo y ancho del terreno. De esta forma se obtuvo que para el 2006 la profundidad promedio del glaciar era de unos 22 metros. En cambio, para el 2001, esta técnica resultó inadecuada debido a la baja resolución espacial que ofrecía el MDE de SRTM (90 m) de 2001. Pues resultaba complicado distinguir entre píxeles tan grandes, los ligeros cambios de pendiente y elevación con los cuales calcular el valor promedio del espesor de la superficie glacial.

Por otro lado, la profundidad promedio del glaciar calculada con el MDE de 2006 se comparó con los valores de profundidad obtenidos de un perfil de radar de penetración (GPR) realizado ese mismo año sobre la superficie del Glaciar Norte.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

Este perfil de radar se llevó a cabo en una travesía de Oeste a Este la cual mediante el uso de un GPS recorría la cota de los 5140 m.s.n.m. Desafortunadamente, dadas las circunstancias del terreno y lo técnico de la montaña, fue difícil establecer otro perfil que cubriera una trayectoria de Norte a Sur o incluso una trayectoria similar pero en una cota más elevada (com. personal Dr. Delgado-Granados). No obstante, por las características geométricas del volcán y por simplificación al problema, en esta investigación establecemos como válido que la topografía de la montaña en la base del glaciar representa un cono casi perfecto. Y por lo tanto, una superficie casi homogénea sobre la cual el glaciar tendría un espesor promedio dado por el perfil de GPR.

Con base en lo anterior, obtuvimos una profundidad promedio de 19.5 m atribuible a toda la superficie del glaciar (Figura 3.13). Sin embargo, en la Figura 3.13 también puede verse cómo en uno de los puntos del perfil el glaciar alcanza una profundidad mayor a los 50 m. En este trabajo se propone que dicha profundidad se debe a la morfología del terreno definida por el colapso del antiguo edificio volcánico conocido como el Sarcófago. El cual, al momento de colapsar debió dejar algunas cavidades en el terreno que posteriormente pudieran acumular grandes cantidades de hielo glacial. Algo similar a lo que ocurre en los glaciares del Pecho y la Panza en el volcán Iztaccíhuatl, los cuales rellenaron por completo los cráteres de antiguas formaciones volcánicas que dan forma a la “*Mujer Dormida*”. Sin embargo, para fines prácticos de esta investigación, consideraremos que esta profundidad mayor a 50 m es única y no afecta a nuestra suposición de tener una base glacial casi homogénea en su totalidad.

Utilizando este valor de la profundidad promedio del glaciar, obtuvimos que para el 2006 el Glaciar Norte tenía un volumen total de hielo de 11,895,000 m³ (Tabla 4.1). Cantidad que es comparable a los 15,335,070 m³ de hielo perdido entre 2001 y 2006, calculados a partir de las diferencias de elevación entre los MDE de 2001 y 2006 (Figs. 4.6 y 4.7). Esta similitud tan estrecha, entre el volumen perdido en 5

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

años y el volumen total del glaciar para el 2006, nos motivó a proyectar los valores del espesor del hielo glacial para las demás fechas de este trabajo. Y así poder ver la variación del volumen glacial durante todo el periodo de estudio.

Volumen glacial proyectado		
Año	A (m ³)	B (m ³)
1958	75,011,123	84,627,934
1973	55,330,333	62,423,966
1975	52,028,523	58,698,847
1989	40,974,844	46,228,030
1995	30,250,900	34,129,221
1998	26,620,792	30,033,714
1999	25,188,505	28,417,800
2000	22,734,723	25,649,431
2001	24,315,078	27,432,396
2002	21,095,111	23,799,612
2003	16,478,792	18,591,458
2004	14,769,641	16,663,185
2005	13,513,500	15,246,000
2006	11,895,000	13,420,000
2007	11,856,000	13,376,000
2008	10,981,620	12,389,520
2009	10,415,820	11,751,182
2010	9,656,786	10,894,836

Tabla 4.3: Variación del volumen de hielo en la superficie del PO a partir de las proyecciones del espesor del hielo glacial en 2006. Los volúmenes en A corresponden a la proyección del espesor del glaciar a partir del valor de GPR. En B están los valores proyectados con base en la profundidad promedio obtenida del MDE de 2006.

La Tabla 4.3 muestra la evolución del volumen de hielo glacial desde 1958 hasta 2010 mediante la proyección de los perfiles de profundidad de hielo del MDE (SIGSA, 2006) y de GPR. De esta tabla se nota que con base en una tendencia de retroceso promedio de -5% de pérdida al año (ver Tabla 4.4 y sección 3.1.3), el glaciar entre 2001 y 2006 perdió 12,420,078 m³ de hielo según la proyección A. Y con base en la proyección B, podemos ver que en ese mismo periodo el glaciar perdió 14,012,396 m³ de hielo. Por lo tanto, todas las cifras correspondientes al volumen perdido entre 2001 y 2006 coinciden al menos para el caso del Glaciar Norte en el PO. Lo anterior

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

es bastante importante para las conclusiones y cifras de esta investigación, ya que de tres métodos diferentes aplicados en este trabajo, la cantidad de volumen perdido en el periodo de 2001 a 2006 es similar (Tabla 4.4) y por lo tanto un valor de referencia respecto a la cantidad de masa perdida en el glaciar. De esta forma, los valores obtenidos en la Tabla 4.3 cubrirán uno de los parámetros más importantes del Nuevo Inventario Glaciológico de México (Apéndice A): la variación del volumen glacial en México.

Pico de Orizaba		
<i>Parámetro</i>	<i>Año / periodo</i>	<i>Valor</i>
Profundidad promedio ^a	2006	19.5 m
Profundidad promedio ^b	2006	22 m
Volúmen ^a	2006	11,895,000 m ³
Tasa de pérdida de cobertura glacial	1958-2010	-41,466 m ² /año
Tasa de retroceso	1958-2010	-15 m/año
Porcentaje de pérdida/año	1958-2010	-5 %/año
Volumen perdido ^c	2001-2006	15,335,070 m ³
Volumen perdido ^d	2001-2006	12,420,078 m ³
Volumen perdido ^e	2001-2007	14,012,396 m ³

Tabla 4.4: Síntesis de los principales cambios ocurridos en el Glaciar Norte desde 1958. ^aEspesor calculado con GPR. ^bEspesor calculado con el MDE. ^cCalculado a partir de la diferencia entre MDE. ^dVolumen proyectado a partir del valor de a. ^eVolumen proyectado a partir del valor de b.

En este sentido, la Tabla 4.4 sintetiza los cambios más significativos de la superficie glacial en el Pico de Orizaba obtenidos en esta investigación. A partir de estas cifras es posible comparar el retroceso glacial en el PO con el retroceso de muchos otros glaciares en el mundo; retroceso que ya ha sido documentado tanto en los reportes de la WGMS (2012) como en muchas otras publicaciones. Sin embargo, éste apenas es el comienzo del análisis del retroceso glacial en México y de los glaciares mexicanos. A pesar de que estas cifras sólo representan los cambios físicos de la superficie glacial, no debemos olvidar que estos son producto de la dinámica glacial, la

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

cual está determinada por los cambios glaciológicos y climáticos a diversas escalas.

Como veremos más adelante, los efectos del vulcanismo, el clima, los intercambios de energía y algunos factores relacionados con las grandes urbes, también tienen un efecto en el retroceso glacial en México. Cada uno de estos marca diferencias importantes al momento de comparar el retroceso glacial en los tres sistemas glaciales mexicanos. En conjunto, toda esta información al final revelará el estado actual de los glaciares mexicanos.

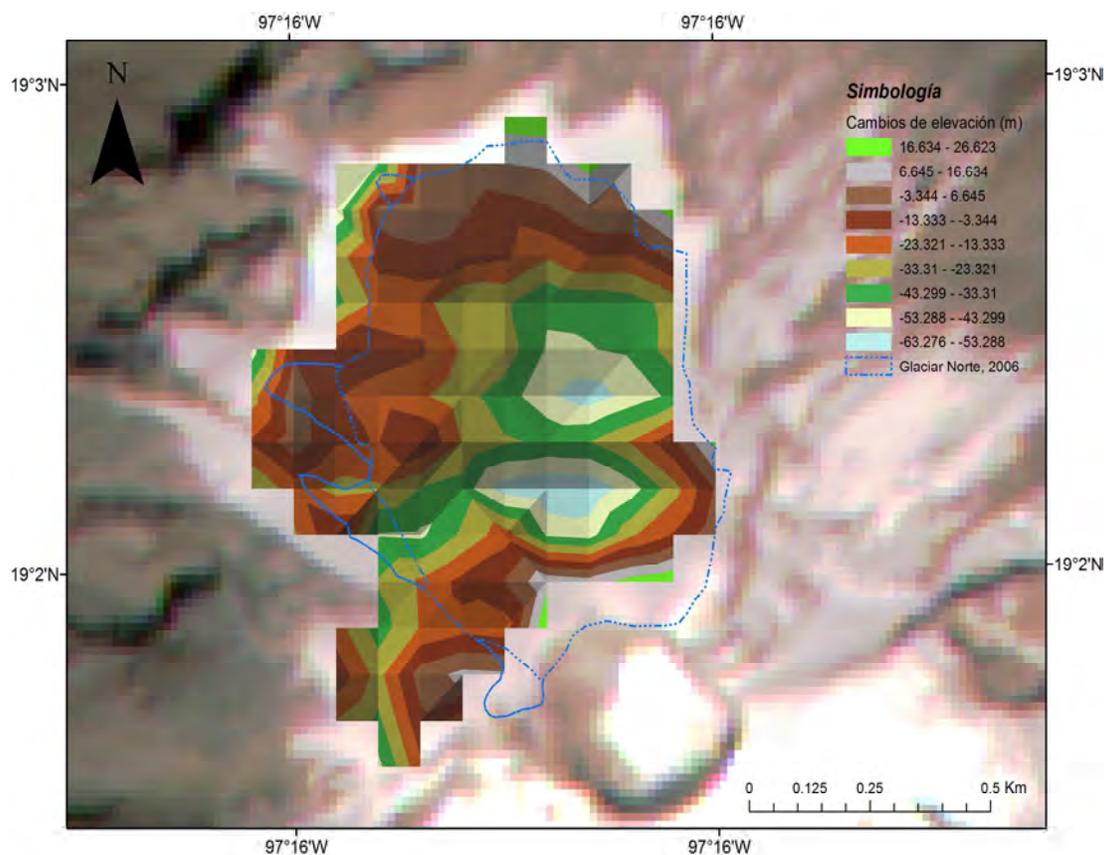


Figura 4.6: Mapa de elevaciones de la superficie glacial entre 2001 y 2006 en el Pico de Orizaba. Los valores negativos indican pérdidas de espesor del cuerpo de hielo expresadas en metros.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

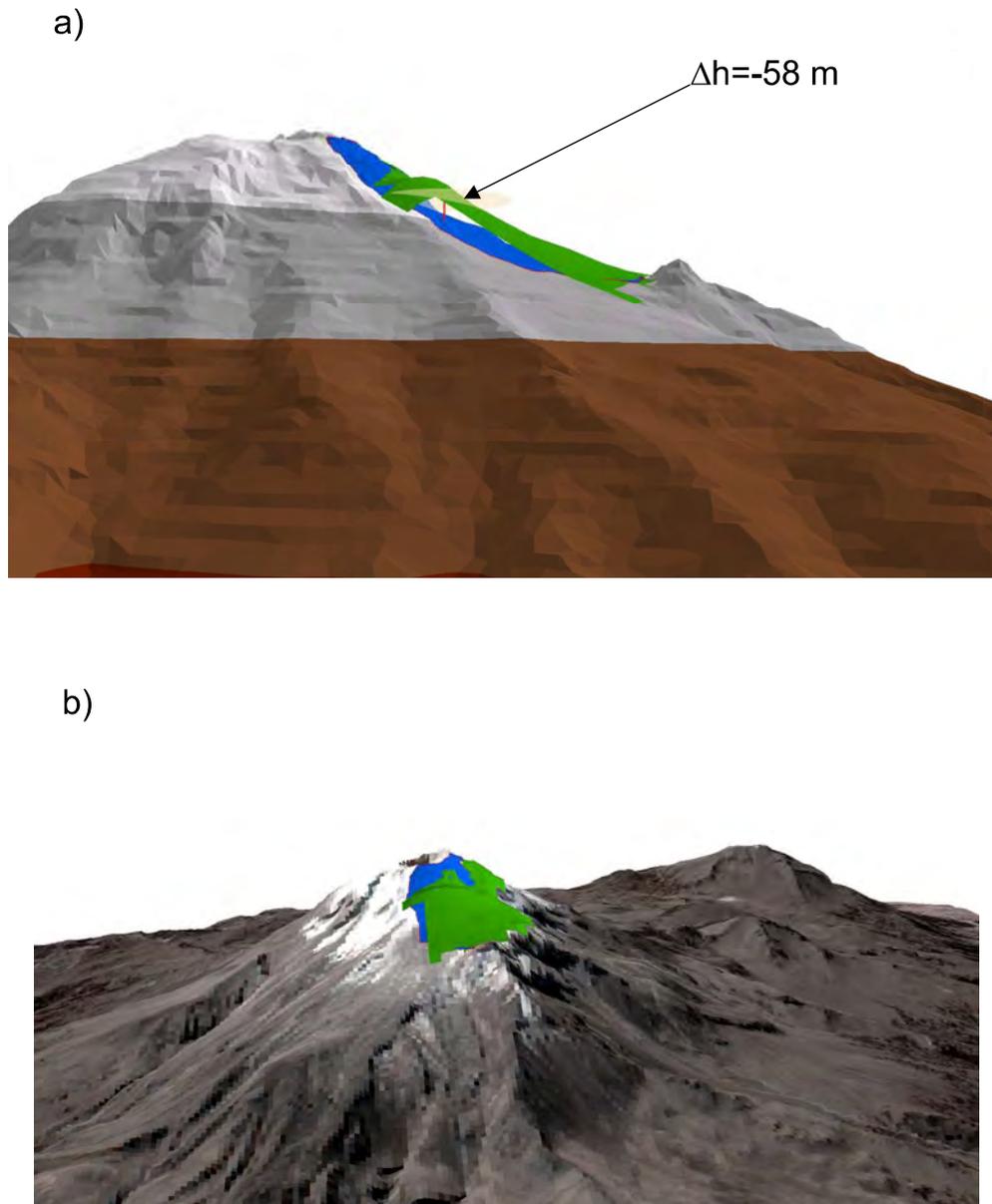


Figura 4.7: Visualización de las diferencias entre los MDT de la superficie glacial en 2001 y 2006 para el PO. En la figura a) se muestra una diferencia de -58 m de elevación del terreno entre 2001(MDT verde) y 2006 (MDT azul) para un punto sobre la superficie del glaciar. En b) se hace una vista panorámica de los dos MDT en dónde resalta la zona en azul que representa una acumulación de masa entre 2001 y 2006.

4.1.2. Retroceso glacial en el volcán Iztaccíhuatl

4.1.2.1. Cambios del frente glacial

El glaciar más representativo en la zona del volcán Iztaccíhuatl es el glaciar conocido como “Ayoloco”. Este glaciar, hasta la fecha, sigue distinguiéndose del resto de los glaciares en este volcán, pues es uno de los pasos hacia la cumbre más conocidos por los excursionistas y montañistas que gustan de subir las cumbres más altas de México. Este glaciar forma parte del sistema de glaciares conocido como *La Panza* el cual incluye otros dos grandes glaciares nombrados por el prof. J. Lorenzo como *Centro Oriental* y *Suroriental* (Lorenzo, 1964). Este glaciar Ayoloco era el glaciar más grande de los 12 glaciares definidos en el trabajo de Lorenzo (1964) y para 1959 alcanzaba los 4700 m.s.n.m., siendo ésta la altitud del frente glacial para ese año.

Hacia finales de la Pequeña Edad de Hielo (LIA) el frente glacial en el Iztaccíhuatl alcanzaba los 4350 m.s.n.m. (Schneider et al., 2008) mientras que para 1959 éste ya había retrocedido 350 m en poco más de 100 años; es decir, entre 1850 y 1959 el glaciar retrocedía a razón promedio de 3 m/año. Para los siguientes 14 años esta tasa de retroceso disminuyó en un 40 % de lo que se venía dando desde finales de la LIA, por lo que entre 1959 y 1973 el frente glacial había retrocedido únicamente 25 m (Tabla 4.5).

Esta tendencia de retroceso continuó hasta 1994 en donde se nota un avance de 45 m ocurrido entre 1989 y 1994. Este avance puede ser un efecto directo de las diferentes resoluciones entre la imagen Landsat de 1989 y la fotografía aérea utilizada por Schneider et al. (2008) para delimitar la cobertura glacial de 1994. En otras palabras, muchos de los avances glaciales hemos venido detectando a lo largo de esta investigación se pueden atribuir a errores de apreciación del límite glacial con respecto a las diferentes fuentes cartográficas utilizadas en este trabajo. Lo cual es un reflejo del uso de diferentes materiales de investigación. Sin embargo, no debe

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

descartarse la posibilidad de que estos avances realmente ocurrieran y que indiquen condiciones climáticas favorables para la acumulación excesiva de nieve al menos durante periodos de tiempo cortos.

Lo anterior se resuelve fácilmente al ver que entre 1994 y 1995, según las fechas dadas en la Tabla 4.5, el frente glacial retrocedió 85 metros a razón de 492 m/año. Por lo tanto, es fácil distinguir que la apreciación del límite glacial para 1994 tuvo que estar influenciada por un exceso de nieve estacional que pudo haber desaparecido fácilmente entre los meses de diciembre de 1994 y febrero de 1995. Así, estos valores deben ser analizados cuidadosamente como parte de los análisis de las variaciones del frente glacial en esta investigación. Al respecto, a mediados de 1994 y principios de 1995 tuvo lugar un episodio del fenómeno El Niño el cual pudo haber influido en el fuerte retroceso del frente glacial en 1995 (Tabla 4.5, rojo). Ya que en la literatura se ha documentado que existe un efecto de la presencia de El Niño en el retroceso acelerado de glaciares Tropicales como el Zongo, Chacaltaya y otros en la Cordillera Blanca de Perú (Francou et al., 2003; Wagnon et al., 2001; Francou et al., 1995). En estos trabajos, se explica que durante las fases más cálidas de El Niño existe un déficit en la precipitación y un aumento en la temperatura del aire, lo cual provoca un aumento en la fusión de nieve sobre la superficie dejando expuesto el hielo glacial. En cambio, durante La Niña prevalecen condiciones opuestas que llevan al glaciar a un estado casi de equilibrio. Ideas como ésta se retomarán y detallarán en secciones posteriores.

La Tabla 4.5 muestra numéricamente la evolución del frente glacial en el volcán Iztaccíhuatl, de ahí podemos ver que el frente glacial entre 1959 y 2014 retrocedió a una razón promedio de -10 m/año, sin considerar la tasa de retroceso que había entre 1994 y 1995. Por el contrario, si consideramos el valor sobresaliente para el retroceso del frente glacial en 1995, la tasa promedio de retroceso para ese mismo periodo es de -38 m/año, esto es, 2.5 veces más que la tasa de retroceso promedio en el Pico de Orizaba entre 1973 y 2010. Estos valores “anómalos” en la tasa de

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

retroceso también podrían estar atribuidos a las diferencias de resolución entre cada una de las fuentes de medición utilizadas en esta investigación. Lo cual podría explicar el avance entre 1989 y 1994 y el fuerte retroceso entre 1994 y 1995; este último, atribuido a la resolución de la imagen Landsat TM (30 m resolución horizontal) empleada. Sin embargo, entre 1982 y 1989 no existen diferencias considerables en los valores de retroceso a pesar de que las fuentes son completamente diferentes, por un lado un orto-mapa escala 1:20,000 y por el otro una imagen Landsat MSS (60 m resolución horizontal). Con base en estas observaciones se puede concluir que entre 1994 (orto-foto) y 1995 (Landsat TM) sí pudo existir un evento extremo en el que aumentara la cobertura de nieve sobre el glaciar en 1994. Y para 1995 ésta ya había desaparecido completamente dejando en evidencia el retroceso glacial ocurrido entre 1989 y 1995, el cual tiene más sentido. Lo anterior, es un claro ejemplo de las dificultades que se presentan en una investigación cuando las fuentes cartográficas utilizadas tienen resoluciones espaciales y condiciones de nieve sobre el glaciar completamente diferentes.

Año	Altitud mínima (m)	Longitud (km)	Área (km ²)	Volumen promedio (m ³)	Tasa de retroceso del frente glacial (m/año)	Porcentaje área perdida / año
1850	4350 ± <i>n/a</i>	1.8	6.369	–	–	–
1959	4700 ± 20	0.91	1.269	166,084,430	-3	-1
1973	4725 ± 40	0.73	0.859	104,598,610	-2	-2
1982	4800	0.685	0.863	95,482,755	-8	0.051
1989	4830 ± 25	0.515	0.622	54,289,210	-5	-5
1994	4785	0.57	0.613	52,171,138	8	-0.242
1995	4870 ± 20	0.43	0.471	30,099,343	-492	-134
1998	4900 ± 20	0.43	0.436	23,712,504	-10	-2
1999	4905 ± 20	0.415	0.421	19,893,253	-5	-3
2000	4920 ± 20	0.36	0.409	16,180,641	-15	-3
2001	4920 ± 20	0.36	0.348	12,237,215	0	-15
2004	4920	0.36	0.391	10,620,452	0	3
2005	4950 ± 20	0.36	0.314	6,851,798	-88	-58
2006	4970	0.35	0.304	5,358,776	-21	-3
2007	4970 ± 20	0.32	0.284	4,142,752	0	-7
2009	4970 ± 20	0.3	0.261	3,161,808	0	-4
2010	4971 ± 20	0.3	0.247	2,385,270	-1	-5
2013	5000 ± 20	0.2	0.218	1,791,916	-9	-4
2014	5002 ± 20	0.25	0.211	1,406,239	-3	-5

Tabla 4.5: Retroceso glacial en el Iztaccíhuatl. En “cian” está marcado el único dato que muestra una avance del frente glacial en 1994. Sin embargo, este avance es un error de apreciación tal y como lo indican los valores en “amarillo”. En “rojo” se muestran los retrocesos más fuertes detectados para este sitio. Los valores de volumen mostrados aquí fueron calculados a partir de la proyección del espesor promedio del perfil de GPR en 2001 para las zonas de La Panza y el Pecho

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

En esta misma tabla es fácil distinguir que el valor de retroceso más alto, fuera del que hay en 1995, se da justamente entre 2004 y 2005, años en los que el fenómeno de El Niño también estuvo presente. Entre el 2000 y el 2004 así como entre el 2006 y 2009 se pueden apreciar dos etapas de estabilidad en el retroceso del frente glacial ya que éste no retrocedió en dicho periodo. Al respecto, es importante mencionar que para el sistema glacial del Iztaccíhuatl el glaciar Ayoloco es el único referente que se consideró para medir el retroceso del frente glacial, ya que éste es el único que alcanza las altitudes más bajas de todos los glaciares que aún existen sobre esta zona. Así, para fines prácticos, de aquí en adelante trataremos a los glaciares del Iztaccíhuatl como dos grandes sistemas glaciares: La Panza y El Pecho.

La Figura 4.8 muestra la variación del frente glacial en el Iztaccíhuatl. Es evidente la tendencia de retroceso de los glaciares en dicho volcán pues entre 1959 y 2014 el frente glacial retrocedió poco más de 300 metros. Cantidad aproximada al retroceso ocurrido entre el final de la Pequeña Edad de Hielo y el primer mapeo de los glaciares mexicanos hecho por Lorenzo (1964). Esta evolución se puede ver detalladamente en el nuevo Inventario Glaciológico de México en el Apéndice A al final de este trabajo.

Finalmente, el contraste que muestran las tasas de retroceso en los dos sistemas glaciales analizados hasta el momento (PO e Iztaccíhuatl) indican que a pesar de que se encuentran a la misma latitud, estos pueden presentar un retroceso completamente diferente entre sí. Lo cual significa que los efectos climáticos, antropogénicos y volcánicos locales, son independientes a la posición geográfica y a la distancia entre glaciares.

4.1.2.2. Cambios en la extensión glacial

La cobertura glacial en el volcán Iztaccíhuatl ha cambiado drásticamente a lo largo de las últimas décadas. Muchos de los glaciares documentados en 1959 por J. Lorenzo hoy día ya han desaparecido. Esta zona sea ha convertido en el mejor ejemplo del retroceso y desaparición de los glaciares mexicanos. Ya sea por factores

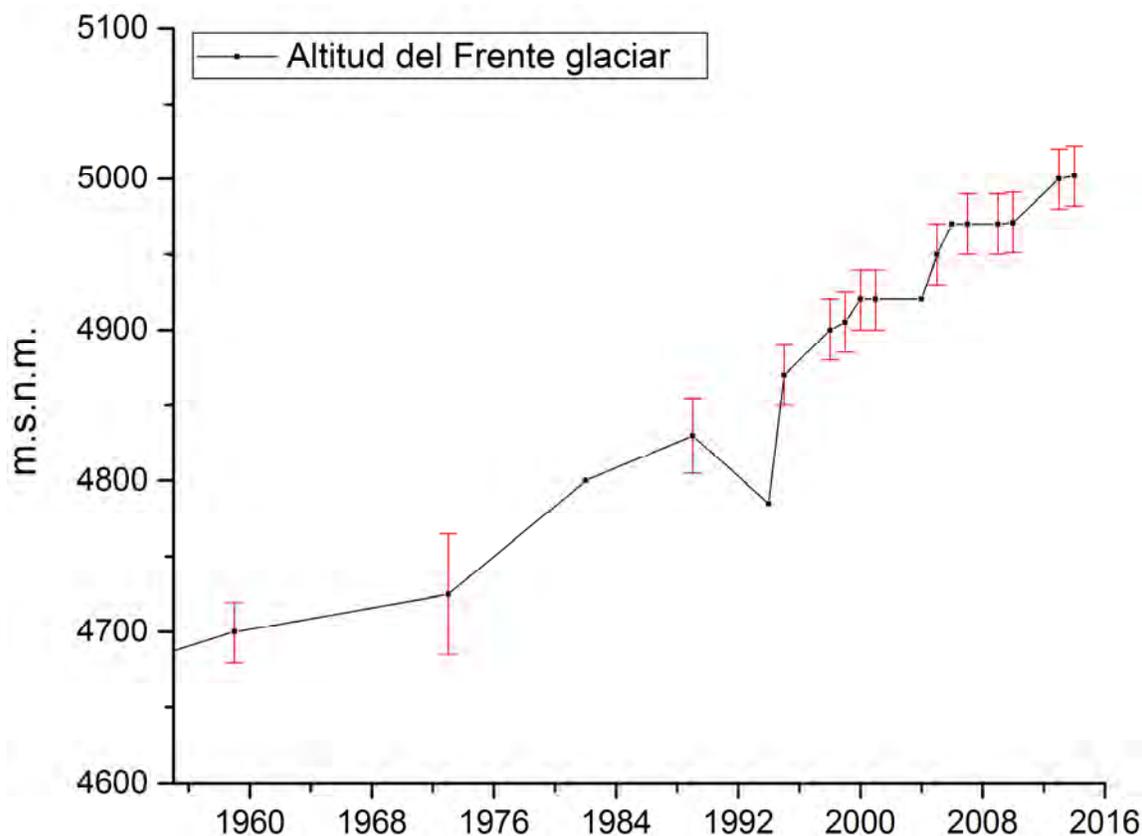


Figura 4.8: Retroceso del frente glaciar en el volcán Iztaccíhuatl. En color rojo se marcan los errores de exactitud atribuidos a los MDE empleados y a la resolución de las imágenes. Para más detalle consultar la tabla 2.4.

climáticos o el efecto indirecto de la actividad volcánica, de los 12 glaciares documentados en 1964 por J. Lorenzo hoy en día solo quedan 4, los cuales a su vez forman parte de dos grandes sistemas glaciares conocidos como: El Pecho y La Panza. Para 2014 la extensión total de los glaciares en este volcán cubría un área de 211,000 m² que representa el 17% de la cobertura glacial en 1959 y sólo el 3% de la extensión glacial total al final de la LIA.

Este retroceso se dio entre 1959 y 2014 a una razón promedio de -30,000 m²/año, sin incluir la tasa de retroceso en 1995 debido al gran contraste que genera con el resto de los datos. Durante ese periodo, la tasa de retroceso más alta registrada en la

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

zona fue de $-823,301 \text{ m}^2/\text{año}$ correspondiente a 1995, pocos meses después de haberse registrado un ligero avance glacial hacia finales de 1994; razón por la cual hemos discriminado este valor. Entre 2004 y 2005 se registró nuevamente otro crecimiento del área glacial seguido de un fuerte retroceso el cual aceleró la tasa de retroceso a $-225,313 \text{ m}^2/\text{año}$. En porcentaje, tanto el 2001 como el 2005 fueron los años con mayor tasa de pérdida de cobertura glacial en el Iztaccíhuatl, siendo este último el más fuerte registrado durante los últimos 14 años (-58% de área perdida/año; Tabla 4.5). La Tabla 4.6 muestra la variación del área glacial y las tasas de retroceso para el sistema glacial del Iztaccíhuatl; a partir de estos valores se determinaron los promedios arriba mencionados. Podemos observar de esta tabla que los valores en las tasas de retroceso de la cobertura glacial para la zona del volcán Iztaccíhuatl son similares a los mostrados sobre la zona del volcán Citlaltépetl; ambos muestran la misma tendencia de retroceso.

Año	Área perdida acumulada (km^2)	Razón de pérdida ($\text{m}^2/\text{año}$)
1850	–	–
1959	5.099692	-46,756
1973	5.510262	-31,075
1982	5.506	435
1989	5.747462	-39,040
1994	5.7562	-1,504
1995	5.898304	-823,301
1998	5.933402	-11,604
1999	5.948093	-14,571
2000	5.959587	-11,158
2001	6.020645	-61,735
2004	5.9776	11,664
2005	6.054762	-225,313
2006	6.064737	-10,343
2007	6.084537	-20,531
2009	6.108321	-11,438
2010	6.122034	-12,513
2013	6.151119	-9,411
2014	6.158451	-11,151

Tabla 4.6: Retroceso de la cobertura glacial en el Iztaccíhuatl. En “cian” se marcan los pequeños aumentos en la extensión de la cobertura glacial en 1982 y 2004. En “verde” están marcadas las tasas de pérdida más bajas registradas en todo el periodo de observación. En “rojo” se muestran las tasas de pérdida más altas en la zona.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

La Figura 4.9 es una síntesis de los diferentes aspectos del retroceso glacial en el volcán Iztaccíhuatl. En ésta se puede observar que la tendencia de retroceso y pérdida de cobertura glacial es, como ya lo habíamos dicho antes, similar a la de los glaciares en el volcán Citlaltépetl los cuales presentan un incremento en la tendencia a partir de la década de los 90's (Figuras 4.9b 4.9d). En cambio, entre 1959 y 1995 la cobertura glacial sigue una tendencia de pérdida paulatina que viene desde finales de la LIA. Dicha pérdida debe estar relacionada directamente con las variaciones climáticas locales de la temperatura, la precipitación y la radiación solar. De forma indirecta, la actividad volcánica se ha visto presente en el retroceso glacial a partir de los flujos de calor en la base del glaciar La Panza. Por otro lado, no se ha podido comprobar que la actividad antropogénica sea otro factor clave del retroceso glacial en el Iztaccíhuatl.

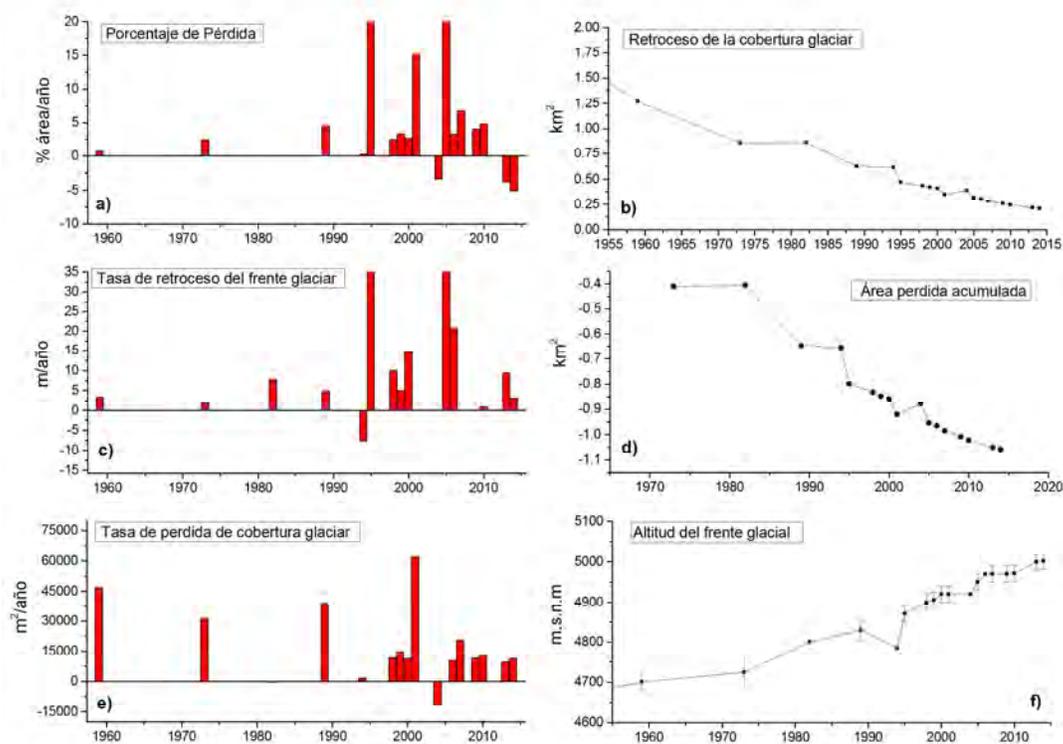


Figura 4.9: Variaciones del frente glacial y la cobertura glacial en el volcán Iztaccíhuatl entre 1959 y 2014.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

Sin embargo, basándonos en las observaciones, el retroceso y los procesos de ablación sobre los glaciares del Iztaccíhuatl son de cierta forma diferentes a los que se presentan sobre los glaciares del Pico de Orizaba. Debido a la altitud a la que se encuentran estos glaciares, el retroceso glacial en el Iztaccíhuatl se ve más acentuado que en el Pico de Orizaba. Como podemos ver en la Figura 4.10 el glaciar de La Panza muestra un retroceso diferenciado debido a las distintas zonas de exposición sobre las que se asentaban todos los glaciares que forman parte de este sistema. El glaciar Suroriental manifiesta un fuerte retroceso que va desde el borde oriente del cráter hacia la base, lo cual se debe principalmente a los flujos de calor en la base, los gradientes térmicos y la radiación de onda larga que predomina en el borde oriental del cráter una vez que la roca subyacente queda más expuesta. Por lo tanto, el retroceso de este glaciar en tan solo 15 años (1999-2014) fue mucho más rápido que el retroceso del resto de los glaciares en la zona.

Para el caso del Glaciar Ayoloco el retroceso no se refleja directamente en la pérdida de cobertura sino en el adelgazamiento paulatino de la masa de hielo. Su exposición con respecto a los demás glaciares de La Panza es en dirección Noroeste, dirección que según los trabajos de Cortés-Ramos y Delgado-Granados (2012; 2013) no es tan propensa a los procesos de ablación. Sin embargo, esta zona puede estar sujeta a procesos de sublimación en la superficie y derretimiento en la base que determinen el adelgazamiento del cuerpo de hielo. Lo complicado aquí es determinar ¿por qué este retroceso fue tan contrastante en los últimos 15 años? ¿qué factores provocaron el adelgazamiento y retroceso acelerado del glaciar Suroriental? ¿se debe atribuir únicamente a los flujos de calor importantes en esa zona del volcán? Preguntas que son el resultado de este análisis basado únicamente en el aspecto meteorológico, glaciológico, radiativo y físico del retroceso glacial en México. Lo que sí podemos decir es que la distribución de la radiación solar en estas zonas (tal y como se explicará más adelante) y los gradientes de temperatura producidos por la altura juegan un papel importante en el retroceso glacial de los glaciares de este volcán.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

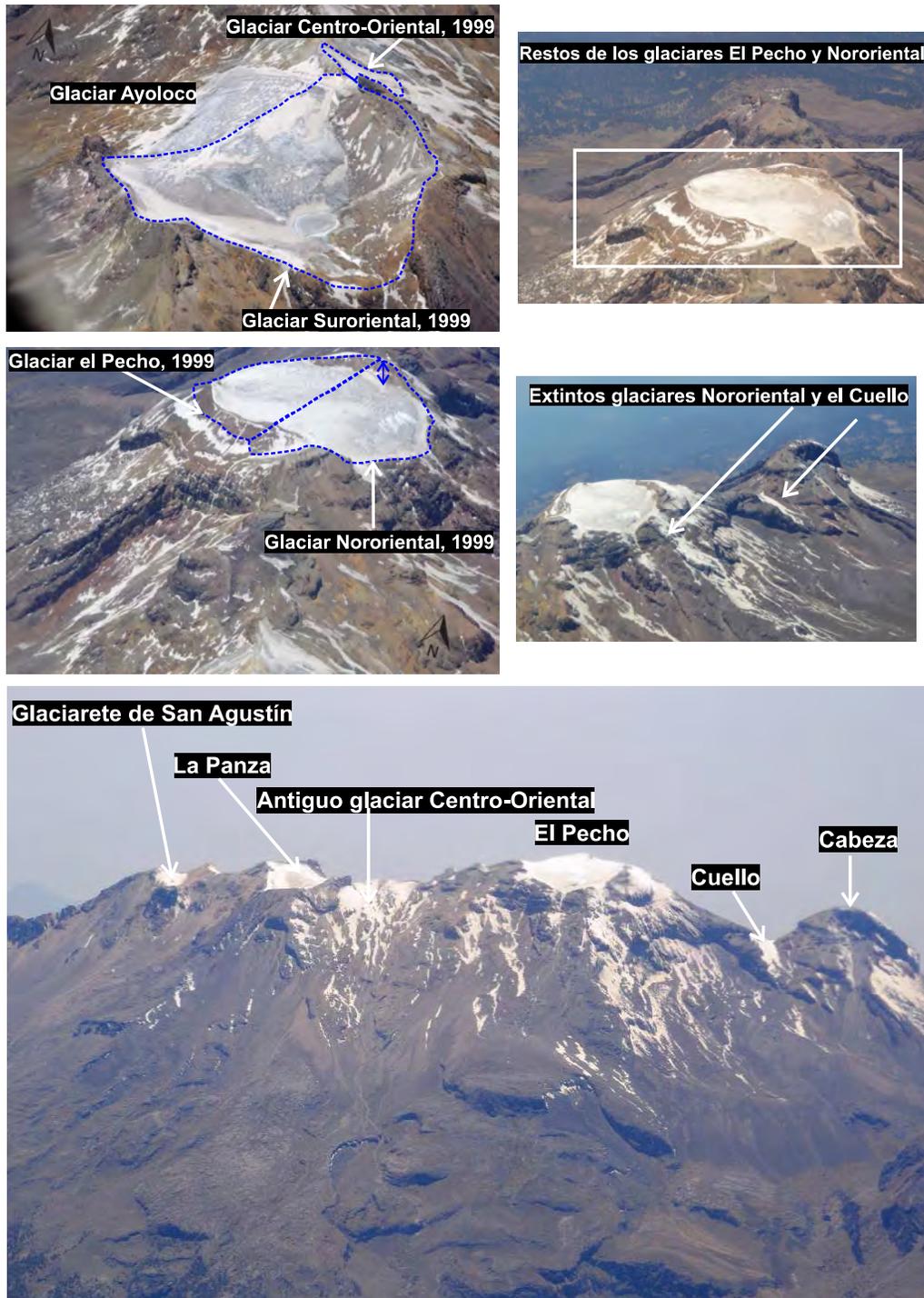


Figura 4.10: Retroceso y desaparición de los glaciares del Iztaccíhuatl. Todas estas fotografías fueron tomadas por el Dr. Ramón Espinasa Pereña como parte de los vuelos de monitoreo volcánico del volcán Popocatepetl realizados por CENAPRED-PFP-GOBERNACIÓN en 2012

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

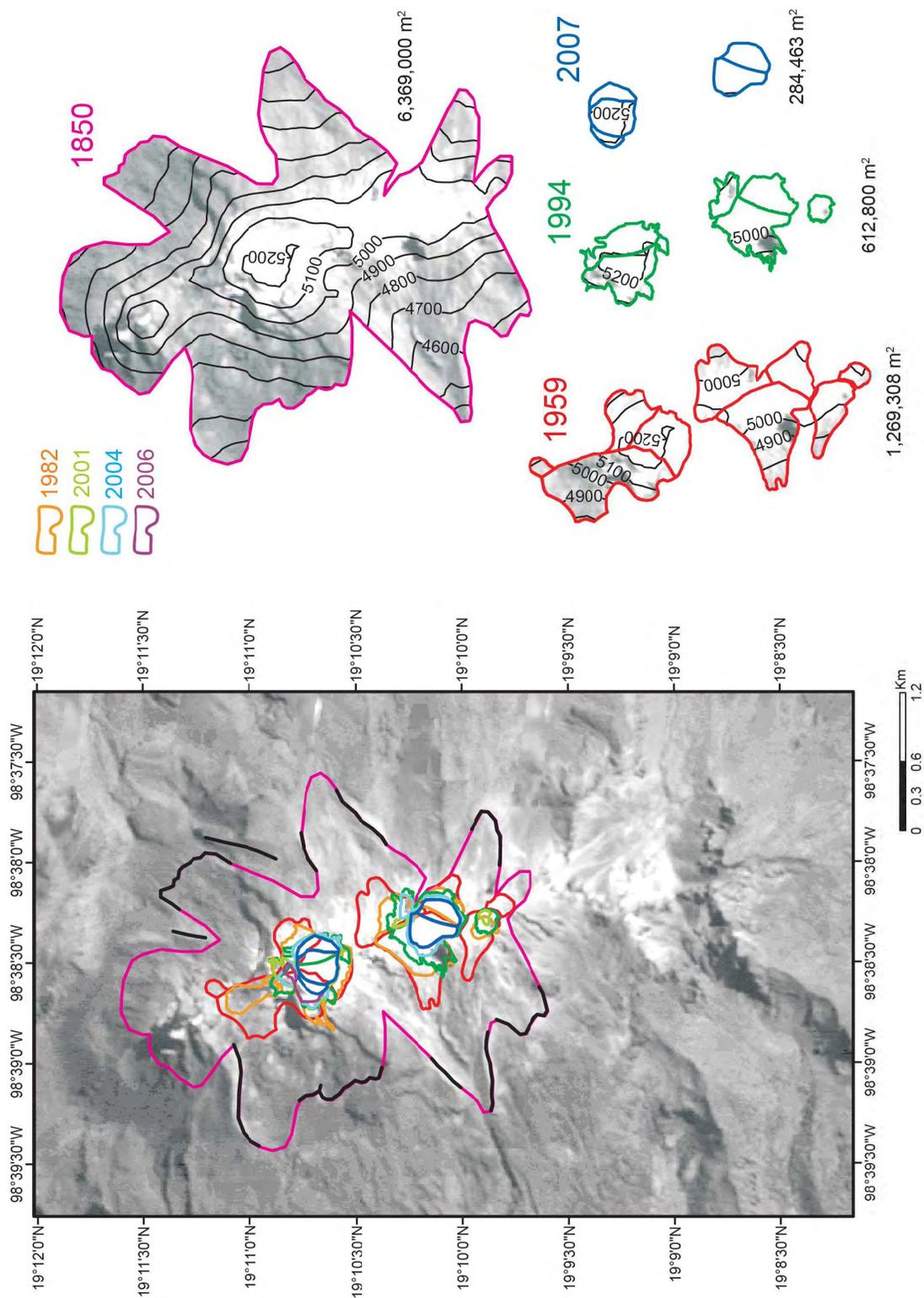


Figura 4.11: Variaciones área glacial en el volcán Iztaccihuatl de 1850 al 2007. La imagen de fondo en el mapa corresponde a una orto-foto del volcán para 1999. En la figura se muestran algunos de los valores de los valores del área glacial modificados de Schneider et al. (2008).

La pérdida de volumen y fragmentación de este sistema de glaciares puede verse claramente en la desaparición del glaciar Centro-Oriental que para el 2014 únicamente muestra una cobertura de nieve estacional y hielo muerto en la zona sobre la que yacía. En la Figura 4.11 podemos ver cómo los glaciares en El Pecho y la Panza se han ido fragmentando y desapareciendo desde las zonas más bajas hasta un límite en el que el frente glacial prácticamente no ha cambiado (1994-2007). Sin embargo, entre 1959 y 2007 también se aprecia cómo la cobertura en las zonas más expuestas a la radiación solar en el Noroeste, Noreste, Este y Sur de la montaña comenzaron a desaparecer, coincidiendo con lo que se muestra en la Figura 4.10. Todos estos cambios están documentados en tablas y mapas que forman parte del Nuevo Inventario Glaciológico de México (Apéndice A).

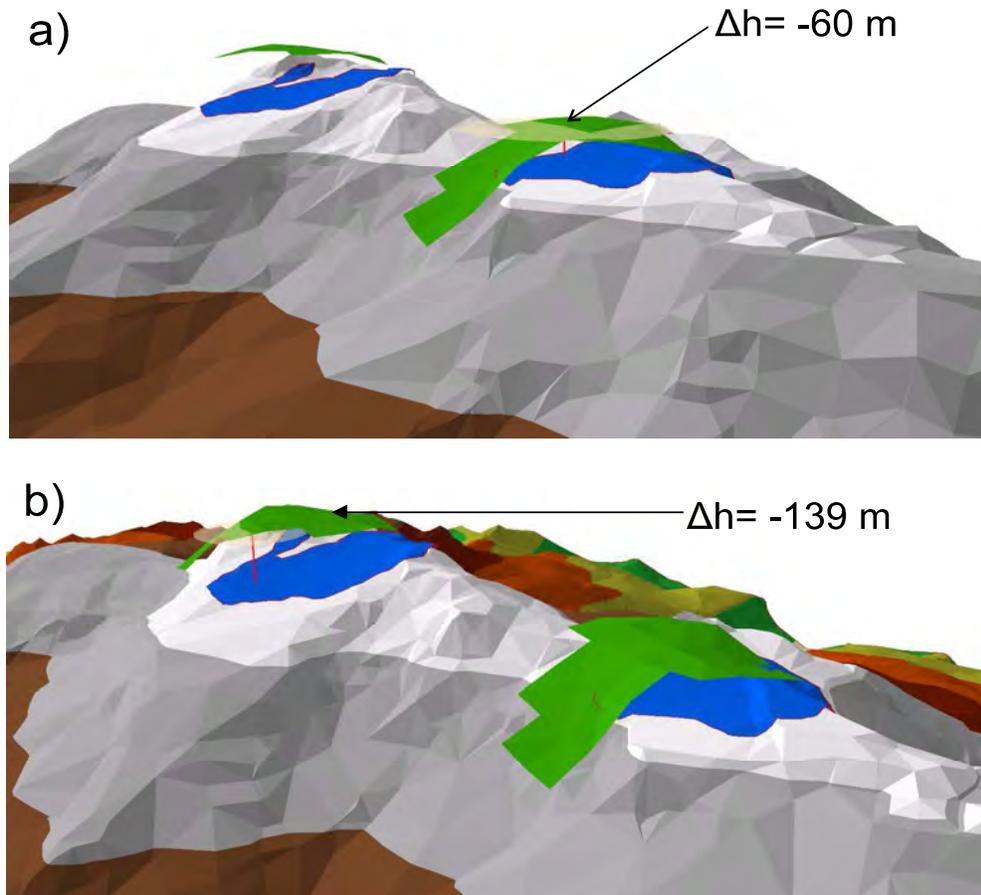
4.1.2.3. Variaciones en el volumen y espesor de la cobertura glacial

Como ya se ha visto, el retroceso glacial en el Iztaccíhuatl se ha caracterizado por la rápida desaparición de más de la mitad de los glaciares reportados por Lorenzo en su trabajo de 1964. Pérdida que se ve reflejada en los cambios de elevación, espesor y volumen de la superficie glacial en este volcán. Por lo tanto, las estimaciones del volumen y de los volúmenes perdidos o ganados sobre la superficie nos dan una mejor idea de la magnitud del retroceso glacial en esta zona. Permittiéndonos comparar de mejor forma el retroceso glacial en los tres sistemas glaciares mexicanos.

De igual forma que para el caso del glaciar en el Pico de Orizaba, se pudo calcular el volumen perdido y ganado a partir de las diferencias de elevación entre los MDE de 2001 y 2006 correspondientes a los MDE de SRTM y SIGSA respectivamente. Estas diferencias muestran una pérdida total promedio entre 2001 y 2006 de -59 m, máximos de -148 m y aumentos positivos de elevación de 35 m durante el mismo periodo. Sin embargo, dada la resolución original del MDE de SRTM y la compleja topografía de este volcán, podemos asegurar que muchas de estas diferencias son sobreestimadas y por lo tanto nos dan pérdidas de masa bastante altas.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO



Perspectiva del terreno



Figura 4.12: Cambios de elevación de la superficie glacial en el Iztaccíhuatl. El MDT en azul representa la superficie glacial en 2006 a partir del MDT de SIGSA. En verde se representa la superficie glacial en 2001 a partir del MDT de SRTM. La imagen de abajo muestra en perspectiva el relieve del volcán Iztaccíhuatl con el fin de visualizar lo complejo de representar al 100% la topografía del volcán.

La Figura 4.12 muestra un recorte de los MDE de SIGSA (azul) y SRTM (verde) respecto al límite glacial en 2001. A partir de estos se observa cómo la superficie glacial en 2001 (SRTM) se eleva por encima de la superficie representada por el MDE de SIGSA para el 2006; las diferencias más grandes se observan en el sistema glacial de El Pecho, en el cual existen zonas con diferencias mayores a los 130 m en la elevación (Fig. 4.12a), mientras que para el caso de La Panza se observan diferencias menores pero no despreciables ya que existen zonas con cambios de más de 60 m. En comparación con los cambios de elevación en la zona glacial del Pico de Orizaba, tan sólo el valor promedio de elevación observado aquí (-59 m) es casi 3 veces mayor al promedio de pérdida en dicho volcán (-21 m).

A diferencia del Pico de Orizaba, en este volcán no se observa una acumulación de masa considerable, lo cual coincide con todo lo que hemos encontrado hasta el momento y refuerza la idea de que los glaciares en el Iztaccíhuatl han perdido volumen en proporciones mayores a las observadas en el Pico de Orizaba. Lo cual es más evidente si observamos la pérdida de cobertura glacial en la zona. Así, en función de las diferencias encontradas a partir de los MDE de SIGSA y SRTM, entre 2001 y 2006 el balance de volumen perdido y ganado por estos glaciares fue de -19,565,510 m³ de hielo, equivalentes a -54,615 kg m⁻² o **-54 m de agua equivalente (m w.e.)**. Valores obtenidos considerando que la densidad del hielo en el Iztaccíhuatl de 910 kg/m³ (Delgado-Granados et al., 2005) y un área promedio de 326,000 m² entre 2001 y 2006.

El espesor promedio calculado a partir de los MDE fue excluido de este trabajo ya que como podemos ver la topografía del volcán es bastante compleja y no refleja en su totalidad el relieve de la superficie. Por lo tanto, únicamente utilizamos los perfiles de GPR para obtener el valor promedio de la profundidad del hielo en 2001 tanto en La Panza como en la zona de el Pecho. Estos perfiles de GPR se trazaron siguiendo una misma elevación con el fin de evitar las correcciones topográficas dentro del transecto. Para el caso del glaciar de Ayoloco (La Panza) este perfil siguió la cota

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

de los 5000 m con una longitud de 415 m. Como resultado de esto se obtuvo un valor promedio de la profundidad del glaciar a lo largo del transecto de 59 metros, que para todo el sistema glacial de La Panza, representa un volumen de 10,615,575 m³ de hielo. Este volumen coincide en magnitud con el calculado por Álvarez y Delgado-Granados (2002).

El otro perfil de radar desarrollado en el Iztaccíhuatl se trazó sobre la superficie del glaciar de El Pecho, empleando una metodología similar a la del perfil de GPR en el glaciar de Ayoloco en 2001. Ambos perfiles se llevaron a cabo en fechas similares y por lo tanto representa la profundidad promedio del glaciar para el mismo año. Este transecto (Fig. 3.12) muestra una topografía de la base más homogénea a la que se muestra para el glaciar de Ayoloco en la Figura 3.11, lo que nos lleva a suponer que este sistema glacial tiene al menos una profundidad promedio mínima de 10 m la cual puede atribuirse al resto del glaciar. A partir de este valor, el volumen mínimo calculado para el sistema glacial de El Pecho en 2001 es de 1,621,640 m³ de hielo, que sumado al volumen calculado sobre La Panza nos da un total de 12,237,215 m³ de hielo glacial en el volcán Iztaccíhuatl para el 2001. Cifra que contrasta con el valor del volumen perdido entre 2001 y 2006 calculado de la diferencia entre los MDE de SIGSA y SRTM. Según estos valores para el 2006 ya no debería existir cobertura glacial sobre el volcán Iztaccíhuatl; lo cual es incongruente con lo que se muestra en la Figura 4.10.

Esta incongruencia se puede ver más adelante en la Tabla 4.8 donde el volumen perdido entre 2001 y 2006 supera el volumen calculado para el 2001 a partir de los perfiles de GPR. Lo cual significa por un lado que las diferencias entre los MDE podrían estar sobreestimando la cantidad de volumen glacial perdido en la zona, y por el otro, que los valores de profundidad subestiman la cantidad de volumen contenido sobre la superficie del Iztaccíhuatl para el 2001. Por lo tanto, estas cantidades no son comparables entre sí, pero las presentamos en esta investigación con el fin de visualizar la magnitud de los cambios en esta zona por dos métodos diferentes.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

Volumen glacial proyectado		
Año	A (m ³)	B (m ³)
1959	14,860,929	151,223,500
1973	9,293,181	95,305,429
1982	9,550,144	85,932,612
1989	6,096,980	48,192,230
1994	4,864,063	47,307,075
1995	3,544,840	26,554,503
1998	2,968,402	20,744,102
1999	2,508,273	17,384,980
2000	2,174,939	14,005,701
2001	1,621,640	10,615,575
2004	1,824,416	8,796,036
2005	1,328,514	5,523,283
2006	1,163,913	4,194,863
2007	952,640	3,190,112
2009	759,200	2,402,607
2010	668,096	1,717,174
2013	498,928	1,292,988
2014	439,056	967,183

Tabla 4.7: Proyección del volumen de los dos sistemas glaciales principales sobre la superficie del volcán Iztaccíhuatl a partir del espesor del hielo glacial en 2001. Los volúmenes en A corresponden a la proyección del espesor promedio del glaciar en el sistema de El Pecho. En B los correspondientes para el sistema glacial La Panza.

Siguiendo así la metodología aplicada para el Pico de Orizaba y considerando que el valor promedio para la tasa de retroceso glacial en esta zona es de -14% de área perdida al año, realizamos la proyección del espesor promedio del glaciar (determinado en 2001) para el resto de las fechas consideradas en esta investigación. De esta forma se calcularon el resto de los volúmenes glaciales para las zonas de El Pecho y La Panza. Por lo tanto, la Tabla 4.7 muestra los valores proyectados del volumen glacial en 2001 correspondientes a los dos sistemas glaciales principales en el Iztaccíhuatl. A partir de esta tabla obtuvimos que el valor del volumen perdido entre 2001 y 2006 es de tan solo 6,878,439 m³ de hielo (Tabla 4.8). Dicha cantidad representa únicamente el 35% del volumen perdido calculado a partir de los MDE. En este sentido, es evidente el efecto que causa la estimación del volumen a partir de

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

Iztaccíhuatl		
<i>Parámetro</i>	<i>Año / periodo</i>	<i>Valor</i>
Profundidad promedio La Panza*	2001	59 m
Profundidad promedio El Pecho*	--	10 m
Volúmen*	2001	12,237,215 m ³
Tasa de pérdida de cobertura glacial	1959-2014	-29,767 m ² /año
Tasa de retroceso	1958-2014	-10 m/año
Porcentaje de pérdida/año	1958-2010	-7 %/año
Volumen perdido ^a	2001-2006	19,704,776 m ³
Volumen perdido ^b	2001-2006	6,878,439 m ³

Tabla 4.8: Síntesis de los principales cambios en la cobertura glacial y el volumen de los glaciares en el volcán Iztaccíhuatl. *Son los valores obtenidos a partir de los perfiles de GPR. ^aVolumen calculado a partir de las diferencias de elevación de los MDE. ^bVolúmenes proyectados con los valores de *. La contradicción entre ambos métodos radica en los valores del volumen para el 2001 calculado con * y el volumen perdido entre 2001 y 2006 de a.

los perfiles de GPR y la tasa de retroceso promedio en la proyección de los valores de volumen. Ya que como lo mencionamos anteriormente, la cantidad de volumen perdido en los glaciares del Iztaccíhuatl sobrepasa la tasa perdida de cobertura glacial en la zona (Figura 4.10). Además, de esta figura también podemos concluir que la profundidad promedio del glaciar podría estar subestimada pues los perfiles no necesariamente se trazaron en las zonas más profundas del glaciar, subestimando así el volumen calculado.

4.1.3. Retroceso glacial en el volcán Popocatepetl

Los glaciares del volcán Popocatepetl ya han sido bastante estudiados y aparecen constantemente en la literatura. La mayoría de estos estudios se enfocaron en la interacción glaciar-volcanismo y en los riesgos asociados a la eventual desaparición de estos cuerpos de hielo (Delgado-Granados y Brugman, 1995; Delgado-Granados, 1997; Huggel y Delgado-Granados, 2000; Julio-Miranda y Delgado-Granados, 2003; Julio-Miranda et al., 2005; Delgado-Granados et al., 2007; Julio-Miranda et al.,

2008). Por lo tanto, en esta sección únicamente nos limitaremos a sintetizar toda la información existente acerca de la magnitud del retroceso glacial en esta zona. Haciendo énfasis de que los únicos cálculos realizados en este trabajo son los correspondientes a los años de 1973 y 1989. El resto fueron adquiridos directamente de la literatura arriba mencionada y compilados como parte del trabajo de investigación para el desarrollo del Nuevo Inventario Glaciológico de México (se recomienda referirse a la Tabla 2.5 y a la Sección 2.2).

4.1.3.1. Cambios del frente glacial

La altitud del frente glacial en el volcán Popocatepetl se ha calculado mediante el uso de fotografías aéreas y datos geológicos recogidos directamente de las Morrenas localizadas en la parte baja del volcán que denotan avances significativos para antes del final de la Pequeña Edad de Hielo. El más antiguo que se ha podido registrar es el límite del frente glacial para 1519 en el cual el glaciar alcanzó los 4150 m.s.n.m., 200 m por debajo del frente glacial en el Iztaccíhuatl a finales de la LIA. Sin embargo, para finales de esta etapa aún no se tienen registros del avance glacial en este volcán. A principios del Siglo XX este frente se ubicaba 15 m por debajo del límite glacial a finales de la LIA en el volcán Iztaccíhuatl. Por lo tanto, podemos suponer que para finales de la LIA este frente glacial quedaba por debajo de los 4335 m de altura, la cual representa el límite glacial para 1906.

Entre 1906 y 1958, año en que se realizó el primer Inventario Glaciológico de México, los glaciares en el Popocatepetl habían retrocedido unos 355 m y 540 m a partir de su elevación en 1519. Estos valores son superiores a los mostrados en el Pico de Orizaba pero similares a los mostrados para el frente glacial en el volcán Iztaccíhuatl. Diez años después, en 1968 el frente glacial únicamente había retrocedido 10 m de elevación, lo cual significa una tasa de retroceso de -1 m/año. En contraste, la tasa de retroceso entre 1959 y 1906 era de 7 m/año aún más baja que la tasa de retroceso promedio entre 1906 y 2000 que para este volcán era de -37 m/año.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

La tasa de retroceso del frente glacial más alta registrada en el Popocatepetl se presentó entre 1920 y 1921 la cual fue de -365 m/año. Sin embargo, la segunda más alta se registró entre 1999 y 2001, años en los que oficialmente este glaciar se extinguió debido a la actividad volcánica (-131 m/año). Al respecto, a pesar de que la masa de hielo glacial no desapareció en su totalidad, la fuerte actividad volcánica presente desde hace 20 años fragmentó gran parte del glaciar dejando una buena cantidad de bloques de hielo expuestos y otros cubiertos por el material volcánico, generalmente “Tefra”.

Estos glaciares también presentaron algunos avances los cuales se registraron en 1950, 1995 y 1997, siendo 1995 el año con el valor máximo de avance con 8 m/año. White (1981b) también encontró un ligero avance de los glaciares en el Popocatepetl durante la década de los 70's. No obstante, la tendencia de retroceso es similar a la del resto de los glaciares mexicanos y esto lo podremos ver con mayor detalle más adelante. La Tabla 4.9 muestra los valores de elevación y tasas de retroceso para cada uno de los años documentados en esta investigación. A partir de los valores de esta tabla se hicieron los análisis y cálculos arriba mencionados.

Año	Altitud mínima (m)	Área (km ²)	Volumen perdido(m ³)	Retroceso del frente glacial (m/año)	Tasa de retroceso m ² /año)
1519	4150 ± <i>n/a</i>	-	-	-	-
1906	4335 ± <i>n/a</i>	-	-	-0.5	-
1910	4390 ± <i>n/a</i>	-	-	-13.8	-
1920	4435 ± <i>n/a</i>	-	-	-4.5	-
1921	4800 ± <i>n/a</i>	-	-	-365	-
1950	4573 ± <i>n/a</i>	-	-	7.8	-
1958	4690 ± <i>n/a</i>	0.892	-	-14.6	-
1968	4700 ± <i>n/a</i>	-	-	-1.0	-
1973	4800 ± 40	0.727	-	-20.0	-10,999
1978	4600 ± <i>n/a</i>	-	-	20.0	-
1982	4760 ± <i>n/a</i>	0.559	-	-40.0	-18,669
1989	4790 ± 40	0.557	-	-4.3	-259
1995	4742 ± <i>n/a</i>	0.537	-	8	-3,364
1996	4785 ± 2,7	0.536	-	-43.0	-131
1997	4783 ± 3,5	0.527	-81,000	2.4	-11,604
1998	4788 ± <i>n/a</i>	0.503	-1,071,401	-5.1	-24,901
1999	4803 ± 4,1	0.416	-1,329,292	-16.5	-95,164
2000	4925 ± 3,9	0.37	-1,280,000	-131	-50,140
2001	-	0.26	31,000	-	-97,927

Tabla 4.9: Retroceso glacial en el volcán Popocatepetl. En “verde” están marcados algunos de los avances del frente glacial registrados en la zona. En “amarillo” se muestra un valor de volumen positivo el cual se debe a la acumulación de material volcánico depositado sobre el glaciar. En “rojo” se muestran los retrocesos más fuertes detectados para este sitio.

4.1.3.2. Cambios en la extensión glacial

Con el primer Inventario Glaciológico de México se pudo conocer por primera vez el área total cubierta por glaciares en el Popocatepetl. Esta área cubría una extensión de 892,011 m² siendo la zona glacial más pequeña que existía en México para esa fecha. No obstante, el retroceso de la cobertura glacial en esa zona estaba por debajo del promedio calculado para los glaciares en el Pico de Orizaba. Es decir, entre 1958 y 2001 la tasa de retroceso promedio para estos glaciares era de -31,316 m²/año; un 25 % menos que la medida en el Pico de Orizaba y un 5 % mayor al valor promedio en el Iztaccíhuatl.

En este sentido, el tamaño de estos glaciares y las condiciones climáticas presentes no fueron los principales factores en el retroceso y extinción de los mismos. Más bien, la actividad volcánica presente desde 1994 fue el principal componente en la aceleración del retroceso glacial en la zona; provocando la desaparición de los glaciares hacia el año de 2001.

En magnitud, el retroceso de la cobertura glacial en el Popocatepetl esta marcado por una oscilación en la variación de la tasa de retroceso sin mostrar algún avance pero sí un incremento notable a partir de 1999. La tasa de retroceso más alta registrada en esta zona corresponde al año 2001 con un valor promedio de -97,927 m²/año; justo un año después de que se presentara el máximo retroceso del frente glacial. Para ese mismo año, el área total cubierta por los restos fragmentados del glaciar representaba solamente el 29 % del total en 1958 (260,000 m²). Todos estos valores están contenidos dentro de la Tabla 4.9 y esquematizados dentro de la Figura 4.13.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. CAMBIOS FÍSICOS EN EL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

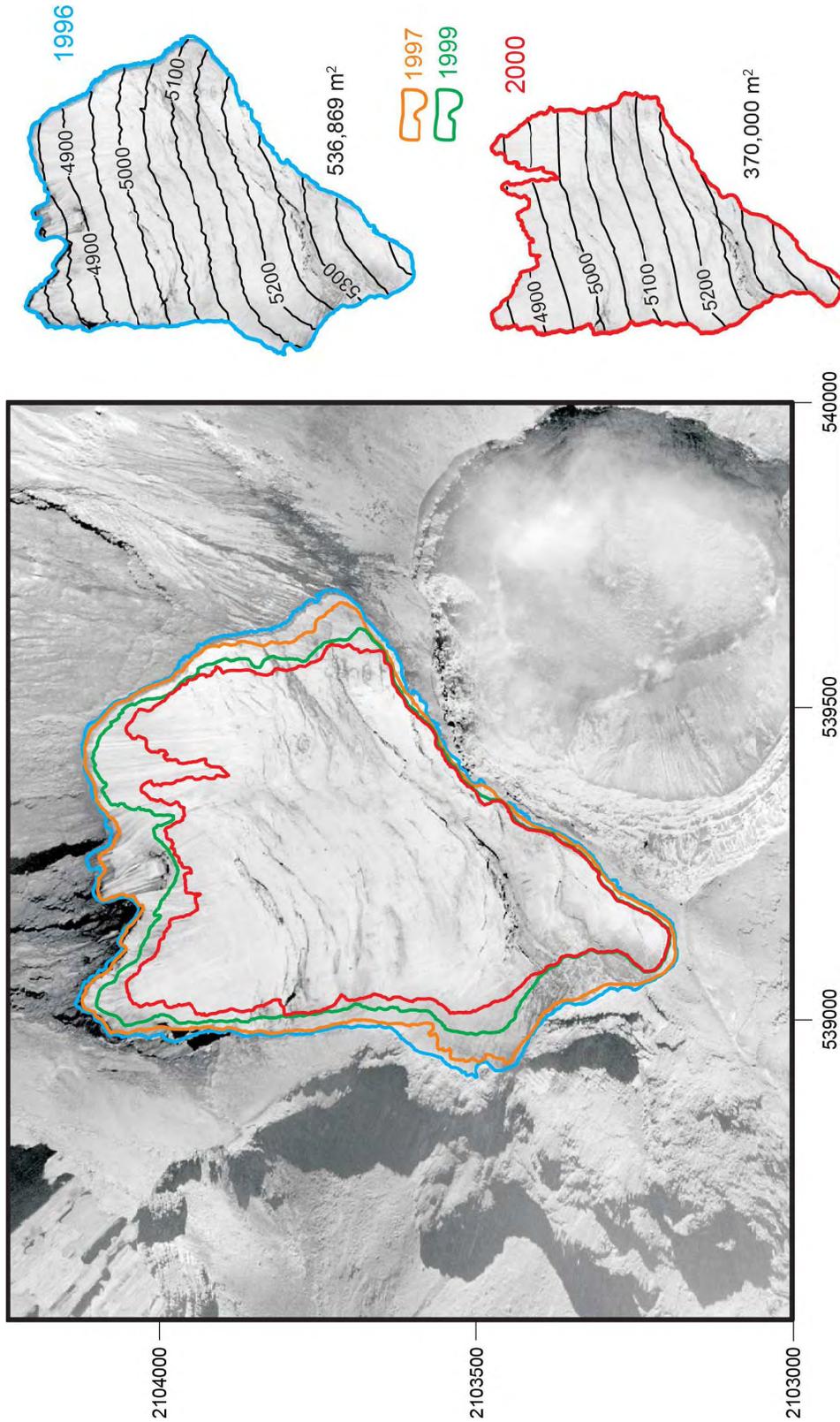


Figura 4.13: Área glacial en el volcán Popocatepetl para 1996, 1997, 1999 y 2000. La orto-foto corresponde al volcán Popocatepetl en 1996. A la derecha se muestran las áreas glaciales de 1996 y 2000 junto con sus valores en m^2 . Estas imágenes fueron analizadas y modificadas del trabajo de Julio-Miranda et al. (2004)

4.1.3.3. Variaciones en el volumen

Evidentemente, el volumen de los glaciares en el volcán Popocatepetl también disminuyó de forma similar al volumen glacial en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl. Sin embargo, los únicos registros que se tienen de este retroceso comienzan en 1997 y terminan en el 2001, año en que estos glaciares dejaron de existir como tal. De estos registros tenemos que entre 1997 y el 2001 desaparecieron $3,730,693 \text{ m}^3$ de hielo (Tabla 4.10), equivalentes a **8.53 m w.e.**¹ o $8,528 \text{ kg/m}^2$.

Esta cantidad de volumen representa sólo el 20% del volumen máximo perdido registrado en esta investigación, el cual corresponde al volumen perdido por los glaciares del Iztaccíhuatl. Por lo tanto, este valor debe darnos una idea de la magnitud del retroceso glacial que se venía dando en esta zona previo a la fragmentación provocada por la actividad volcánica. Es decir, bajo el supuesto de que no existiera actividad volcánica en el Popocatepetl, este probablemente conservaría una pequeña parte de sus glaciares.

Finalmente, todos estos cambios están documentados dentro del Apéndice A, donde se mostrarán ya en el formato del Nuevo Inventario Glaciológico de México. En este mismo Apéndice se explicará el desarrollo y contenido del SIG generado a partir de toda la información presentada a lo largo de esta sección, incluyendo los cambios físicos, climáticos, radiativos y glaciológicos abordados en esta investigación. Por lo que este SIG será la base del actual monitoreo glacial en México y dará pie a futuros estudios interdisciplinarios en torno a la relación criósfera-clima en México.

¹La densidad del hielo utilizada en este cálculo es de 900 kg/m^3 dada por Delgado-Granados (2007)

Popocatepetl		
<i>Parámetro</i>	<i>Año / periodo</i>	<i>Valor</i>
Área perdida	1958-2001	632,011 m ²
Tasa de pérdida de cobertura glacial	1958-2001	-31, 316 m ² /año
Tasa de retroceso	1958-2001	-37 m/año
Porcentaje de pérdida/año	1958-2001	-7 %/año
Volumen perdido	1997-2001	3,730,693 m ³

Tabla 4.10: Síntesis de los principales cambios en la cobertura, frente y volumen glacial en el volcán Popocatepetl.

4.2. Meteorología y variaciones climáticas en torno al retroceso glacial en México

La dinámica y evolución de un glaciar está determinada en gran parte por los fenómenos meteorológicos y climáticos que ocurren sobre y en los alrededores de los glaciares. Los intercambios locales de energía, calor y masa de los glaciares hacia la atmósfera están interrelacionados con los fenómenos regionales vistos desde los ecosistemas y el entorno en general. Por lo tanto, estos sistemas son un excelente indicador de los cambios climáticos regionales y globales que ocurren a corto, mediano y largo plazo (Kääb et al., 2007). Al respecto, se ha podido determinar que las variaciones en la precipitación y la temperatura han sido un factor importante en el retroceso glacial a nivel mundial, particularmente, en los glaciares de latitudes medias o glaciares templados. En cambio, las condiciones de humedad, precipitación y radiación solar sobre la superficie han sido los principales factores involucrados en la dinámica y evolución de los glaciares ubicados en zonas tropicales y subtropicales. En estas zonas, los glaciares se ven sometidos a anomalías provocadas por los fenómenos de El Niño y La Niña los cuales afectan a su dinámica natural y a los

intercambios de calor y masa entre los sistemas de montaña y el océano Pacífico. Siendo este último la principal fuente de energía que promueve los fenómenos meteorológicos a lo largo de este tipo de glaciares (Vuille et al., 2008; Francou et al., 2003; Francou et al., 2004).

En esta sección se presentan los resultados de la investigación enfocados en determinar las principales variaciones de los parámetros meteorológicos y climáticos sobre los glaciares mexicanos durante los últimos años. Dadas las condiciones de resolución y temporalidad de los datos descritos en la sección 2.5, en esta investigación nos limitaremos a un análisis de corto plazo y a mesoescala acerca de las condiciones climáticas características a la región. Para el caso del Pico de Orizaba se hará un análisis local (microescala) de las condiciones meteorológicas y climáticas con base en los datos de la estación meteorológica automática (AWS) *Glaciar*, ubicada sobre la superficie del Glaciar Norte a una altitud aproximada de 5100 m.s.n.m. El resto de los resultados están basados en los datos meteorológicos registrados por el Servicio Meteorológico Nacional y la NOAA dentro de su base de datos de re-análisis.

Por lo tanto, esta sección está dividida en función de cada uno de los parámetros meteorológicos y climáticos analizados en la investigación, permitiendo establecer una secuencia lógica entre la meteorología, la climatología y el efecto de ambas sobre el estado y evolución de los glaciares mexicanos. Puesto que cada una de estas gobierna de forma diferente a los glaciares, se analizarán por separado y se contextualizarán con base en su alcance regional y temporal, permitiendo así distinguir los factores principales que causan el retroceso glacial en México.

Este análisis será la base para comparar las características climáticas y meteorológicas de los glaciares en México con las correspondientes en los glaciares tropicales, subtropicales y de latitudes medias. En síntesis, esta parte de la investigación representa una antesala a la caracterización climática de los glaciares en México, estableciendo así la respuesta de estos glaciares a los factores climáticos y meteorológicos presentes en la zona y a estas latitudes. A partir de esto y con el régimen

glaciológico que se definirá más adelante, podremos establecer una nueva caracterización regional de los glaciares mexicanos similar a las ya establecidas para los glaciares tropicales y de latitudes medias.

4.2.1. Temperatura del aire

La variación de la temperatura del aire sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba presenta una fuerte estacionalidad en la señal producto del ciclo anual correspondiente a este parámetro. Deducir algún comportamiento a partir de esta serie de tiempo es complicado y oculta la verdadera variabilidad y los eventos extremos de este parámetro. Por lo tanto, se removió la estacionalidad de la señal con base en las anomalías de temperatura calculadas directamente de los *datos obtenidos con la estación meteorológica “Glaciar”* durante el periodo de septiembre del 2006 a octubre del 2009. A partir de estos valores se encontró también el régimen de temperatura anual característico de esta zona y la climatología correspondiente a estos tres años de mediciones sobre la superficie de un glaciar Mexicano.

De forma previa a ese análisis, la estadística básica de este parámetro, medida sobre la superficie glacial del Pico de Orizaba, indica que entre septiembre del 2006 y octubre del 2009 se registró una temperatura máxima de 17°C , correspondiente al 28 de septiembre del 2008, y una temperatura mínima de -13°C correspondiente al 12 de febrero del 2007. En promedio, la temperatura del aire sobre la superficie del Glaciar Norte registrada con la AWS-Glaciar fue de -2.6°C ; de donde se encontró que en más del 90% de la serie (1092 días) la temperatura del aire promedio sobre la superficie está por debajo de los 0°C . Puesto que las mediciones hechas en la estación Glaciar se encuentran definidas dentro del horario UTC (Tiempo Universal Coordinado), la noche promedio que va de las 6:00 pm a las 7:00 am (tiempo local) se ve traducida en el horario UTC de las 0:00 a las 13:00 hrs. Entonces, si consideramos únicamente el número total de horas noche con temperaturas promedio por debajo

de los 0°C, éstas representan el 99% del total de horas noche registradas en esta estación. En cambio, el número total de horas día con un promedio de temperatura del aire por debajo de los 0°C representa el 75% del total de horas día registradas en la misma estación. Estos valores, en conjunto, reflejan condiciones de temperatura del aire bastante frías a una microescala correspondiente a la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba.

Con base en los datos de *reanálisis NARR* la temperatura promedio a nivel de superficie entre enero de 1979 y diciembre de 2010, en la zona donde se ubica el Glaciar Norte, era de aproximadamente **14°C** (a una altura equipotencial de: 2,681 m) con temperaturas circundantes entre 2 y 3°C más altas. De esta forma, la interpolación de los datos de reanálisis sobre la ubicación del Pico de Orizaba nos muestra que las condiciones de temperatura en la zona son más bajas en comparación con los píxeles que la rodean; incluso es menor a la calculada para la zona del volcán Iztaccíhuatl (**16.5°C**). Considerando que ambas temperaturas están referidas a la altura de la superficie equipotencial (*2,681 m y 2430 m respectivamente*), podemos inferir que para superficies por encima de los 4000 m la temperatura comienza a descender hacia los 0°C.

La Figura 4.14 nos muestra el valor promedio de la temperatura del aire en superficie de 1979 al 2014 calculada a partir de los datos de reanálisis NARR sobre el territorio mexicano. En esta figura podemos apreciar los valores para la temperatura del aire sobre la superficie del océano, los cuales presentan valores cercanos o mayores a los 30°C. Para el caso del Pico de Orizaba éste se encuentra dentro de una zona donde la temperatura es menor a la temperatura promedio calculada sobre la superficie del volcán Popocatepetl, al menos unos 5°C más baja. Por otro lado, tal y como lo indican los datos arriba mostrados el volcán Iztaccíhuatl se encuentra ubicado entre dos zonas (píxeles) que representan temperaturas mayores y similares a las que hay sobre el Pico de Orizaba. Lo cual explica que en promedio esta zona presente temperaturas ligeramente mayores a las del Pico de Orizaba.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

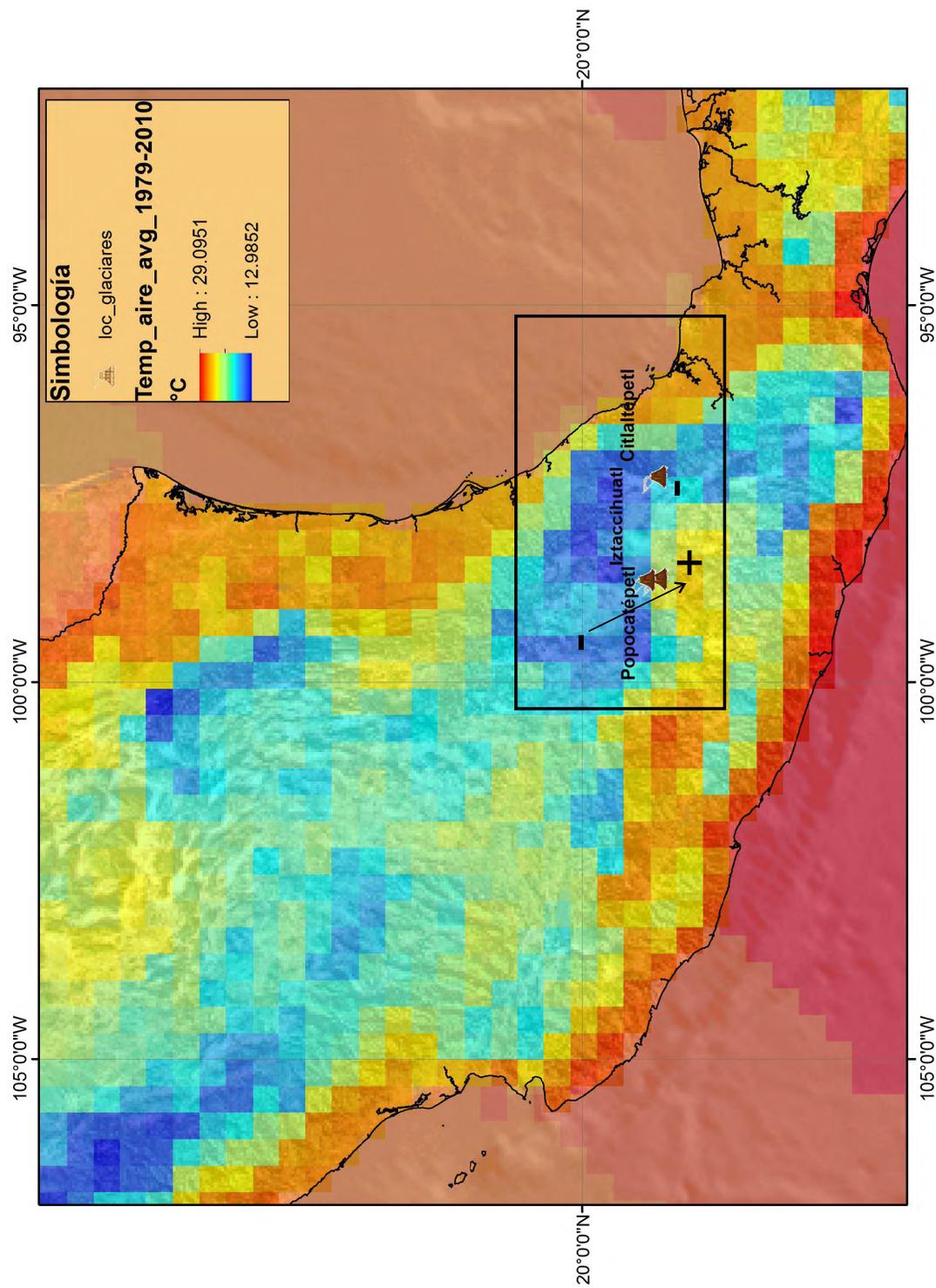


Figura 4.14: Promedio de la temperatura del aire en superficie de enero de 1979 a diciembre del 2014 calculado a partir de los datos mensuales de reanálisis de la NARR

Estos valores son un buen referente de las condiciones de temperatura que existen al rededor de los sistemas glaciales en México: el Pico de Orizaba (PO) con las temperaturas más bajas; el Iztaccíhuatl con temperaturas ligeramente mayores a las del PO y el Popocatepetl ubicado dentro de una zona con temperaturas mucho más altas (Recuadro, Fig.4.14).

Los valores de las *estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN)* indican que la temperatura del aire varía fuertemente entre la estación ubicada en el Parque Nacional Izta-Popo y la estación de la Universidad Tecnológica de Tecamachalco (UTT) ya que esta última arroja un valor promedio de la temperatura del aire casi dos veces mayor al promedio registrado en la estación Izta-Popo. En números, el promedio de la temperatura del aire registrado en la estación Izta-Popo de febrero del 2008 a marzo de 2011 es de **8.7° C** a una altitud de *3682 m.s.n.m.*; en cambio, en la estación UTT el promedio de la temperatura durante el mismo periodo de tiempo es de **15.8° C** a una altitud de *2047 m.s.n.m.* Por lo que la temperatura del aire en la estación UTT es similar a la temperatura promedio obtenida con los datos de reanálisis de la NARR interpolados a un pixel cercano a la posición del Pico de Orizaba.

Este contraste en la temperatura entre la estación Izta-Popo y la estación UTT se debe a las diferencias de altitud a la cual se encuentran ambas estaciones. Pues si proyectamos este valor a la altitud correspondiente de la estación Izta-Popo tendríamos que el valor de la temperatura en el punto donde se ubica la estación UTT ahora sería de **5.88° C**. Dato que se obtiene utilizando el gradiente vertical encontrado en esta investigación: $-6.12\text{ }^{\circ}\text{C/Km}$. Esta temperatura es ligeramente menor a la medida en la estación Izta-Popo lo cual representa congruentemente las condiciones de temperatura baja que existen en la zona del Pico de Orizaba y del volcán Iztaccíhuatl.

Los datos de *reanálisis del NARR*, basados en las *observaciones meteorológicas registradas cada 3 horas*, fueron interpolados en tres sitios cercanos

a los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl. Estas interpolaciones muestran que la temperatura del aire promedio entre 1999 y 2006 tiene una distribución relativamente homogénea y en algunos casos similar a los valores registrados por las Estaciones Meteorológicas Automáticas del SMN. La Estación Virtual 1, representa una estación cercana a los glaciares del Pico de Orizaba; su temperatura promedio del aire es de $14.44^{\circ}C$ con una máxima y mínima promedio de $25^{\circ}C$ y $2.42^{\circ}C$ respectivamente.

La Figura 4.15 nos muestra un panorama de las condiciones de temperatura que hay sobre y al rededor de los glaciares en México. Esto con la finalidad de tener un contexto más amplio de la temperatura en la región y de conocer los contrastes que existen en esta zona; pues los factores involucrados en el retroceso glacial no son exclusivos de la altitud a la cual se localizan estos glaciares. Por ejemplo, en glaciares de latitudes medias, la temperatura está estrechamente relacionada con la energía disponible para fusión, probablemente por la advección diurna de aire caliente que fluye desde el valle (Sicart et al., 2008). En la manera de lo posible, en esta investigación se estarán comparando las condiciones meteorológicas en y por debajo de la altitud de los glaciares mexicanos.

La desviación estándar de los diferentes datos de temperatura utilizados es bastante similar entre sí, ya que su valor oscila entre 1.7 y 3 °C, siendo el valor más bajo el correspondiente a los datos de la estación Glaciar. Esta similitud nos describe una homogeneidad de la temperatura del aire en la zona además de una buena correlación entre las diferentes fuentes de información utilizadas y sus periodos de registro. Por otro lado, estos valores de desviación estándar no cambian en lo absoluto el contraste de temperaturas mostrado en las Figuras 4.14 y 4.15, donde la altitud a la cual se encuentra cada punto es la única que determinan los fuertes contrastes que existen en la temperatura del aire.

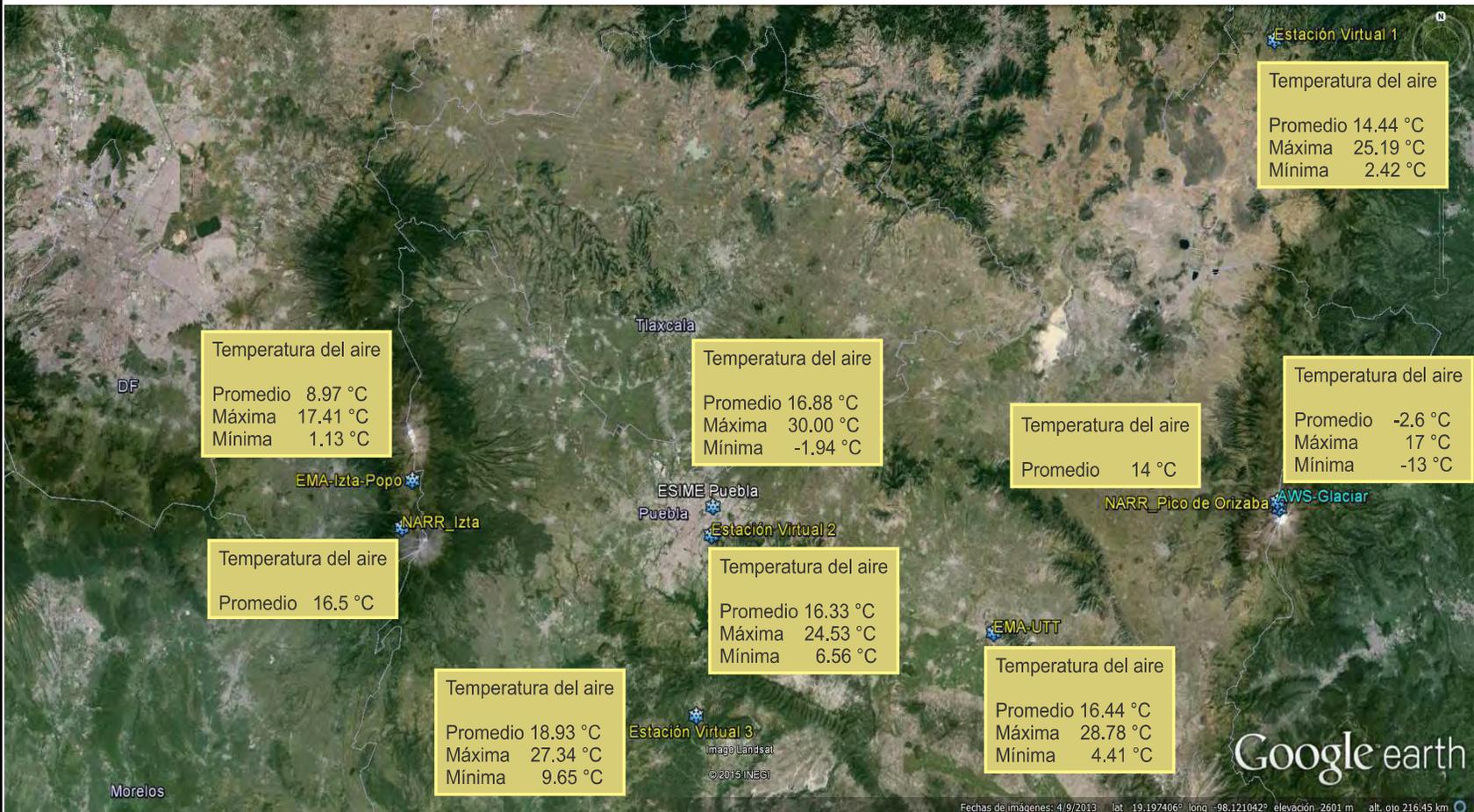


Figura 4.15: Distribución de la temperatura del aire en los diferentes sitios y estaciones virtuales establecidas al rededor de los glaciares mexicanos en esta investigación.

4.2.1.1. Tendencia actual de la temperatura del aire

De todas las series de tiempo documentadas sobre los diferentes puntos mostrados en la figura 4.15, las únicas con un periodo de muestreo considerablemente “largo” para la temperatura del aire fueron las adquiridas a través de los datos de reanálisis de NARR interpolados sobre los puntos definidos como NARR_Pico de Orizaba y NARR_Izta. Sobre estos puntos se obtuvieron los valores de la temperatura del aire a nivel de superficie y al nivel de 500 mbar dentro del periodo comprendido de enero de 1979 a diciembre del 2014. La calidad y resolución espacial de estos datos es óptima para visualizar la tendencia natural de la temperatura a lo largo de este periodo. Principalmente cuando consideramos que estos datos son generados a partir de mediciones hechas cada 3 horas en estaciones meteorológicas distribuidas sobre diferentes puntos de Norteamérica. Datos que posteriormente son promediados de forma diaria y mensual sobre cada punto de la malla.

Adicional a estos datos, las series de tiempo de las estaciones UTT, Izta-Popo, Puebla y AWS-Glaciár también fueron graficadas y son mostradas en la Figura 4.16. Esto con la finalidad de visualizar la tendencia natural de la temperatura del aire a corto y mediano plazo, una vez que las series de tiempo para los puntos NARR_Pico y NARR_Izta representan el estado de la temperatura y su *tendencia a un mediano plazo* (Figuras 4.16 y 4.17). A partir de estas figuras podemos ver que la tendencia de aumento de la temperatura del aire se va incrementando en relación a la altitud a la cual se encuentra cada estación de referencia. Es decir, si partimos de la estación ubicada en la Universidad Tecnológica de Tecamachalco (2047 m.s.n.m.), la tendencia de la temperatura va de -0.024 °C/año a 0.21 °C/año registrados en la estación Glaciár la cual se localiza a una altitud de 5100 m.s.n.m. Por otro lado, en las últimas décadas (1999-2014) se puede observar un incremento considerable en la tendencia de aumento de la temperatura del aire en superficie sobre las zonas del Iztaccíhuatl y el Pico de Orizaba (Fig. 4.16, recuadro amarillo). Este último representa la zona bajo la cual dicha tendencia se hace más

evidente, ya que se produce un aumento en la temperatura del aire con valores cercanos a los mostrados en la zona del volcán Iztaccíhuatl.

En contraste, a 500 mbar la zona del volcán Iztaccíhuatl presenta una tendencia de aumento de temperatura mayor a la que existe en el Pico de Orizaba en ese mismo nivel de presión (> 5000 m.s.n.m.). Pues esta tendencia va de 0.0007 °C/año en la zona del Pico de Orizaba a 0.0012 °C/año dentro de la zona del volcán Iztaccíhuatl, lo cual significa un aumento de la temperatura del aire dos veces mayor en el Iztaccíhuatl que en el Pico de Orizaba. A diferencia de la tendencia mostrada sobre la estación Glaciar, esta tendencia es definida con base en un periodo de tiempo más largo y por lo tanto representa las condiciones a mediano plazo de la variación de la temperatura del aire. Finalmente, todos estos valores se ajustan perfectamente al retroceso glacial mostrado a lo largo de las últimas décadas en México y en particular, desde finales de los 90's.

4.2.1.2. Climatología de la Temperatura

De forma previa al análisis de anomalías siempre es necesario remover la estacionalidad natural de las series de tiempo calculando la variabilidad anual de cada uno de los parámetros analizados. Ya que para obtener las anomalías de cualquier variable meteorológica se debe conocer primero el promedio de esta variable para cada mes a partir de todos los datos contenidos dentro de la serie (Sección 3.2.2.1), obteniendo así su climatología. Esta climatología puede ser representativa a corto, mediano y largo plazo de la variable de estudio; definiendo también su alcance local, regional y global.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

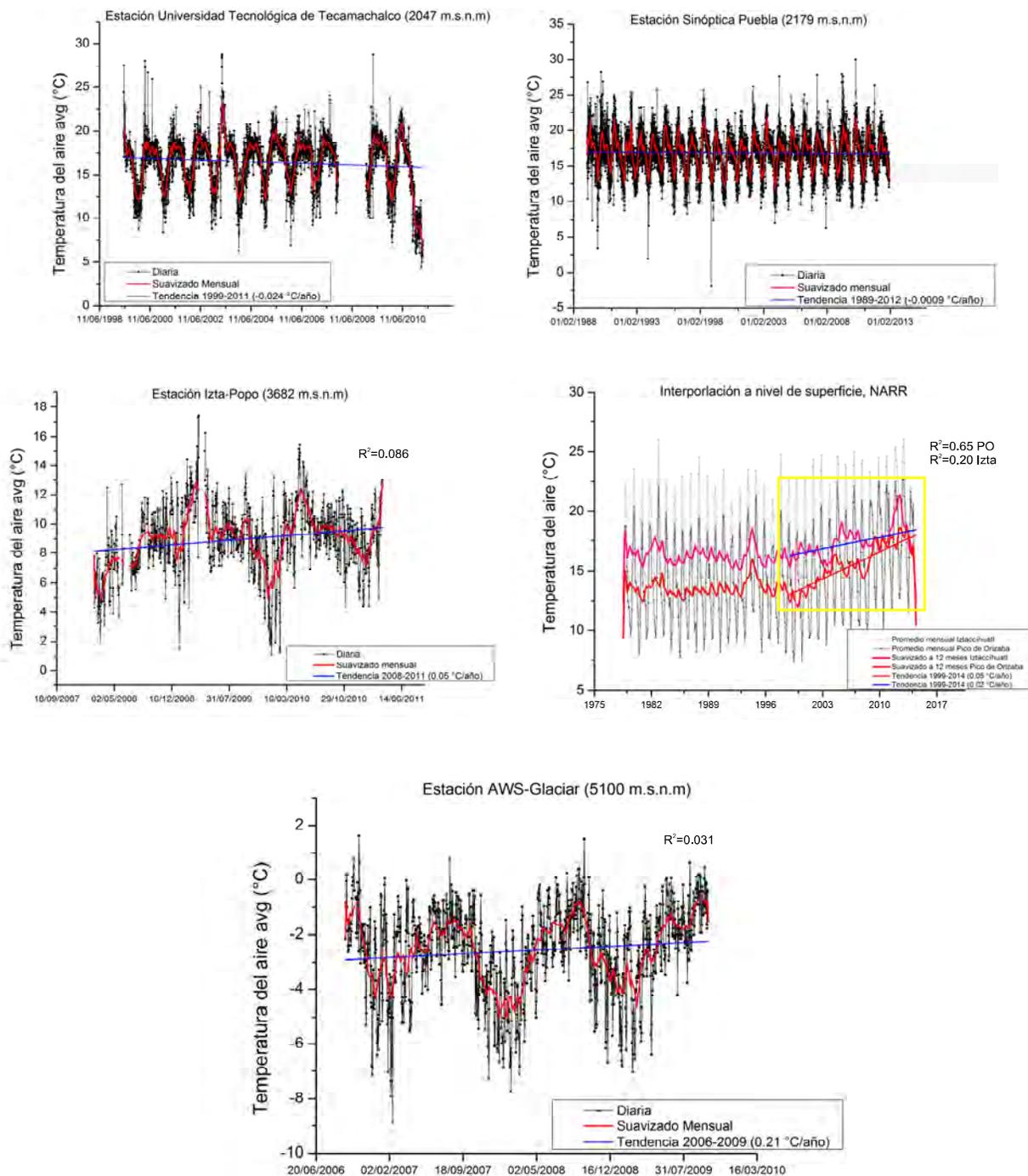


Figura 4.16: Tendencia de la temperatura del aire para cada uno de los puntos de análisis establecidos en esta investigación.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

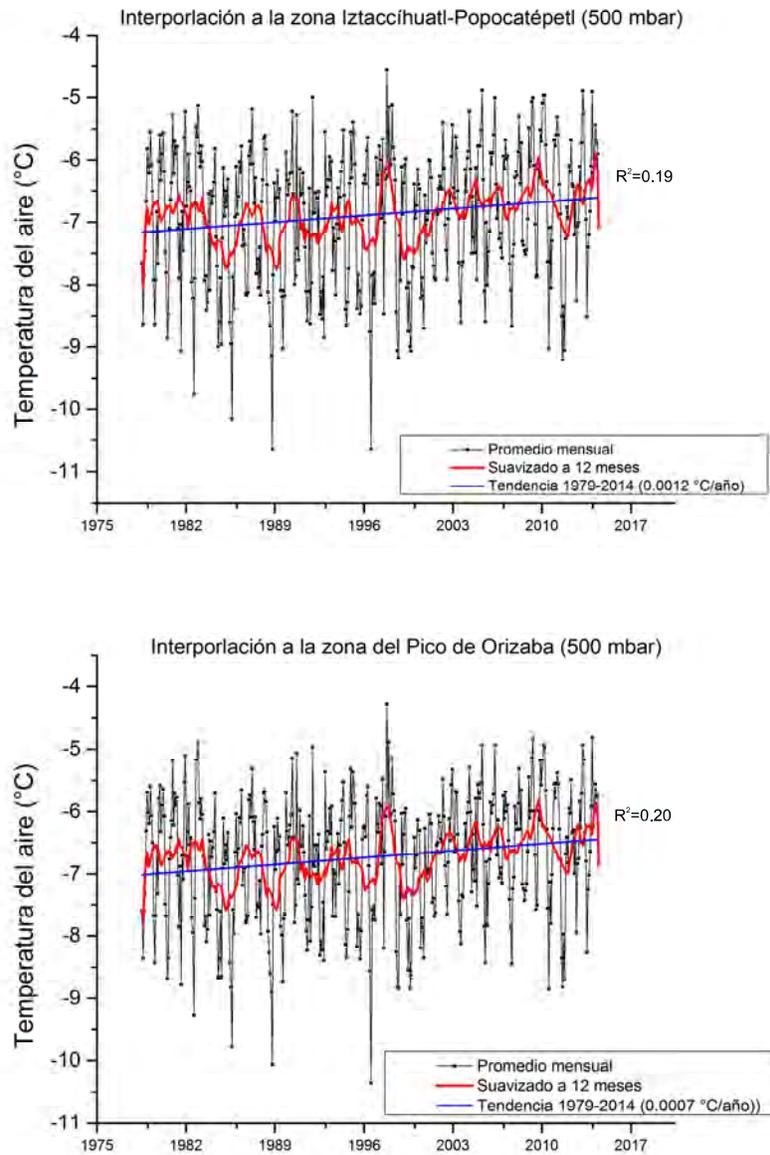


Figura 4.17: Tendencia de la temperatura del aire a 500 mbar sobre las zonas del Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl-Popocatepetl a partir de los datos NARR.

La *Climatología local de la temperatura del aire* se calculó para cada uno de los puntos definidos por la estación AWS-Glaciari, la estación UTT, la estación Puebla, la estación Izta-Popo y los dos puntos interpolados con los datos de NARR al nivel de 500 mbar. Con base en todos estos puntos y su distribución respecto a los glaciares mexicanos, se obtuvo también la climatología regional de la temperatura a los 2000 m.s.n.m. y al nivel de los 500 mbar. La Figura 4.18 muestra la Climatología de la Temperatura de forma local para cada uno de los sitios analizados en esta investigación excepto los de la estación Izta-Popo. En este gráfico podemos observar que el mes *más cálido* para los sitios ubicados en altitudes cercanas a los 2000 m.s.n.m. corresponde al mes de *mayo*. Siendo *junio* es el mes más cálido en la estación Izta-Popo, según los datos analizados en este sitio. En cambio, *septiembre* es el mes más cálido para los sitios ubicados por encima de los 5000 m.s.n.m., cuya *Temperatura media anual* va de los $-3.43\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación AWS-Glaciari a los $-6.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en los puntos interpolados de los datos NARR sobre las zonas del Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl. En las estaciones UTT y Puebla la temperatura media anual es de aproximadamente $17\text{ }^{\circ}\text{C}$ mientras que para la estación Izta-Popo ésta es de $8\text{ }^{\circ}\text{C}$. En todos estos sitios, *enero* es el mes *más frío* a lo largo del año, y no así para la estación UTT en donde *diciembre* es en promedio el mes más frío del año.

Según los gráficos de la Figura 4.18 y el análisis hecho en esta investigación, las *temperaturas máximas promedio* registradas en cada una de las estaciones fueron: $4.77\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación Glaciari; $26.80\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación UTT; $26.36\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación Puebla y $13.31\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación Izta-Popo. Las *temperaturas mínimas promedio* registradas en esta investigación son: $-7.10\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación Glaciari; $5.40\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación UTT; $6.54\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación Puebla y $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la estación Izta-Popo. Esta climatología nos muestra que sobre la estación Glaciari a 500 mbar la temperatura promedio disminuye ligeramente entre los meses de junio y julio. Ésta alcanza su valor máximo cuando el calor acumulado por las precipitaciones ocurridas en meses previos asciende calentado las capas superiores de la atmósfera.

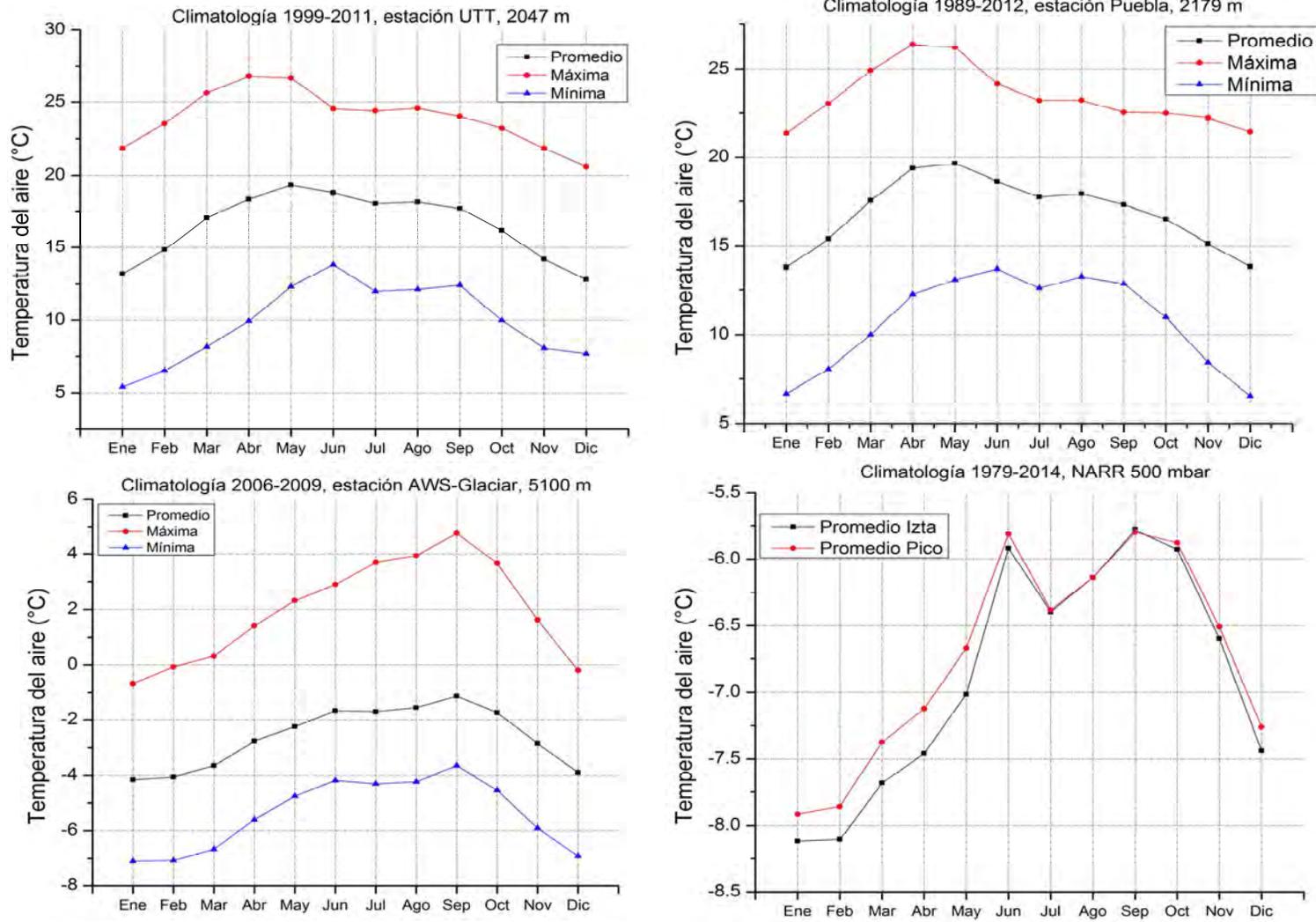


Figura 4.18: Climatología local sobre diferentes puntos de análisis alrededor de los glaciares mexicanos.

La *Climatología regional de la temperatura del aire a nivel de superficie* puede consultarse actualmente dentro del Atlas Climático Digital de México ubicado en el sitio web: <http://atlasclimatico.unam.mx/atlas/>. Este Atlas fue desarrollado por investigadores del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM quienes a su vez se encuentran a cargo del mantenimiento y actualización de dicho portal.

A partir de este Atlas es fácil observar la tendencia de aumento de la temperatura del aire hacia los meses de marzo, abril y mayo en los alrededores de los glaciares mexicanos. Siendo **abril y mayo** los meses en los cuales se presentan las máximas temperaturas al rededor de los glaciares mexicanos. **Enero** es el mes donde ocurren las temperaturas más bajas, característica que se extiende prácticamente sobre todo el país. La **temperatura media anual** en la cercanía de los glaciares mexicanos (3900-4550 m.s.n.m.) va de los 9 a los 0 °C con temperaturas mayores a los 15 °C en las zonas más bajas (2250 m.s.n.m.). El **rango de temperatura media diurna** está entre los 15°C (3100 m.s.n.m.) y 11° en las zonas más altas (4500 m.s.n.m.), mientras que el **rango de temperatura anual** va de los 20°C (3300 m.s.n.m.) a los 14 °C en las zonas más altas al rededor de los glaciares mexicanos (4550 m.s.n.m.). Así, la **isotermalidad** en zonas cercanas y sobre la posición de los glaciares en México es en promedio mayor al 70 %.

Por otro lado, a 500 mbar² las condiciones meteorológicas cambian haciendo que la climatología mensual sea completamente diferente a la mostrada en dicho Atlas Climático. La Figura 4.19 muestra la primer mitad de la Climatología Mensual al nivel de los 500 mbar, la cual fue determinada a partir los datos de reanálisis de NARR entre 1979 y 2014. Ahí podemos apreciar cómo toda la zona sobre la cual se localizan los glaciares mexicanos está sujeta a condiciones similares de temperatura hasta el mes de junio. A partir de este mes la temperatura del aire comienza a aumentar sobre prácticamente todo el país. Este aumento de la temperatura continúa

²Este nivel de presión es el nivel más representativo de los glaciares mexicanos ya que en este nivel se ubican todos los glaciares que prevalecen hoy en día en México.

hasta el mes de *septiembre* en el cual la temperatura del aire alcanza su valor máximo (Fig. 4.20), siendo así el mes *más cálido* a esa altitud. En octubre el valor de la temperatura comienza a disminuir de tal forma que los valores de temperatura más bajos se desplazan latitudinalmente desde el Norte del país hacia el centro. Para *diciembre y enero* el valor de la temperatura alcanza su mínimo en el centro del país de tal forma que estos meses representan los meses *más fríos* del año; tal y como sucede a nivel de superficie. En general, las figuras 4.19 y 4.20 nos muestran un comportamiento homogéneo de la atmósfera de forma espacial a lo largo de los 19°N.

Al respecto, algunos de los *parámetros Bioclimáticos* obtenidos de los datos de NARR a 500 mbar nos dicen que la *temperatura promedio anual* a lo largo de los 19 °N es de -7 °C, similar a la *temperatura promedio del trimestre más frío* y sólo 1 °C menor a la *temperatura promedio del trimestre más cálido*. Lo cual nos lleva a continuar con la hipótesis de una homogeneidad térmica de la atmósfera a lo largo de los 19°N. Desafortunadamente, debido a la gran cantidad de datos necesarios y a los enormes recursos computacionales para la obtención de las temperaturas máximas y mínimas al nivel de los 500 mbar, en esta investigación no pudimos determinar la *isotermalidad* de la atmósfera y los *rangos de temperatura media diurna y anual* sobre los 19 °N de México. Más adelante analizaremos la variación diurna y anual mostrada por los datos de la estación AWS-Glaciár la cual, como hemos establecido aquí, representa las condiciones de temperatura que existen sobre todas las zonas glaciales en México.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

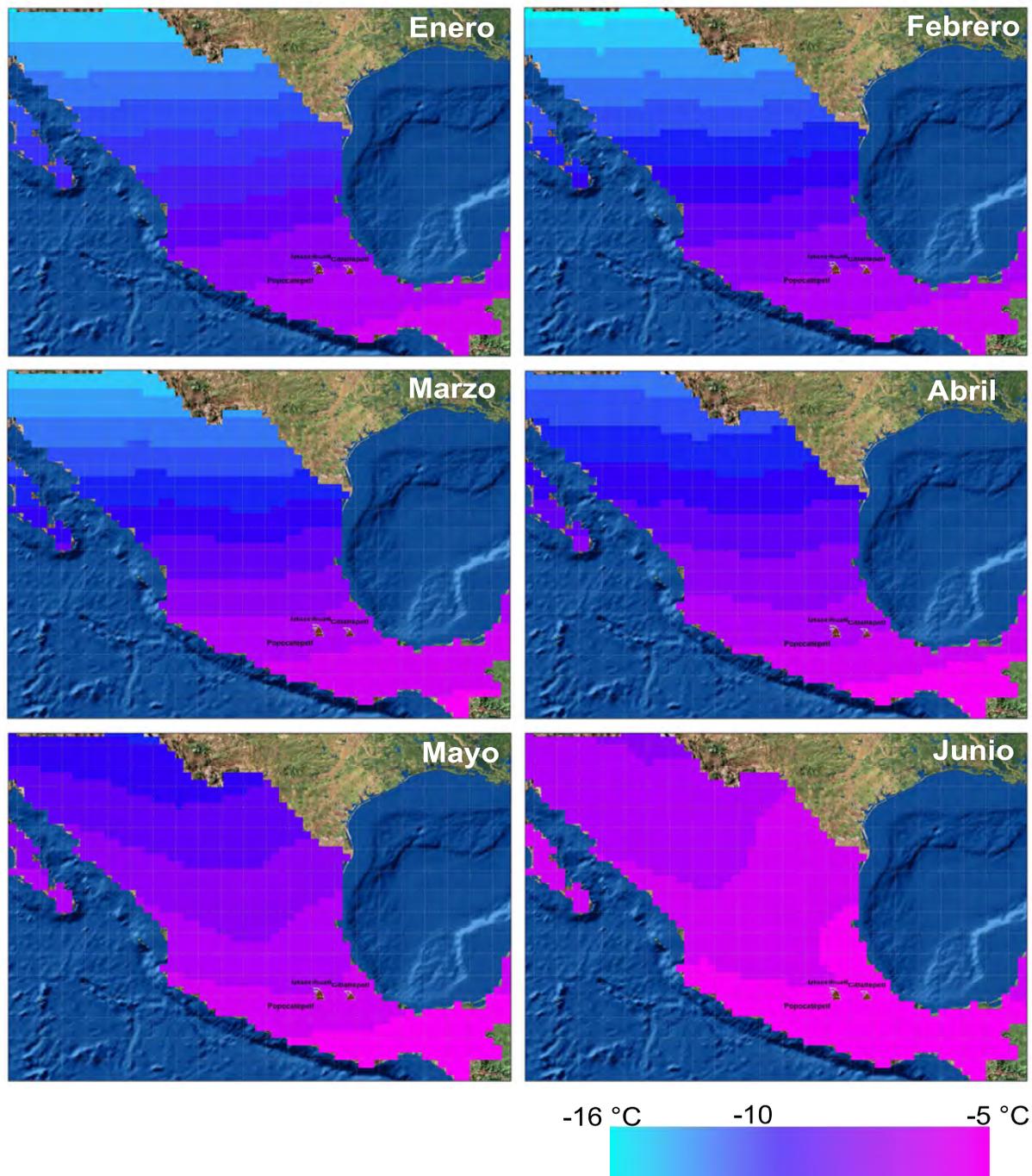


Figura 4.19: Climatología mensual (enero-junio) de la temperatura del aire a 500 mbar basada en los datos de NARR para la temperatura entre 1979 y 2014.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS
4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL
RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

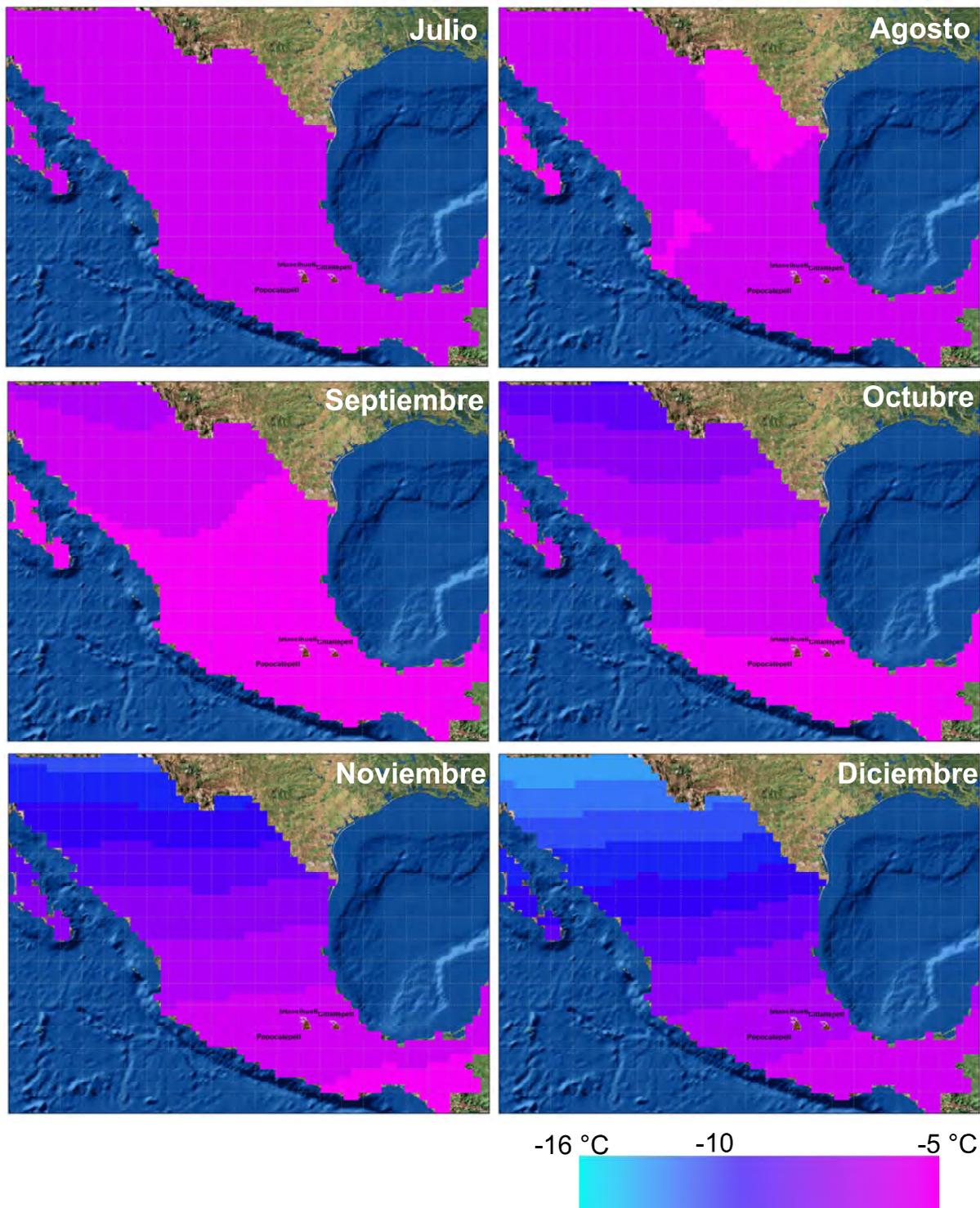


Figura 4.20: Climatología mensual (julio-diciembre) de la temperatura del aire a 500 mbar basada en los datos de NARR para la temperatura entre 1979 y 2014.

4.2.1.3. Régimen climático de la temperatura por Estaciones

La temperatura promedio anual al nivel de los 500 mbar nos indica que todos los glaciares en México están sometidos a las mismas condiciones de temperatura a lo largo del año. Sin embargo, es importante mostrar a partir de este parámetro cómo varían estas condiciones según la estación climática del año. Ya que esta variación en combinación con la variación en la precipitación nos permitirá más adelante establecer un régimen climático característico de los glaciares mexicanos, el cual a su vez determina de forma indirecta el régimen glacial en México.

Con base en los resultados obtenidos en la sección anterior, en esta investigación se han establecido 4 estaciones climáticas a lo largo del año, las cuales consideran los principales cambios en la temperatura a nivel de superficie y a nivel de los 500 mbar. El resultado de esta selección es el siguiente:

- Primavera: marzo, abril, mayo (Aumento de la temperatura)
- Verano: junio, julio, agosto, septiembre (Temperaturas altas y máximas)
- Otoño: octubre, noviembre (Fase de transición y disminución de la temperatura)
- Invierno: diciembre, enero, febrero (Temperaturas mínimas)

Gráficamente, la temperatura promedio anual y la temperatura promedio en cada una de estas estaciones están desplegadas en la Figura 4.21. De ésta se observa que la variación de la temperatura a los 500 mbar no cambia de forma considerable entre estaciones. Es decir, entre la Primavera y el Invierno o el Verano y el Otoño no existen cambios de temperatura importantes a lo largo de los 19°N. El Verano, es la única estación del año en la que prácticamente la atmósfera sobre todo el país se encuentra a la misma temperatura, mostrando un comportamiento similar al de una atmósfera tropical.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

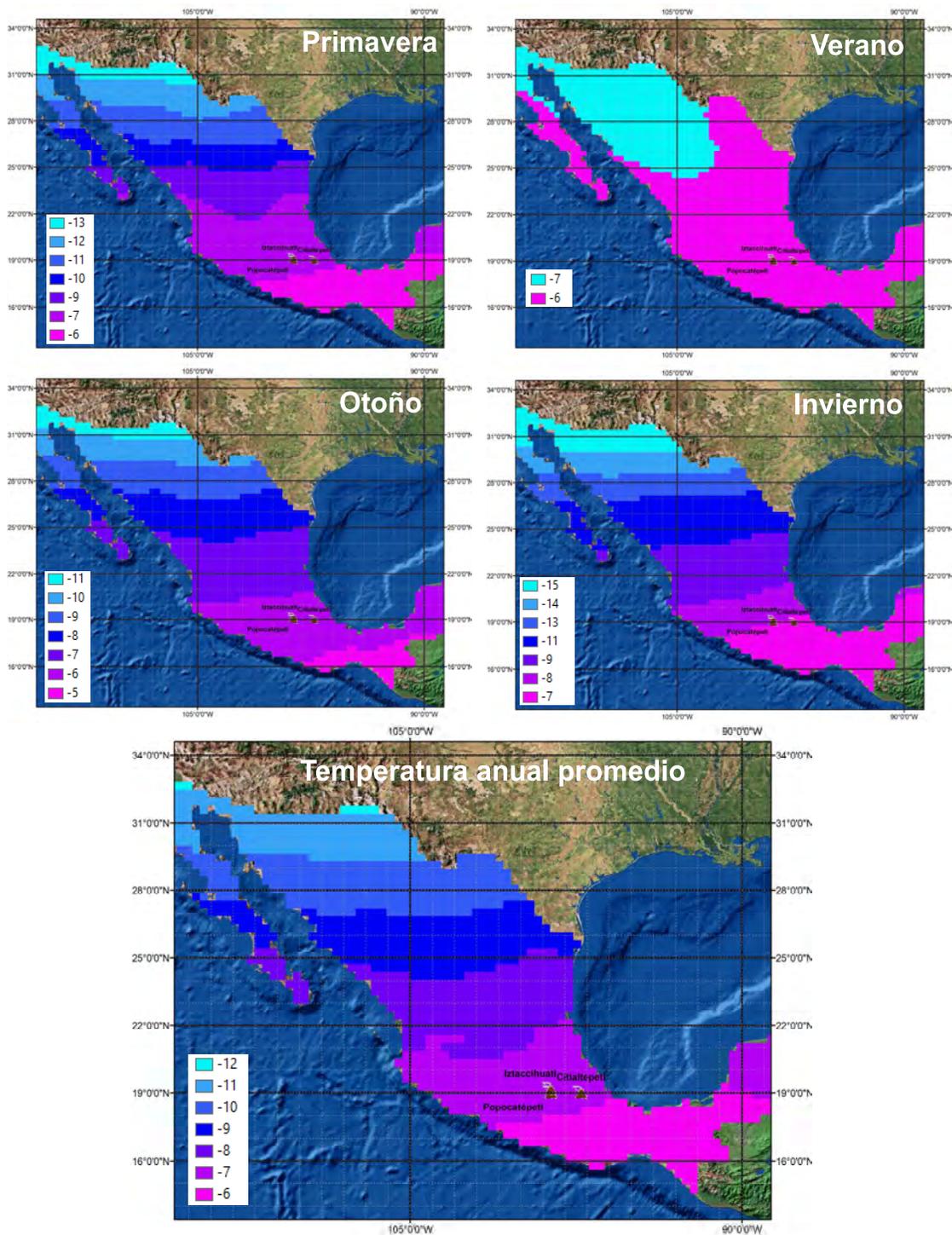


Figura 4.21: Climatología anual y por estaciones de la temperatura del aire a 500 mbar. La escala de color de la temperatura está dada en grados Celsius

En el Otoño las temperaturas en el Norte del país comienzan a descender drásticamente en comparación con la temperatura promedio del Verano. En Invierno las temperaturas por encima de los 19°N son aún más bajas que en el Otoño y la Primavera, definiendo una estación térmica importante al Norte del país. Sin embargo, en el centro del país la temperatura promedio en Invierno y Primavera es la misma, de forma similar a lo que ocurre entre el Verano y el Otoño dentro de esta misma zona.

Por lo tanto, a lo largo de los 19°N podemos definir únicamente dos estaciones térmicamente diferentes: la estación *cálida* (Verano-Otoño) y la estación *fría* (Invierno-Primavera). Esto nos lleva a suponer que estas estaciones deben estar vinculadas con las estaciones de lluvias y secas que ocurren durante el año. Además, una combinación entre estas estaciones definiría los intervalos y periodos de acumulación/ablación de nieve/hielo que ocurren sobre la superficie de los glaciares mexicanos (19°N).

4.2.1.4. Valores extremos y anomalías

A partir del gráfico de *Box Plots* de la temperatura promedio del aire en cada una de las estaciones meteorológicas empleadas en esta investigación, se obtuvieron los parámetros necesarios para definir los valores extremos de la temperatura en cada una de estas estaciones. Con estos parámetros, percentiles <1 y >99, se identificaron las fechas en las cuales la temperatura del aire mostraba *valores extremos* por encima o debajo de la temperatura definida por dichos percentiles. La Figura 4.22 muestra las temperaturas máxima y mínima promedio para cada estación meteorológica, calculadas en función de los valores extremos. En ésta se pueden observar todos los Box Plots desarrollados junto con los límites impuestos por éstos para definir los valores extremos de cada una de las series de tiempo analizadas. La Figura 4.23 esquematiza la forma de ubicar estos valores extremos para el caso de la temperatura promedio del aire en la estación AWS-Glaciár.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

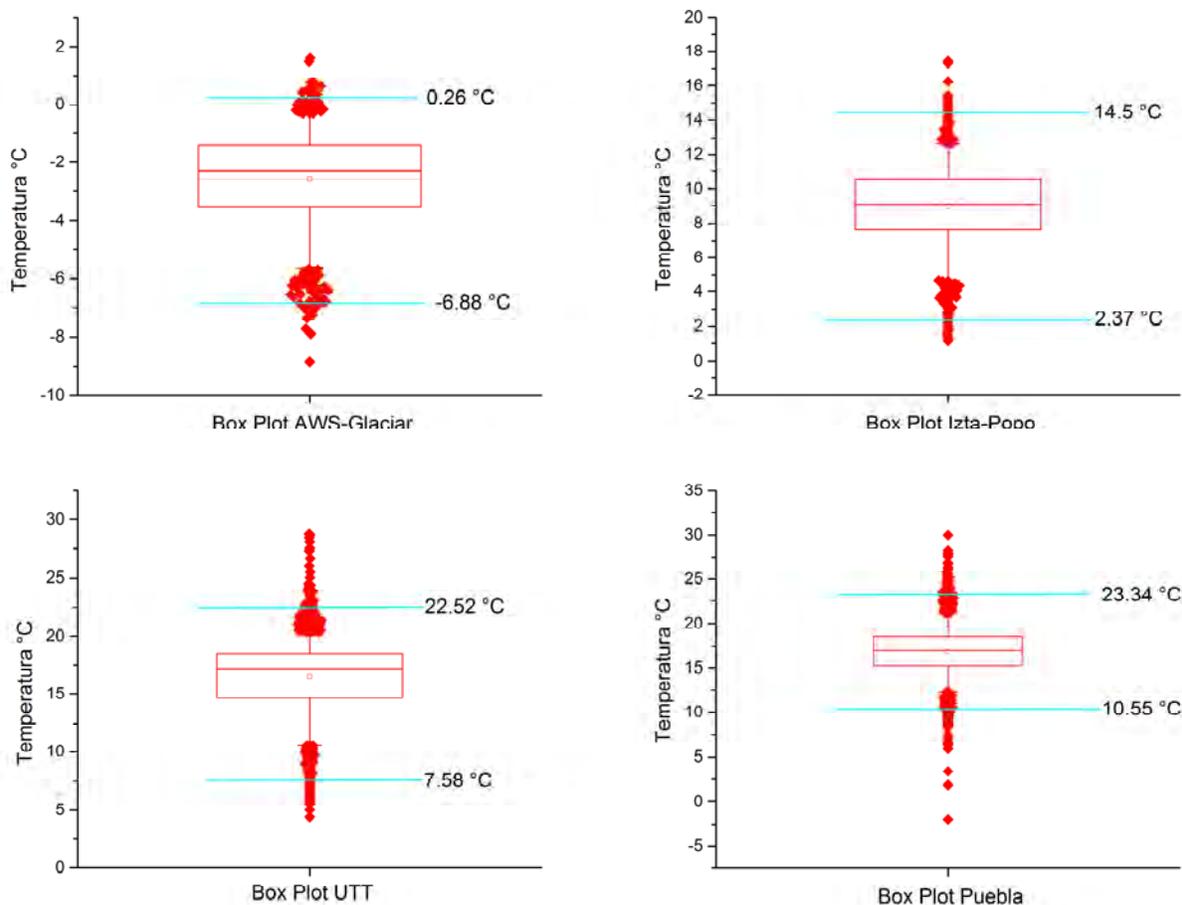


Figura 4.22: Box Plots de las series de tiempo de la temperatura del aire para cada una de las estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación. Las líneas en azul son los límites a partir de los cuales se consideran los valores extremos o atípicos de la serie.

A diferencia del gráfico de temperaturas en la figura 4.16, esta nueva figura muestra todos los datos que se tienen registrados en la estación Glaciár. Por lo tanto, en la Figura 4.23 podemos observar cómo en la parte final de la serie la temperatura descendió haciendo que la tendencia de aumento sea mucho más baja que la mostrada anteriormente (0.046 °C/año vs. 0.21 °C/año). Los recuadros marcados en la Figura 4.23 permiten identificar claramente los valores extremos de esta serie, la fecha en la que ocurren y cómo éstos están aislados muchas veces del resto de los valores normales de la temperatura. Para esta figura podemos observar dos *extremos de temperatura alta* y dos *extremos de temperatura baja* presentes

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

entre septiembre de 2006 y enero de 2010.

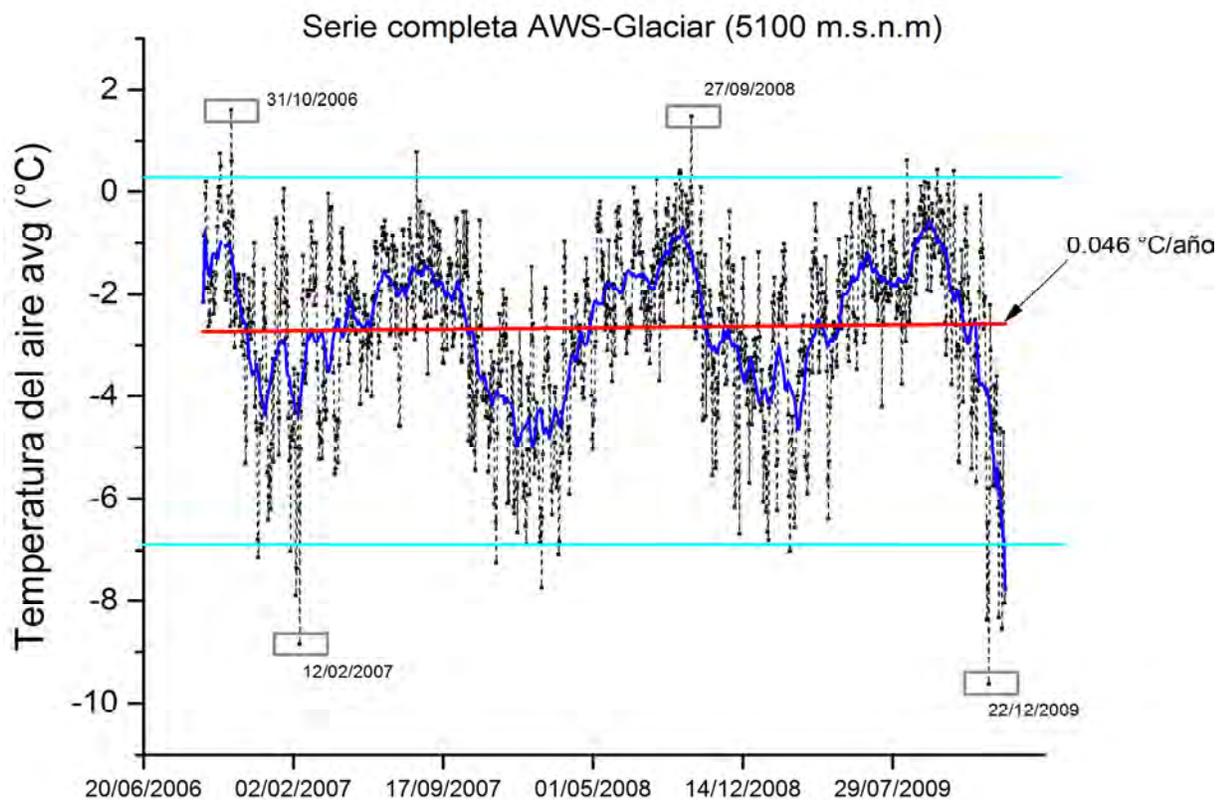


Figura 4.23: Búsqueda de los valores extremos para el caso de la temperatura del aire en la estación AWS-Glaciador. Las líneas en color *cian* identifican los límites superior e inferior definidos con los gráficos Box Plots. En azul se muestra el suavizado mensual de la serie de tiempo y en rojo la tendencia lineal de la misma.

La Tabla 4.11 sintetiza las fechas en las cuales se presentan aquellos valores de temperatura que sobresalen por encima y por debajo de los límites establecidos para definir los valores extremos de la serie (Figs. 4.22 y 4.23). De estas fechas podemos observar que los principales eventos extremos ocurrieron en los meses de *diciembre, enero, febrero y marzo* para las *temperaturas bajas*. Para las *temperaturas altas* estas se presentaron principalmente en los meses de *marzo, abril y mayo* en altitudes entre los 2000 y 3000 m.s.n.m. y por encima de los 5000 m.s.n.m. los valores extremos se presentaron principalmente en los meses de *agosto, septiembre y octubre*.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

Fecha	Anomalía (°C)	Estación
31 de octubre de 2006	1.614	AWS-Glaciár
8 de agosto de 2007	0.778	AWS-Glaciár
27 de septiembre de 2008	1.493	AWS-Glaciár
20 de agosto de 2009	0.631	AWS-Glaciár
6 de febrero de 2007	-7.896	AWS-Glaciár
12 de febrero de 2007	-8.85	AWS-Glaciár
13 de febrero de 2008	-7.735	AWS-Glaciár
24 de febrero de 2009	-7.035	AWS-Glaciár
22 de diciembre de 2009	-9.63	AWS-Glaciár
6 de enero de 2010	-8.34	AWS-Glaciár
11 de enero de 2010	-8.55	AWS-Glaciár
15 de enero de 2010	-8.05	AWS-Glaciár
31 de marzo de 2009	17.28	Izta-Popo
2 de abril de 2009	17.41	Izta-Popo
28 de abril de 2009	16.24	Izta-Popo
7 de mayo de 2010	15.42	Izta-Popo
9 de marzo de 2008	1.85	Izta-Popo
14 de enero de 2009	1.53	Izta-Popo
15 de enero de 2010	1.135	Izta-Popo
18 de febrero de 2010	1.29	Izta-Popo
29 de mayo de 1999	24.45	UTT
30 de marzo de 2000	28.05	UTT
14 de julio de 2000	25.96	UTT
20 de abril de 2003	28.78	UTT
10 de abril de 2009	28.76	UTT
18 de diciembre de 2003	6.33	UTT
11 de enero de 2010	7.25	UTT
11 de marzo de 2011	4.41	UTT
16 de marzo de 1989	26.8	Puebla
2 de abril de 1990	28.2	Puebla
30 de mayo de 1998	24.5	Puebla
6 de abril de 2005	24.63	Puebla
7 de mayo de 2010	25.2	Puebla
26 de julio de 1989	7.36	Puebla
27 de diciembre de 1989	3.4	Puebla
18 de enero de 2005	8.89	Puebla
21 denoviembre de 2006	9.2	Puebla
11 de enero de 2010	9.2	Puebla
18 de febrero de 2010	9.38	Puebla

Tabla 4.11: Valores extremos de la temperatura promedio del aire. Estos valores son considerados extremos ya que se encuentran fuera de los límites porcentuales definidos por cada uno de Box Plots creados para cada serie de tiempo.

Se encontró que existen algunas fechas en las cuales la temperatura extrema tuvo valores muy bajos en la mayoría de las estaciones, éstas fechas han sido marcadas en color *cian* dentro de la Tabla 4.11. En *rojo* se marcó una fecha donde el valor extremo de la temperatura fue alto y se observó tanto en la estación Izta-Popo como en la estación Puebla.

En este sentido, los valores extremos más representativos encontrados en esta investigación son justamente los enmarcados en color *cian*. Las fechas en que ocurrieron estos valores definen uno de los eventos meteorológicos más extremos que se haya presentado a lo largo de esta investigación. En éste, las bajas temperaturas en combinación con las altas precipitaciones dieron lugar a fuertes nevadas en las partes altas del centro del país. Este evento es uno de los ejemplos más claros de precipitaciones en Invierno las cuales llegan a perdurar hasta el Verano. Más adelante retomaremos este análisis con la finalidad de establecer los posibles escenarios que dan pie a la generación de nieve/hielo sobre la superficie de los glaciares mexicanos. Pero sobre todo a la acumulación y/o ablación de este material sobre la superficie.

Por otro lado, el análisis de las anomalías de temperatura en cada una de las cuatro estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación nos muestra la tendencia de la temperatura por encima y debajo del promedio mensual correspondiente. Es decir, la desviación de los valores normales de temperatura con respecto al promedio mensual determinado en función de cada serie de tiempo. Esta desviación de la temperatura es útil para determinar la tendencia actual de dicho parámetro y la identificación de eventos extremos que correspondan con fuertes anomalías de la temperatura. Ya que fuertes anomalías positivas indican un aumento considerable de la temperatura respecto a su climatología y viceversa cuando las anomalías son negativas. De tal forma que las anomalías negativas nos estarían indicando que existen condiciones de temperatura sobre los glaciares de México favorables para la conservación de nieve o hielo en la superficie.

En esta investigación se encontró que en la estación Izta-Popo las anomalías de

la temperatura muestran una *tendencia positiva* ($0.62\text{ }^{\circ}\text{C/año}$) hacia valores de temperatura mayores al promedio (anomalías positivas). Lo cual significa que en la estación Izta-Popo las temperaturas cada vez son mayores y en ocasiones alcanzan hasta 8°C por encima de su valor promedio. Esto refleja un calentamiento sobre la zona de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Sin embargo, a pesar de la tendencia, en esta estación aún se encontraron anomalías que reflejan valores de hasta $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ por debajo de la media mensual. Estas anomalías fueron registradas en las fechas del 9 de marzo del 2008, el 15 de enero del 2010 y el 17 y 18 de febrero del 2010. Estas últimas coinciden justamente con los eventos extremos marcados en la Tabla 4.11, los cuales indican un enfriamiento anómalo de la atmósfera durante esos días.

La estación meteorológica de Puebla no muestra una tendencia clara en las anomalías de la temperatura del aire. Pues a simple vista no es posible apreciar una tendencia positiva o negativa de las anomalías dentro del periodo comprendido de 1989 al 2012. Esta observación es confirmada una vez que calculamos la tendencia lineal de los datos de anomalías para esta estación, de la cual se obtuvo un valor de $0.00007\text{ }^{\circ}\text{C/año}$. Este valor puede considerarse despreciable en comparación con los $0.62\text{ }^{\circ}\text{C/año}$ obtenidos en la estación Izta-Popo. Estas tendencias y la variación de las anomalías de temperatura en cada una de las cuatro estaciones meteorológicas de esta investigación son graficadas en la Figura 4.24. De la figura es fácilmente observable que para la estación de Puebla existen valores anómalos de la temperatura que quedan por encima del valor promedio en más de $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (16 de marzo de 1989, 2 de abril de 1990, 7 de noviembre de 2011). Sin embargo, son más los valores anómalos negativos que están por debajo del promedio de temperatura en esta estación. Estas anomalías indican que hay fechas en las que la temperatura está de -9 a $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ por debajo de su valor promedio. Así, en las fechas del 26 de julio de 1989, 27 de diciembre de 1989 y el 1 de abril de 1991, la temperatura promedio estuvo más de $9\text{ }^{\circ}\text{C}$ por debajo de su valor promedio usual para esos meses. Todas estas fechas

están marcadas con pequeñas flechas en la Figura 4.24.

Para la estación meteorológica de la Universidad Tecnológica de Tecamachalco (UTT) la tendencia es ligeramente diferente. Esta serie de anomalías arroja una **tendencia negativa** de -0.021 °C/año la cual puede estar influenciada por la variación de la temperatura posterior a la primera mitad del 2010. Las anomalías en esta estación muestran también valores anómalos casi siempre por arriba del valor promedio de la temperatura (Figura 4.24) pues en algunos de los casos estos valores anómalos son de más de 10 °C por encima del promedio. En cambio, los valores anómalos negativos más recurrentes únicamente están a -6 °C por debajo del promedio correspondiente. Para el 11 marzo del 2011 existe un valor anómalo de la temperatura de -12.6 °C por debajo del valor promedio para ese mes.

Por otro lado, es importante hacer un énfasis en las anomalías de temperatura calculadas a partir de los datos de reanálisis en un nivel de presión de 500 mbar. Ya que a este nivel, tienen lugar los principales procesos criosféricos y climáticos que determinan el estado y evolución de los glaciares en México. En este nivel de presión la atmósfera es térmicamente homogénea haciendo que las condiciones de temperatura tanto en el Iztaccíhuatl como en el Citlaltépetl (Pico de Orizaba) sean similares. Esto establece un patrón de retroceso en el que la temperatura del aire afecta prácticamente igual en ambos sitios. Esta característica implica algo muy importante a nivel glaciológico: la respuesta a la temperatura de los glaciares en México debe ser similar en ambos sitios, por lo tanto, su retroceso en principio debería ser el mismo. No obstante los eventos extremos no necesariamente ocurren al mismo tiempo en ambos sitios por lo que puede existir una respuesta diferencial por parte de los glaciares a los eventos extremos en la temperatura del aire. Regresando a la Figura 4.24 podemos ver que al nivel de los 500 mbar existe una tendencia positiva de las anomalías entre 1979 y 2014 cuyo valor es de 0.00105 °C/año.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

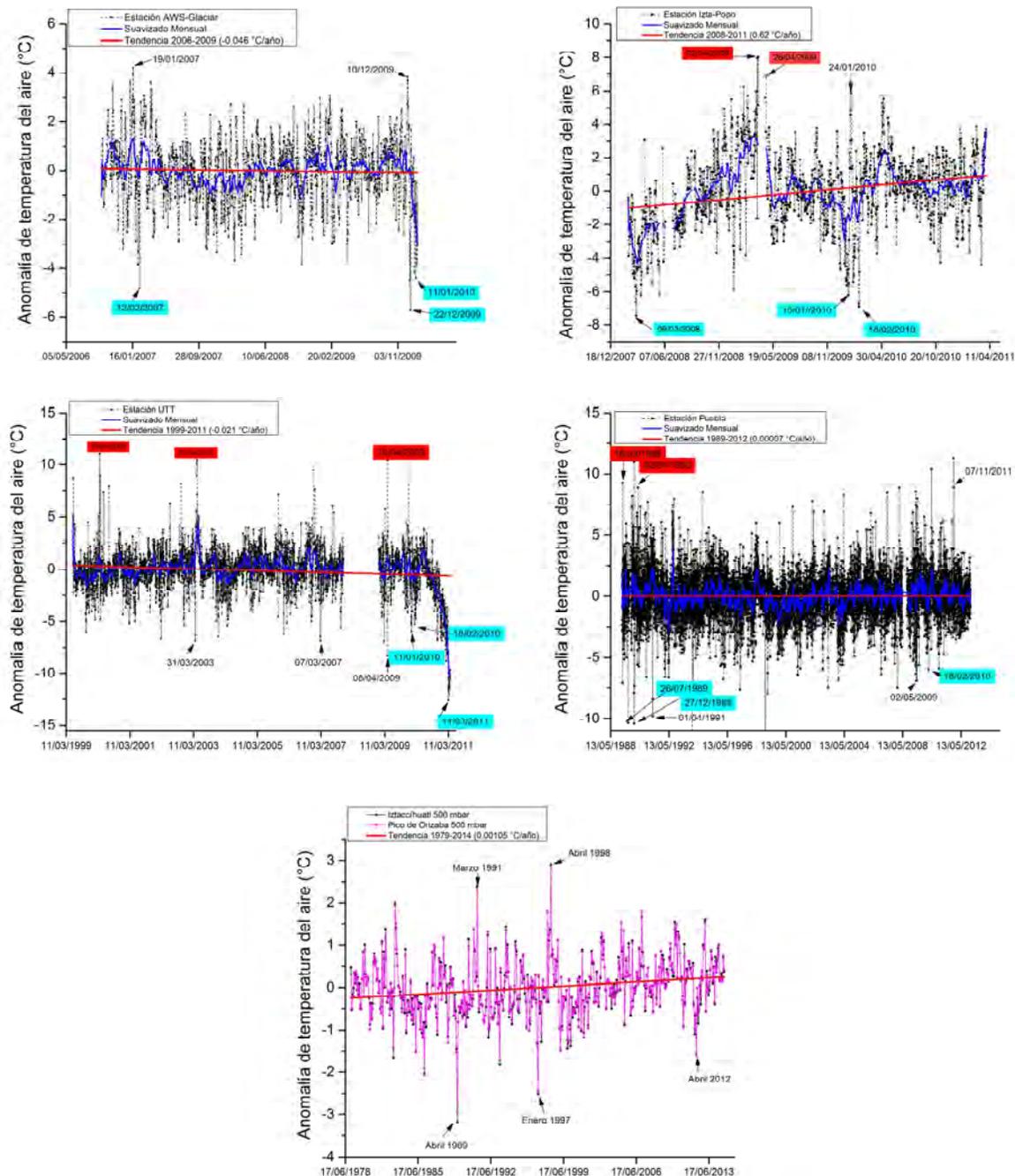


Figura 4.24: Gráfico de las anomalías de la temperatura para cada una de las estaciones utilizadas en esta investigación. Las fechas marcadas en azul son fechas que coinciden con temperaturas bajas extremas compiladas en la Tabla 4.11. En rojo se muestran las fechas donde las anomalías coinciden con temperaturas altas extremas descritas también en la Tabla 4.11.

En ese mismo nivel de presión existen dos valores de anomalías negativos que sobresalen del resto de la serie, uno en abril de 1989 y el otro en enero de 1997. En cambio, el único valor sobresaliente de las anomalías positivas se presentó en abril de 1998 donde la temperatura promedio para ese mes era 2.9 °C mayor al valor promedio mensual obtenido de los datos de esta serie.

El valor promedio de las anomalías de temperatura para cada una de las estaciones antes mencionadas es negativo. No obstante, éste es insignificante en comparación al valor medio de cada una de estas anomalías, el cual es positivo. Por ejemplo, el valor promedio en la estación UTT es de -0.11294 °C y su valor medio de 0.03988 °C. Lo mismo ocurre en la estación AWS-Glaciár, ya que la anomalía promedio de la temperatura en esta estación es de $-3,37 \times 10^{-16}$ °C mientras que su valor medio es de 0.03588 °C. Lo anterior nos indica que a pesar de existir una mayor cantidad de valores anómalos negativos, la magnitud de estos no es comparable con la magnitud de las anomalías positivas que existen en cada una de las series. Haciendo más fuerte la tendencia positiva de las anomalías y favoreciendo así a un calentamiento térmico de la atmósfera sobre cada uno de los puntos definidos por las estaciones meteorológicas.

4.2.1.5. Variación anual y diurna de la temperatura

La variación diurna y anual de la temperatura puede ser vista desde dos enfoques climáticos: 1) la *oscilación térmica* y 2) la *amplitud térmica* de la temperatura que existe en cierta zona o punto sobre la superficie terrestre. Aunque podrían parecer similares, la primera depende de las medias mensuales y diurnas de la temperatura. La segunda de los valores máximos y mínimos mensuales y diurnos de la temperatura a partir de una climatología dada (<http://www.worldclim.org/bioclim>, último acceso: febrero, 2016). En nuestro caso, ambos enfoques nos sirven para establecer la similitud que existe entre la atmósfera de los glaciares mexicanos y la atmósfera sobre los glaciares Tropicales y de latitudes medias. Ya que en zonas Tropi-

cales las temperaturas altas prevalecen prácticamente durante todo el año haciendo que el grado de homogeneidad térmica de la atmósfera sea grande, es decir, el *rango diario de la temperatura es igual al rango de temperatura anual*; caso contrario en latitudes medias y altas. Esta similitud puede cumplirse también cuando las oscilaciones diurna y anual de la temperatura son iguales. Kaser y Osmaston (2002) asumen que las variaciones anuales de la temperatura deben ser bajas en regiones tropicales de alta montaña, por lo tanto, la variación diurna de la temperatura debe ser mayor a la variación anual de la temperatura en los glaciares tropicales. Así mismo, en este trabajo señalan que dadas las condiciones de alta montaña estas variaciones deben ser mínimas en comparación con altitudes menores donde los rangos de temperatura se incrementan. Al respecto, hemos podido observar que a lo largo de los 19°N el comportamiento de la atmósfera en México, al nivel de los 500 mbar, es bastante homogéneo. Pues en esta región la temperatura del aire prácticamente no cambia y los únicos cambios evidentes en la temperatura se dan al Norte y Sur de esta zona. Por lo tanto, en esta investigación se hace un análisis de la variación diurna y anual de la temperatura del aire a partir de los datos de la estación AWS-Glaciador, ya que este punto es un buen referente de las condiciones meteorológicas y climáticas sobre los glaciares mexicanos.

En esta estación se encontró que el *rango de temperatura anual* a 5100 m.s.n.m., basado en la climatología de la temperatura entre 2006 y 2009, es de $\Delta T_a = 11.87 \text{ }^\circ\text{C}$. Para las estaciones UTT, Izta-Popo y Puebla los resultados fueron: $\Delta T_a = 21.40 \text{ }^\circ\text{C}$, $\Delta T_a = 11.32 \text{ }^\circ\text{C}$ y $\Delta T_a = 19.83 \text{ }^\circ\text{C}$ respectivamente. En cambio, el *rango de temperatura media diurna o DTR*, calculado a partir de los valores máximos y mínimos diarios en cada estación, tiene valores de: $7.38 \text{ }^\circ\text{C}$ en la estación Glaciador; $14.11 \text{ }^\circ\text{C}$ en la estación UTT; $12.73 \text{ }^\circ\text{C}$ en la estación Puebla y $8.08 \text{ }^\circ\text{C}$ en la estación Izta-Popo. Por lo tanto, la *Isotermalidad* o *Isothermality*³ resultó ser, para los cuatro sitios arriba mencionados, mayor al 60 % con un porcentaje de 71 %

³Término en Inglés referido a la tasa entre el DTR y el rango de temperatura anual. Un valor de Isotermalidad del 100 % hace referencia a una atmósfera completamente homogénea

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

en la estación Izta-Popo. Lo que significa que sobre estos puntos debe de existir una atmósfera bastante homogénea a nivel regional, la cual a su vez debe de caracterizar el estado de la temperatura sobre los glaciares mexicanos.

Esta Isotermalidad de la temperatura del aire se puede ver en la Figura 4.25 en donde se compara la oscilación diurna de la temperatura con la oscilación anual de la misma. Ambas obtenidas mediante un procesamiento estadístico de los promedios mensuales y diarios de la temperatura del aire en la estación Glaciar.

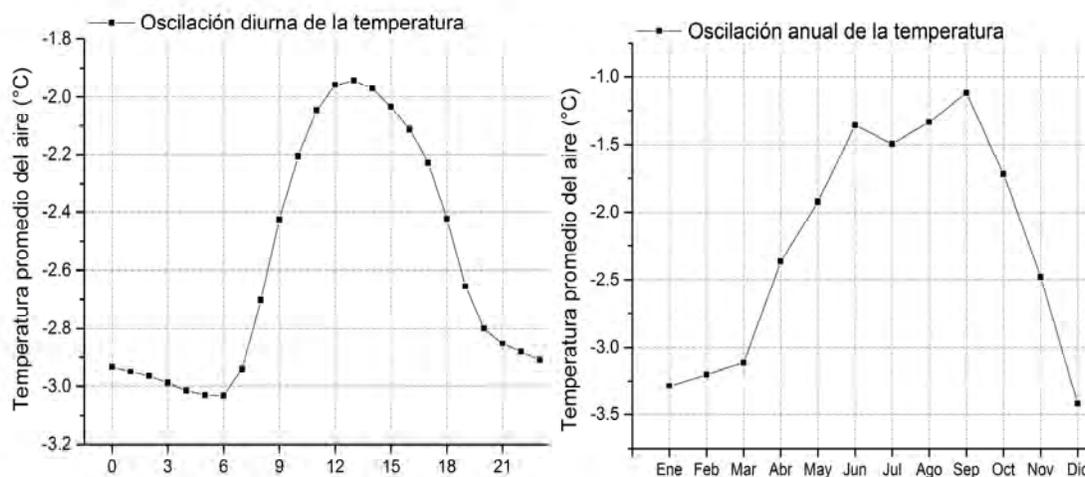


Figura 4.25: Oscilación anual y diurna de la temperatura del aire en la estación AWS-Glaciar.

Por lo tanto, si consideramos que una *atmósfera tropical* está caracterizada por tener un rango de temperatura media diurna mayor a su rango de temperatura anual ($\Delta T_d > \Delta T_a$) en altitudes bajas y $\Delta T_d = \Delta T_a$ en la alta montaña (Kaser y Osmaston, 2002), las condiciones de temperatura sobre los glaciares mexicanos no cumplen con ninguna de estas características. Según la Figura 4.25, la oscilación térmica de la atmósfera está definida por los siguientes valores: $\Delta T_a = 2.3 \text{ °C} > \Delta T_d = 1.09 \text{ °C}$. Entonces, existe poco más de 1°C de diferencia que hace que la isotermalidad de la atmósfera sobre los glaciares en México sea sólo del 60%, un poco más próxima a las condiciones de isotermalidad características de la *atmósfera de latitudes medias*. Sin embargo, se puede decir que la atmósfera sobre los

glaciares mexicanos es térmicamente intermedia entre la atmósfera de latitudes medias ($\Delta T_a > \Delta T_d$; Paffen, 1967) y la atmósfera tropical, donde las capas altas se caracterizan porque $\Delta T_a = \Delta T_d$, que en nuestro caso es poco más de 1°C . Así, podemos concluir que de los datos del reanálisis mostrados anteriormente, la atmósfera sobre los glaciares mexicanos tiene condiciones de temperatura más parecidas a la atmósfera de los glaciares Tropicales por el grado de homogeneidad térmica a lo largo del año.

4.2.2. Precipitación

La precipitación total registrada en las zonas del Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl, obtenida a partir de los datos de re-análisis NARR en su base de datos de precipitaciones totales GPCC, arroja un precipitación total anual en el Pico de Orizaba 2 veces mayor a la registrada en la zona del volcán Iztaccíhuatl. Pues para el Pico de Orizaba se registraron **1,372 mm** de lluvia al año de enero de 1901 a diciembre de 2010, mientras que en la zona del volcán Iztaccíhuatl únicamente se registraron **706 mm** de precipitación al año.

Esta diferencia varía conforme analizamos más cada una de las estaciones y puntos de muestreo establecidos en esta investigación. Ya que una estadística básica de los datos utilizados, indica que a mayor elevación, la precipitación total cambia considerablemente. Lo cual puede verse en la precipitación total registrada entre la estación *Izta-Popo* y la estación AWS-Glaciari; en la primera, de febrero de 2008 a enero de 2010 se registraron **548 mm** de lluvia al año mientras que en la estación **AWS-Glaciari** se registró una precipitación de **94 mm** de lluvia al año para el mismo periodo. Lo anterior significa que en la estación *Izta-Popo* se registró 6 veces más precipitación que en la estación Glaciari. Lo cual es un claro ejemplo del efecto de la altitud en la precipitación registrada. No obstante, esto no significa que no exista otro tipo de precipitación sobre la superficie del Glaciari Norte en el Pico de Orizaba, pues a mayor altitud la precipitación sólida y las condiciones de agua

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

super-enfriada son más frecuentes y por lo tanto compensan la baja precipitación registrada en la zona.

En la estación de Tecamachalco (*UTT*) se registraron **410 mm** de lluvia al año de mayo de 1999 a marzo de 2011. Durante ese mismo periodo en la estación Puebla se registraron **1,037 mm** de lluvia al año, es decir, 2.5 veces más precipitación en Puebla que en la zona donde se ubica la estación UTT. Esto puede estar relacionado con la climatología local de ambos lugares, pues la ciudad de Tecamachalco a pesar de estar dentro de una zona con clima Templado Subhúmedo (INEGI, 2015) se encuentra muy próxima a una zona de clima Semiseco templado, en cambio, la ciudad de Puebla se ubica dentro de una zona con clima completamente Templado Subhúmedo rodeado de climas húmedos fríos y semicálidos.

Por otro lado, debido a los diferentes periodos de registro entre una estación y otra, los valores de precipitación total anual no son el mejor referente de las condiciones de precipitación que existen sobre y al rededor de cada uno de estos sitios. La **tasa de precipitación** o “*precipitation rate*” (término en Inglés) nos muestra que las estaciones con **mayor tasa de precipitación** promedio son: **Puebla con 3.87 mm/día**, la estación Virtual 1 con 3.17 mm/día y la estación Virtual 3 con 2.53 mm/día. De igual forma, los datos de re-análisis NARR **a nivel de superficie** indican que la tasa de precipitación sobre el Pico de Orizaba es mayor a la tasa de precipitación sobre el Iztaccíhuatl, esto es: 2.45 mm/día vs. 1.9 mm/día. Las estaciones con **menor tasa de precipitación** registradas en esta investigación son: la estación UTT con 1.12 mm/día, seguida por la estación **AWS-Glaciario** con **0.37 mm/día**.

La Figura 4.26 muestra los valores para la tasa de precipitación promedio a nivel de superficie calculada de enero de 1979 a diciembre de 2014 a partir de los datos de re-análisis NARR-GPCC. En la figura, podemos observar cómo el volcán Iztaccíhuatl está ubicado en una zona con el menor índice de precipitación respecto al de los otros dos volcanes más altos de México.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

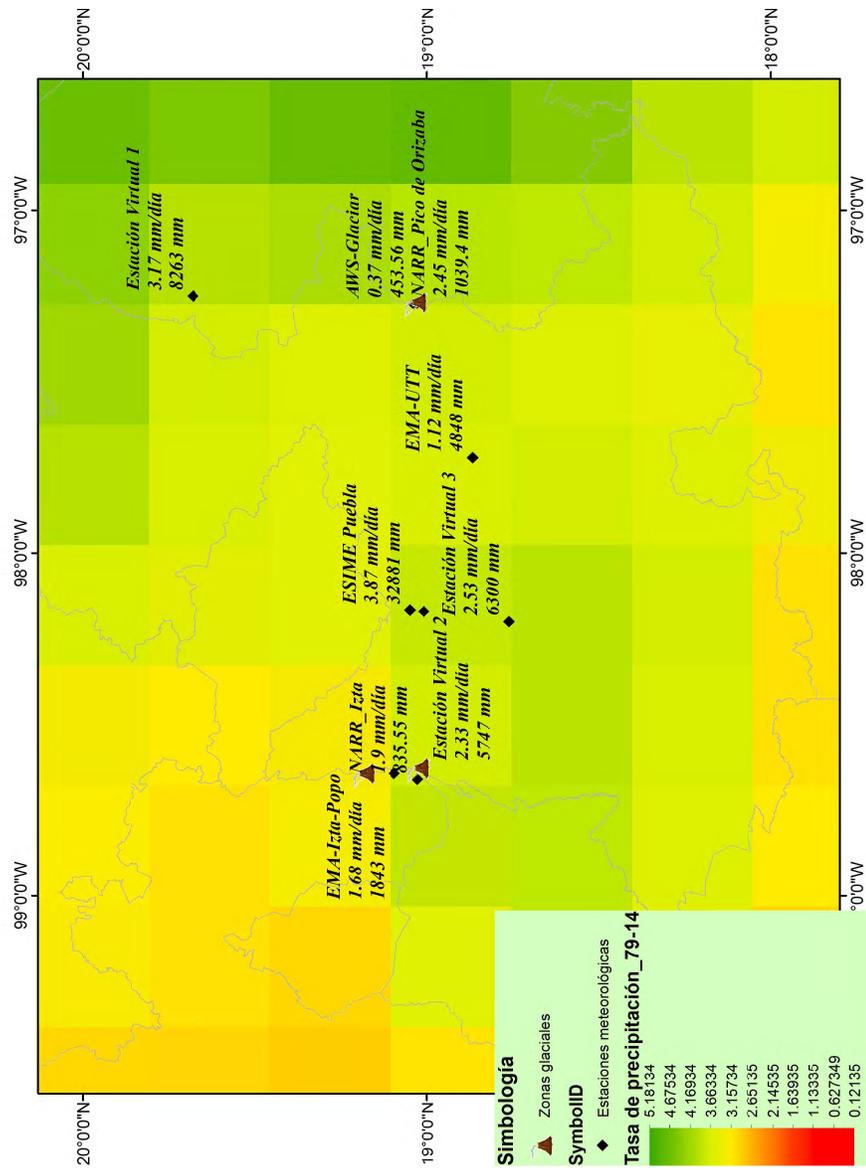


Figura 4.26: Tasa de precipitación promedio de enero de 1979 a diciembre de 2014 calculada a partir de los datos de re-análisis. En la figura se ubican los puntos de cada una de las estaciones utilizadas en esta investigación junto con su tasa de precipitación promedio y precipitación total registradas.

En esta misma figura se muestran los valores de la precipitación total y la tasa de precipitación promedio medidas en las estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación. Lo cual representa el contexto regional de la precipitación en torno de los glaciares mexicanos. A partir de esta regionalización, podemos concluir que el sistema glacial ubicado en el volcán Iztaccíhuatl registra los menores índices de precipitación en la zona, junto con la estación UTT la cual se encuentra en una zona más seca según la escala de colores de la figura 4.26. Debido a la altitud, la estación Glaciar es el único sitio en donde se registraron los menores índices de precipitación y la precipitación total promedio más baja encontrada en esta investigación. Lo cual, como mencionamos anteriormente, no significa que no exista precipitación sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Más bien, esta precipitación puede ser sólida siempre que la temperatura se encuentre por debajo de los 0°C.

4.2.2.1. Tendencia de la Precipitación

En esta investigación se encontró que la precipitación medida en las estaciones AWS-Glaciar e Izta-Popo no deja ver una tendencia importante en la variación de la precipitación con el tiempo. Ya que estas dos estaciones son las que menor periodo de registro tienen en comparación al resto de las estaciones. En la estación AWS-Glaciar, se hacen muy evidentes los meses con escasa o nula precipitación de aquellos meses con valores de precipitación superior a los 40 mm, los cuales son muy pocos y caen principalmente durante el invierno y principios de primavera. No obstante al corto periodo de registro de estos datos, la estación Izta-Popo muestra una tendencia de aumento en la precipitación bastante considerable: 1.5 mm/año. El problema aquí es que esta tendencia no es significativa a mediano y largo plazo, donde a nivel global la tendencia principal es de mayor escasez en la precipitación. Tal y como lo muestran las estaciones de Puebla y Tecamachalco cuya tendencia significa un déficit de precipitación en la zona, principalmente en la estación *Tecamachalco* donde se calculó una tendencia de **-0.38 mm/año**. Este valor puede verse reflejado en la

poca cantidad de datos en la estación UTT por encima de la media, de tal forma que la escasez de precipitación domina por encima de las fuertes precipitaciones en la zona. Esta tendencia en la precipitaciones en zonas muy cercanas a los glaciares indica una escasez de precipitación también en la alta montaña, y por lo tanto, un déficit en la recarga de nieve sobre los glaciares.

Esta característica se aplica para los resultados obtenidos en la estación *Puebla*, donde por ser más larga la serie de tiempo es posible observar como *el promedio anual de las precipitaciones quedó por debajo de la media* justo a finales de la década de los 90's, recuperándose un poco en la segunda mitad del 2010 lo cual probablemente ayudó a que la tendencia de déficit fuera baja (-0.074 mm/año). Todo lo anterior puede verse directamente en los gráficos de la Figura 4.27, donde la variación de la precipitación total en la estación sinóptica Puebla deja ver el déficit de precipitación entre junio de 1999 y febrero de 2010, mes en el cual la precipitación total volvió a estar por encima de su valor promedio. Este déficit es particular de la primer década del Siglo XXI, pues en ésta, las observaciones *empíricas* y los comentarios de los pobladores cercanos nos permitieron establecer las condiciones extremadamente secas que existían sobre los volcanes de México las cuales pudieron haber repercutido en el fuerte retroceso glacial ocurrido en esa década.

Visualmente, las series de precipitación total mensual obtenidas de los datos de reanálisis GPCC de la NOAA, nos indican esta tendencia de retroceso tanto en el Pico de Orizaba como en el Iztaccíhuatl. En este último la tendencia de déficit de precipitación es más baja que la tendencia calculada para el Pico de Orizaba. Más allá de los valores, esta tendencia complementa la tendencia de aumento de la temperatura encontrada también en ambas zonas. En términos generales, estas dos condiciones son las que propician el retroceso glacial en la mayoría de las regiones glaciales en el mundo y según Delgado-Granados (2007) a estas dos condiciones se les ha atribuido hasta el momento el retroceso glacial de los glaciares mexicanos.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

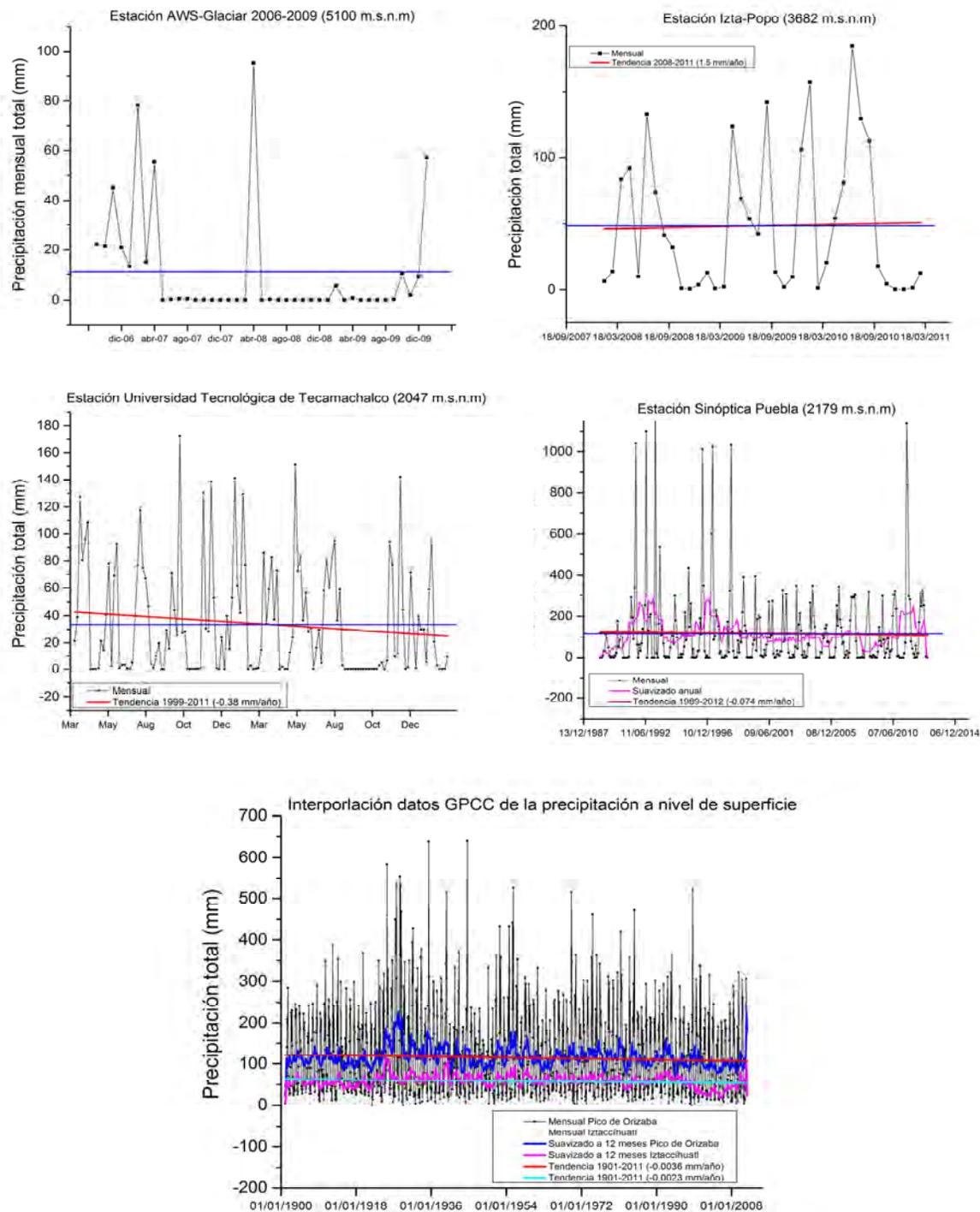


Figura 4.27: Tendencia de la precipitación total sobre cada una de las estaciones y puntos de muestreo utilizados en la investigación. La línea en azul indica el valor promedio de la precipitación total mensual en las estaciones.

A largo plazo esta tendencia es muy marcada, sin embargo, tal y como lo podemos observar en la misma Figura 4.27, en los últimos años esta tendencia pudo ser superada por la tendencia de aumento de la precipitación a corto plazo registrada en la zona del volcán Iztaccíhuatl. Dicha tendencia en altitudes medias, permite la recuperación o equilibrio de los glaciares mexicanos siempre que en altitudes por encima de los 5000 m.s.n.m. existan las condiciones de temperatura y precipitación solida necesarias para la acumulación de nieve sobre la superficie.

4.2.2.2. Climatología de la precipitación

Analizando la climatología de la precipitación total calculada en cada una de las estaciones de esta investigación, se encontró que sólo en las estaciones Izta-Popo y AWS-Glaciár no se distingue claramente el ciclo anual de la precipitación sobre la superficie, el cual parece estar bien definido en el resto de los puntos de análisis según lo que se muestra en la Figura 4.28. En la estación Izta-Popo y principalmente en la estación Glaciár, la variabilidad de la precipitación es alta durante los primeros meses del año. En esta última se encontró que existe un periodo de escasa o nula precipitación que define la temporada seca. Temporada que hay que tener muy en cuenta para futuras discusiones sobre los regímenes climáticos y glaciales. Es importante considerar que esta temporada seca puede estar acompañada de periodos de precipitación sólida que tienen lugar únicamente a tal altitud. Por lo tanto, es necesario analizar al resto de las estaciones, y principalmente, aquellas ubicadas en puntos cercanos a la estación Glaciár con el fin de establecer un marco climático de las temporadas de lluvias y secas en la región.

En ese sentido la figura 4.28 muestra que sobre la superficie del *Glaciár Norte* existen una temporada seca entre los meses de *mayo y agosto* con *lluvias ligeras y constantes* en el resto del año, principalmente en *abril* donde la precipitación total mensual promedio es la más alta. Estos datos deben ser tomados con cautela debido a las condiciones extremas bajo las cuales operan este tipo de sensores de

precipitación. Razón por la cual, la climatología de la precipitación calculada en esta estación contrasta fuertemente con el resto de las climatologías, incluso con la climatología de la precipitación sobre el Pico de Orizaba obtenida de los datos de reanálisis GPCC. Esto demuestra que la estación Glaciar subestima los valores de precipitación sobre el glaciar y no considera que el aporte de la precipitación sólida, que se presentó en esta estación durante el periodo de estudio, puede enmascarar la precipitación líquida durante los meses menos fríos del año (verano).

Sobre la estación Izta-Popo existe un alta variabilidad de la precipitación con *valores mínimos* en los meses de *marzo, noviembre y diciembre*. Entre *mayo y septiembre* ocurren las precipitaciones más fuertes con su máximo en el mes de *julio*, por lo que este periodo podría considerarse como el *periodo de lluvias* en la zona cercana al volcán Iztaccíhuatl. Sin embargo, podemos decir que en esta zona las lluvias son constantes a lo largo del año con máximos y mínimos y un *periodo seco* de transición entre *octubre y diciembre*. En las estaciones *UTT y Puebla* se distingue un mismo *periodo de lluvias* entre los meses de *mayo y septiembre* con un ligero déficit más marcado en la estación UTT entre julio y agosto antes de alcanzar la precipitación máxima en el mes de septiembre. El resto del año no podría considerarse totalmente un periodo de secas con excepción de los meses de *diciembre, enero y febrero* en donde las precipitaciones son *casi nulas*. La climatología obtenida en los sitios del *Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl* a partir de la interpolación de los datos de reanálisis de la NOAA, en su base de datos de precipitación total GPCC, nos muestra que estos dos sitios están caracterizados por un clima lluvioso todo el año con máximos durante los meses de mayo a septiembre; lo cual contrasta con la climatología obtenida con los datos de la estación Glaciar. Dadas las condiciones de temperatura promedio en la zona, estos sitios podrían definirse dentro de un *clima Templado con lluvias todo el año* principalmente durante el Verano.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

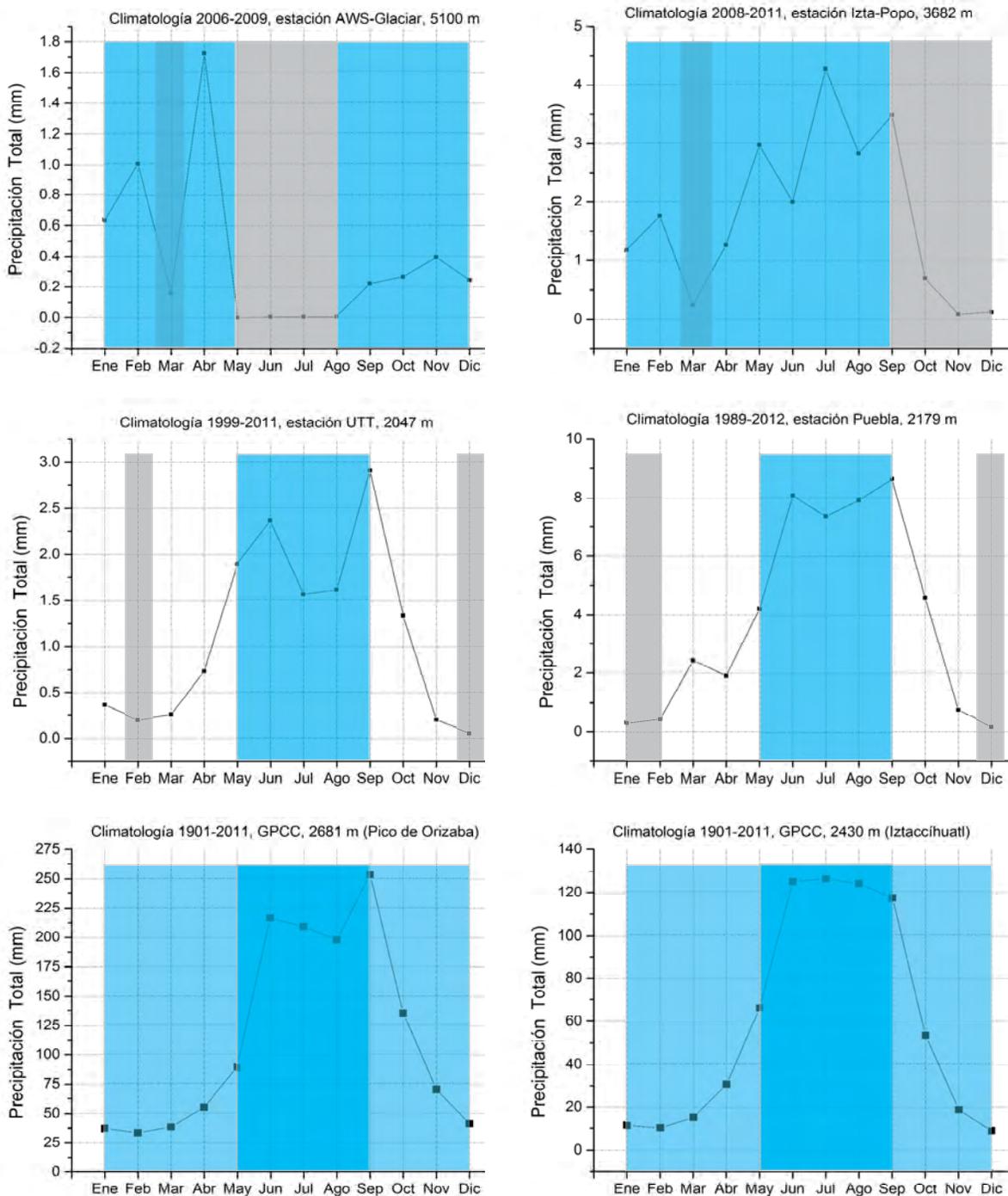


Figura 4.28: Climatología de la precipitación en los diferentes puntos de estudio al rededor de los glaciares mexicanos. En azul se enmarcan los periodos de lluvias determinados sobre cada una de estas estaciones, en gris se distinguen los periodos secos.

Esta climatología local nos deja ver un panorama de precipitaciones favorable para la acumulación de nieve sobre la superficie, sin embargo a mayor altitud las cosas cambian drásticamente y las tendencias se incrementan también. Pues según los resultados de la sección anterior, esta tendencia es mayor sobre la superficie glacial del Pico de Orizaba a una altitud de 5100 m.s.n.m.

4.2.2.3. Parámetros Bioclimáticos de la Precipitación

La precipitación total anual calculada a partir de la climatología obtenida con los datos de reanálisis de la GPCC se puede ver directamente de la Figura 4.29. Esta precipitación anual nos indica que sobre la zona del Pico de Orizaba existe una precipitación mayor a la de las zonas del Iztaccíhuatl y Popocatepetl, es decir, 1943 mm en comparación a los 892 mm en la zona Izta-Popo. Por otro lado, el centro del país es bastante lluvioso principalmente en las zonas de la costa Este de México y el estado de Veracruz. En promedio, esta climatología nos indica que el mes *más lluvioso* sobre el centro del país es el mes de *septiembre* mientras que el mes *más seco* en esta zona es el mes de *marzo*.

A partir de estos resultados y de los resultados mostrados anteriormente acerca de la climatología de la precipitación y la temperatura del aire en cada una de nuestras estaciones de muestreo, en esta parte de la investigación hemos establecido los siguientes periodos climáticos útiles para el desarrollo y análisis de algunos de los parámetros bioclimáticos más importantes para nuestros propositos. Por lo tanto, a nivel de superficie y en el centro del país se definen los siguientes periodos:

1. Trimestre más lluvioso : julio-agosto-septiembre
2. Trimestre más seco : diciembre-enero-febrero
3. Trimestre más cálido : abril-mayo-junio
4. Trimestre más frío : diciembre-enero-febrero

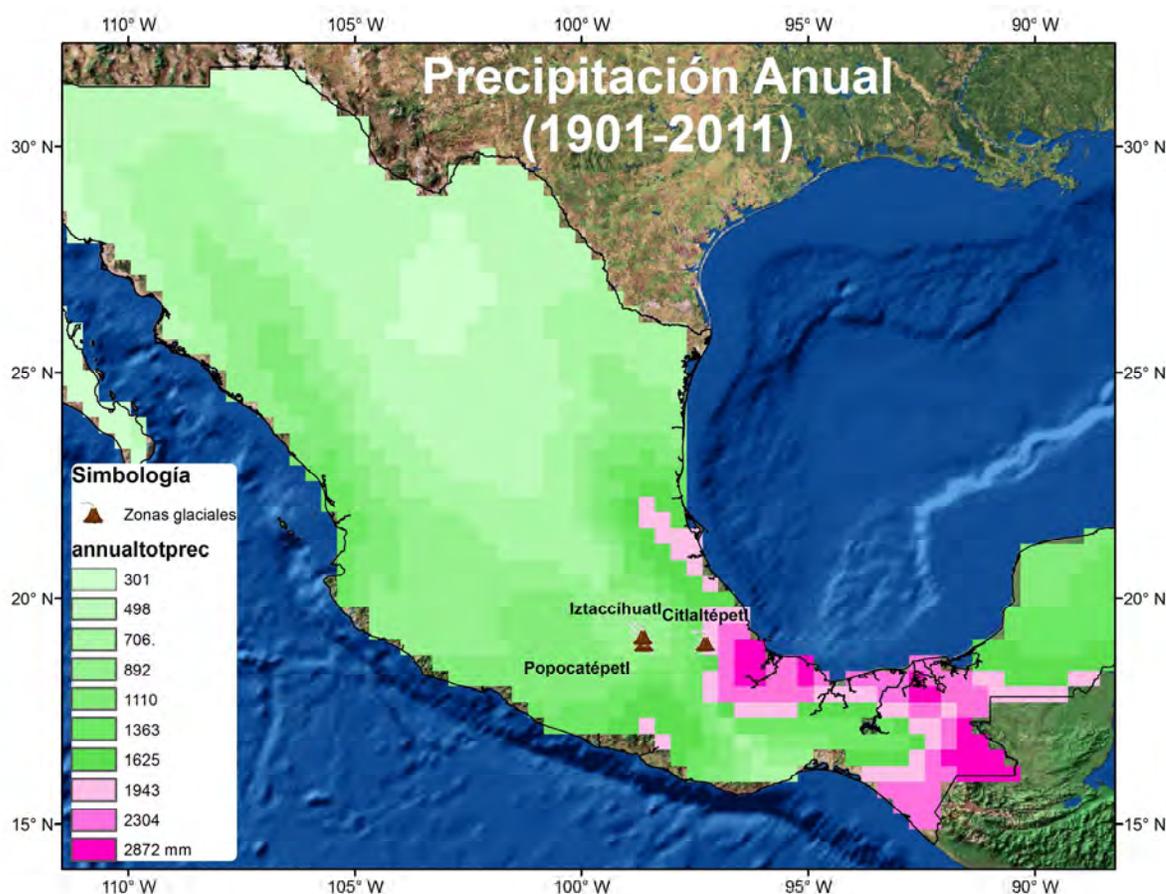


Figura 4.29: Precipitación Anual con base en la climatología de los datos GPCP de 1901 a 2011.

Con estos periodos establecidos, se determinaron los parámetros Bioclimáticos correspondientes a la temperatura del trimestre más lluvioso, la temperatura del trimestre más seco, la precipitación del trimestre más cálido y la precipitación del trimestre más frío. Estos parámetros están contenidos dentro de la Figura 4.30 en la cual se despliegan con un orden particular que permite una mejor interpretación de dichos parámetros. A primera vista es posible observar que durante el Trimestre más frío existe un contraste bastante fuerte entre la precipitación sobre la zona del Pico de Orizaba y la precipitación sobre los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatépetl. Sobre estos dos la precipitación es al menos 100 mm menor que la precipitación en el *Pico de Orizaba* durante el *Trimestre más frío: 380 mm*.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

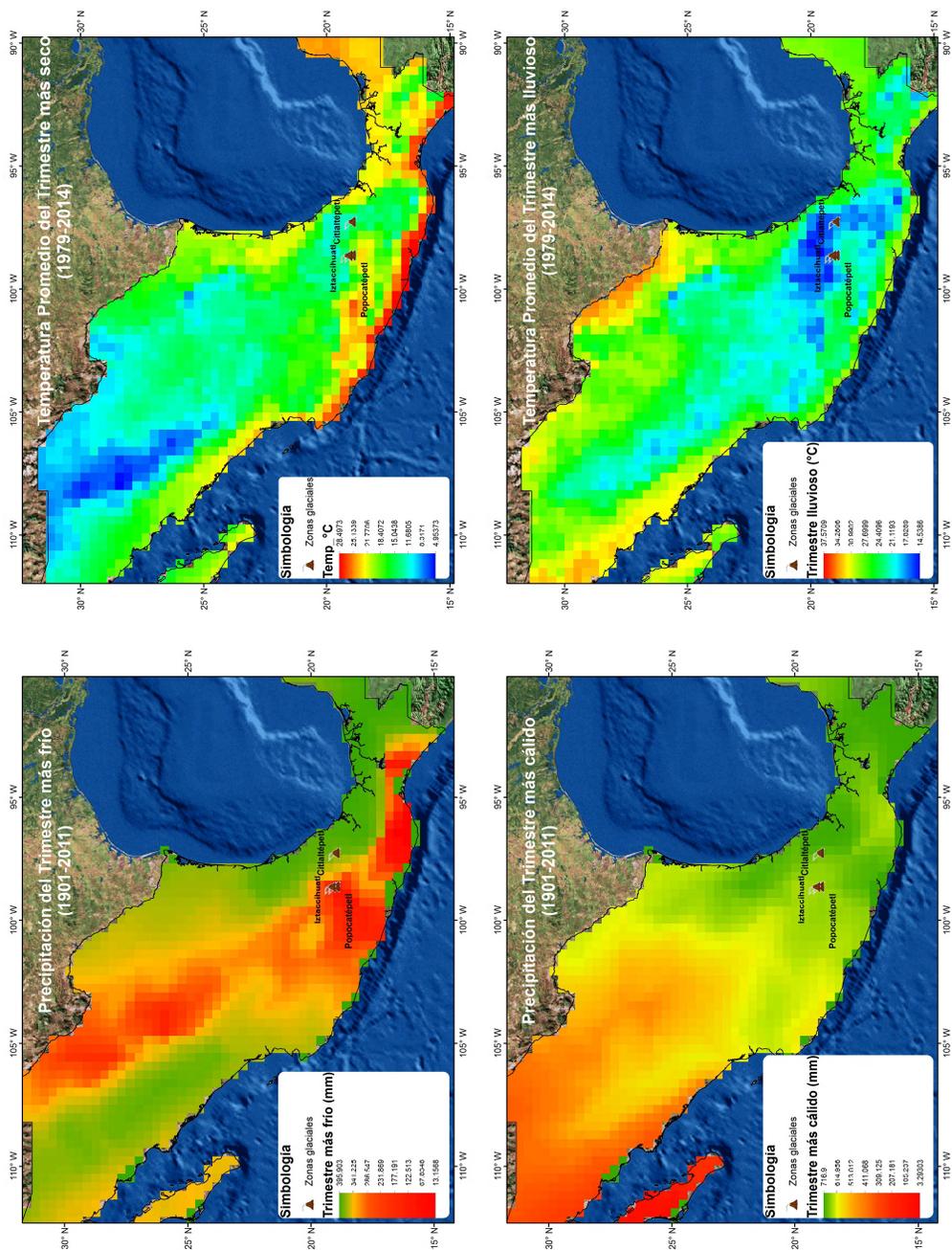


Figura 4-30: Parámetros Bioclimáticos sobre la precipitación total registrada en México a partir de los datos de re-análisis de la GPCC.

Esta característica es importante, para el caso del Pico de Orizaba, pues las condiciones de temperatura en la atmósfera a 500 mbar permitirían la generación de nieve sobre la superficie de los glaciares. Es decir, la temporada fría funcionaría como una temporada de acumulación sobre la superficie o (*Acumulación de Invierno*). El problema aquí es que este trimestre frío coincide justamente con el *trimestre más seco* del año en el que las condiciones de cielo despejado, fuerte radiación de onda corta y procesos de sublimación sobre la superficie pueden influir en la pérdida del material depositado. Sobre todo, si consideramos que estas precipitaciones no son tan constantes como las precipitaciones que ocurren durante el trimestre más lluvioso del año.

Las condiciones de precipitación durante el *trimestre más cálido* del año muestran valores considerablemente altos en las zonas del Pico de Orizaba y del Iztaccíhuatl. En estos sitios la precipitación total calculada en el trimestre es de poco más de **650 mm**. Cantidad que es importante si tomamos en cuenta que durante el trimestre más frío y seco del año *sí* se presentan ligeras precipitaciones sobre la superficie de los glaciares mexicanos. Precipitaciones de invierno cuyo material depositado pudo haberse conservado o será reemplazado por estas nuevas precipitaciones.

A pesar de que existen diversos factores y parámetros físicos involucrados en la conservación y pérdida del material (agua/nieve) depositado en la superficie, el hecho de que existan precipitaciones a lo largo del año nos llevan a suponer que la superficie de los glaciares en México es una superficie que alterna los procesos de Acumulación y Ablación a lo largo de todo el año y no solamente en una estación en particular. Más aún, si el trimestre más lluvioso del año se ve acompañado por bajas temperaturas, el sistema de ganancia/pérdida de masa sobre la superficie de los glaciares en mexicanos está determinado por factores diferentes a las condiciones de temperatura y precipitación sobre la superficie.

Sin embargo, aún es necesario conocer la variación de la humedad relativa a nivel

de superficie y al nivel de los 500 mbar con el fin de visualizar la cantidad de calor latente disponible para los procesos de condensación, evaporación, sublimación y fusión de hielo sobre las superficies glaciales en México.

4.2.2.4. Valores extremos y anomalías

Los valores extremos más sobresalientes de la precipitación total, encontrados dentro de todos los datos analizados en esta investigación, fueron los registrados en la estación AWS-Glaciár los días 17 y 18 de abril de 2008 y el 2 de febrero de 2007. En los primeros dos encontramos una precipitación total acumulada de 2,354.9 mm, mientras que para el 2 de febrero de 2007 se registró una precipitación total de 748.8 mm a lo largo del día. Estos valores extremos ponderaban fuertemente la climatología de la precipitación en esta estación, por lo tanto, fueron removidos de la serie al momento de calcular la climatología de la cual se obtuvieron las anomalías de precipitación que se mostrarán a continuación.

En estricto sentido, es difícil considerar reales estos valores registrados en la estación Glaciár, ya que en ninguna de las otras estaciones ni en los datos de precipitación de la GPCC (interpolados en Pico de Orizaba) se encontraron valores extremos o anómalos en ese día y mes en particular. Por otro lado, la operación del equipo depende también de los factores extremos y las condiciones de temperatura que permiten la condensación de agua super-enfriada en la superficie del sensor, de forma tal que cuando esta agua se funde puede generar valores altos de precipitación en tan solo pocas horas. Por lo tanto, en esta investigación únicamente consideramos a estos valores extremos como datos históricos registrados en la estación, haciendo énfasis en que la interpretación de estos eventos únicamente nos lleva a una hipótesis de las condiciones de precipitación y temperatura que pueden ocurrir sobre esta zona.

La Figura 4.31 muestra los valores extremos de la precipitación determinados a partir de los diagramas de cajas (Box Plots) de cada una de las series de tiempo

obtenidas en cada estación. De esta figura podemos concluir que las series de tiempo de las estaciones Izta-Popo y AWS-Glaciari son demasiado cortas como para obtener un diagrama de caja que nos defina la tendencia de los valores extremos en dicha estación. Pues en este caso, la gran cantidad de ceros en la precipitación ponderan los valores extremos de la serie hacia el cero dejando sólo algunos valores de la precipitación como valores extremos al estar muy por encima de la media. Así, las precipitaciones ocurridas sobre la superficie del Glaciari Norte en los meses de febrero de 2007, abril de 2008 y enero de 2010 son consideradas como los extremos máximos de precipitación de esta serie. Sin embargo, dadas las fechas en que ocurrieron estos valores, las condiciones de El Niño y la Niña de esos meses pudieron haber influido en el desarrollo de dichos eventos extremos. En particular el evento ocurrido en **enero del 2010** es un evento de **alta precipitación** que fue registrado en el resto de las estaciones y coincide con un extremo mínimo registrado para la temperatura del aire. Tal y como lo muestra la Figura 4.31 este evento cae dentro de un periodo de **El Niño** el cual comienza a mediados del 2009 y finaliza a mediados del 2010.

En la estación Izta-Popo se puede ver cómo un mes después se siguen registrando valores extremos de la precipitación que continúan hasta julio de ese mismo año. Mes en el cual se comienza a desarrollar un nuevo evento de **La Niña** que finaliza hasta mediados del 2012. En la Figura 4.33 se observa que justo en el mes de **julio de 2010** se registraron valores anómalos de la precipitación en la serie de datos de la GPCC interpolados en el Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl. En esta figura se puede ver también cómo los valores anómalos de precipitación continúan hacia los meses de **agosto de 2010**, **junio de 2011** y **junio de 2012**. En estas figuras, todos los eventos extremos y anómalos que coinciden con un periodo de ocurrencia de los fenómenos de El Niño y La Niña son marcados con el símbolo de un Niño de azul y una Niña en rosa según corresponda. En comparación con los valores extremos positivos, los extremos negativos son muy pocos y visualmente no son tan evidentes como los valores extremos correspondientes a fuertes precipitaciones.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

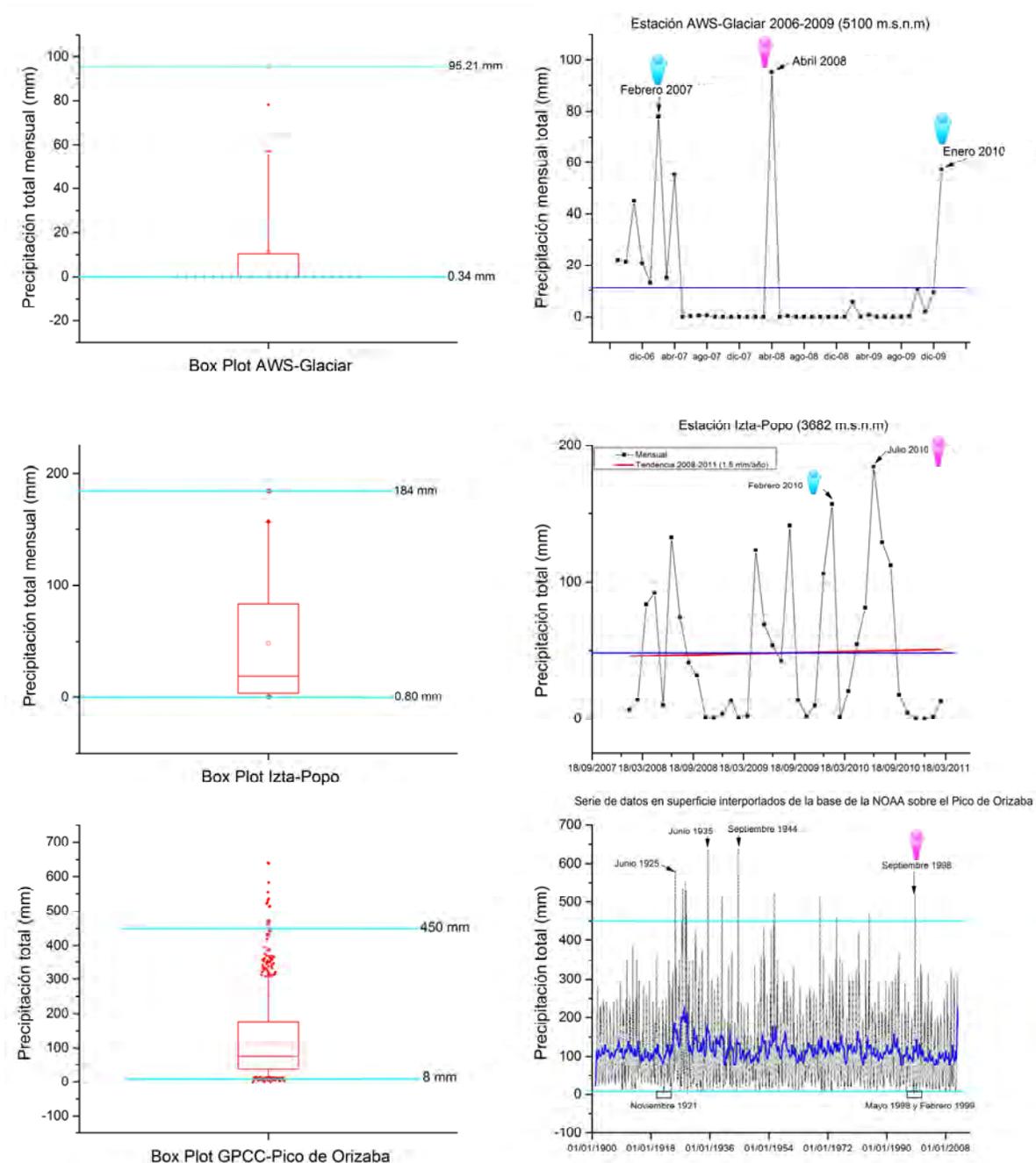


Figura 4.31: Gráfico de los Box Plots y eventos extremos de la precipitación total en las estaciones meteorológicas y puntos de muestreo alrededor de los glaciares mexicanos (Parte 1). Con el símbolo azul se representa la presencia de El Niño y en rosa la presencia de La Niña.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

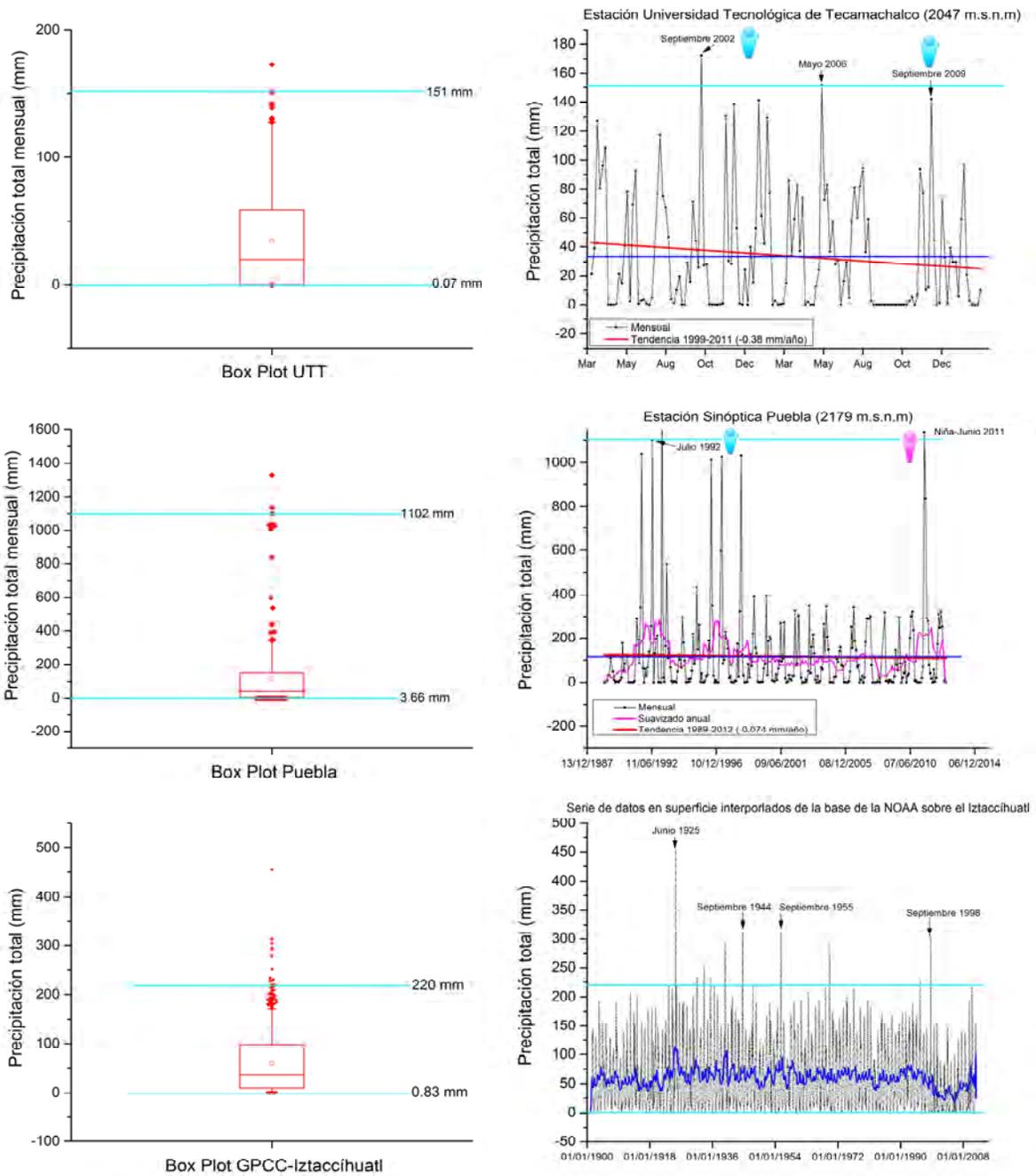


Figura 4.32: Gráfico de los Box Plots y eventos extremos de la precipitación total en las estaciones meteorológicas y puntos de muestreo alrededor de los glaciares mexicanos (Parte 2). Con el símbolo azul se representa la presencia de El Niño y en rosa la presencia de La Niña.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

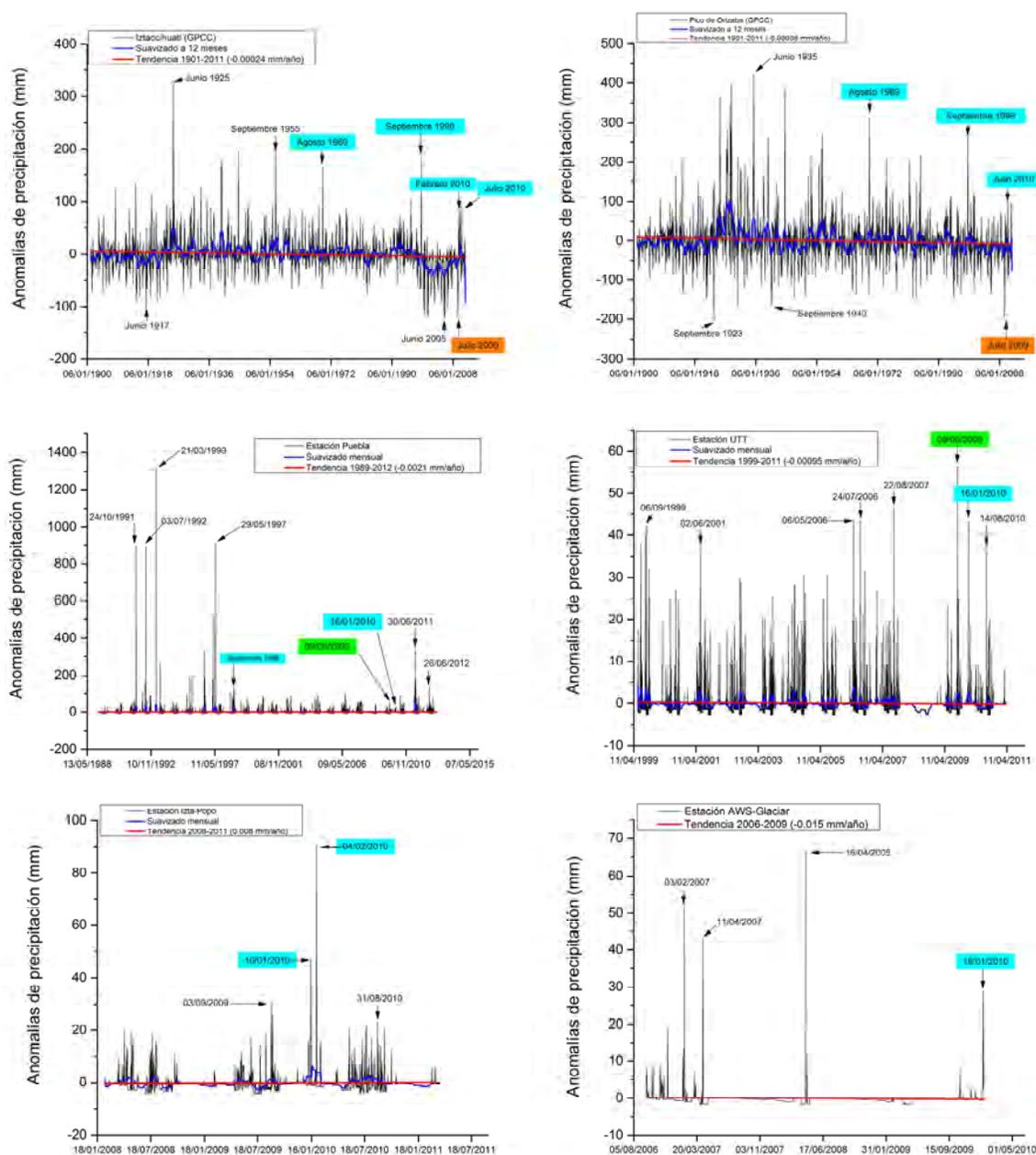


Figura 4.33: Anomalías de la precipitación total sobre cada uno de los puntos de análisis establecidos en este trabajo. En color cian se marcan aquellos valores anómalos que fueron detectados en más de una estación. En verde se enmarca un valor anómalo muy importante en la estación UTT y no así en la estación Puebla. En anaranjado están los únicos valores de anomalías negativas más representativos encontrados en este trabajo.

Esto no indica la ausencia de periodos de sequía en el centro del país. Más bien, las fuertes fluctuaciones en los valores anómalos de la precipitación no permiten ver a simple vista la existencia de periodos como los 1900's 10's 40's 80's y principios del siglo XXI en donde las zonas del Iztaccíhuatl y Citlaltépetl presentan un déficit de precipitación (Fig. 4.33). Estos periodos coinciden con los periodos de sequía meteorológica documentados por Jauregui (1997). No obstante, la misma figura muestra que hay zonas del centro del país bastante lluviosas, pues en muchas ocasiones los valores de anomalías resultan ser positivos. Esto indica el porque no se han presentado periodos largos de sequía durante el último siglo en la región, tal y como se puede observar en el trabajo de Jauregui (1997). Éste déficit de precipitación es más evidente en las partes altas de la región donde las anomalías de precipitación para las estaciones Glaciar e Izta-Popo arrojan periodos importantes donde la precipitación es nula o por debajo de la media, principalmente durante el Invierno. Estas fuertes fluctuaciones de la precipitación en el centro del país frecuentemente están relacionadas con las fluctuaciones de precipitación que ocurren en el Norte y viceversa. Así lo señalan Méndez y Magaña (2010) al relacionar las sequías importantes en el Norte con las condiciones anormalmente húmedas en el Centro-Sur del país.

La figuras 4.31 y 4.32 nos muestran cómo no todos los eventos que ocurren durante periodos de El Niño o La Niña son producto de estos fenómenos. Ya que son eventos extremos que se presentan de forma local y para el resto de las estaciones no representan un valor anómalo o extremo en los registros. Tal es el caso de los eventos extremos de septiembre de 2002 y septiembre de 2009 en la estación de Tecamachalco los cuales coinciden con periodos de El Niño. De igual forma para los eventos extremos ocurridos en julio de 1992 en la estación Puebla y los eventos de septiembre de 1998, septiembre de 1955, septiembre de 1944 y junio de 1925 registrados en la zona del Iztaccíhuatl, ya que todos éstos únicamente se observan de forma local en las estaciones correspondientes. De todas las estaciones analizadas en esta investigación, los datos de la estación Puebla muestra valores extremos muy

altos en comparación con los valores arrojados por los datos de las otras estaciones. Esto puede verse más claramente en el gráfico de las anomalías de precipitación en la Figura 4.33.

En esta figura podemos ver nuevamente cómo el único valor anómalo recurrente en todas las estaciones es el del 16 de enero de 2010, con un valor máximo registrado en la estación UTT en Tecamachalco. Adicional a este valor, la anomalía del mes de julio de 2010 podría también considerarse como importante dentro de un esquema de eventos climáticos extremos que producen estos fuertes cambios en la precipitación promedio. La tendencia de las anomalías de precipitación más importante documentada en esta investigación es la tendencia a valores anómalos cada vez más bajos: -0.015 mm/año registrada en la estación AWS-Glaciario. Finalmente, la tendencia de la precipitación total en la estación UTT indica que las precipitaciones en esta zona cercana al Pico de Orizaba irán disminuyendo a razón de 0.38 mm/año (Figura 4.32).

4.2.3. Humedad relativa

En esta investigación nos limitamos a estudiar el comportamiento anual y el ciclo anual de la Humedad relativa a partir de los datos de las estaciones Glaciario, UTT e Izta-Popo, y de una interpolación en el Pico de Orizaba e Izta-Popo de los datos de NARR de humedad relativa a 2 m de la superficie. Estos últimos cubren un periodo comprendido entre enero de 1979 a diciembre de 2014. De igual forma, se interpolaron los datos de NARR de la humedad relativa al nivel de 500 mbar sobre las zonas antes mencionadas. Por la resolución espacial de este último, la interpolación de los datos NARR a 500 mbar cubre las áreas del Pico de Orizaba e Izta-Popo dentro de un sólo punto del grid original.

A partir de la climatología obtenida con los datos de NARR a 500 mbar pudimos darnos cuenta que este parámetro está subestimado en comparación con los resul-

tados mostrados en el resto de las estaciones. Incluso, en la estación AWS-Glaciari puede verse que los valores de la climatología de la humedad relativa de 2006 a 2009 son más altos que los obtenidos a 500 mbar de los datos de NARR. Por lo tanto, esta base de datos no es un buen indicador de las condiciones de humedad y la variación de ésta sobre los glaciares mexicanos.

En la Figura 4.34 se muestran las climatologías en todas las estaciones y puntos de muestreo elegidos. Los resultados desplegados por esta figura nos indican que a lo largo del año pueden existir dos periodos definidos por el porcentaje de humedad relativa sobre la superficie:

- El primero, caracterizado por condiciones *semi-secas* definidas por valores de humedad relativa menores al 60 %. Dicho periodo comienza en el mes de diciembre prologándose en algunos de los casos hasta el mes abril.
- El segundo periodo estaría definido por los valores de humedad superiores al 60 % con un máximos de humedad relativa en el mes de septiembre superior al 80 %. Este periodo *húmedo* iría de mayo a noviembre pudiéndose prolongar incluso hasta el mes de diciembre.

Sin embargo, la climatología de la humedad relativa sobre la *estación AWS-Glaciari* nos muestra condiciones completamente diferentes al resto de los resultados mostrados. Ya que sobre esta estación el periodo con menor porcentaje de humedad sobre la superficie es más corto y en promedio va de noviembre a enero en donde los valores de humedad comienzan a aumentar. De *febrero a octubre* puede considerarse como el *periodo húmedo* en este sitio, alcanzando su valor máximo justo en el mes de *septiembre*. Recordando, septiembre es el mes en el que la temperatura del aire promedio sobre la estación AWS-Glaciari es la más alta, definiendo con esto el final del Verano térmico o el final de la estación cálida en este sitio. En las partes más bajas o al nivel de superficie, septiembre es un mes en el que las condiciones de humedad en la superficie y las precipitaciones refrescan el ambiente y por lo tanto

la temperatura del aire comienza a descender dando origen al periodo de transición de las temperaturas. Por otro lado, septiembre marca el final del periodo de lluvias fuertes a nivel de superficie, precipitaciones que en algunos de los puntos de muestreo tiene su valor máximo justo en ese mes. En términos glaciológicos este mes representaría el final del balance de verano donde la humedad del aire es tan alta que la energía disponible sobre la superficie puede ser empleada para la fusión de hielo y nieve en la superficie.

Como podemos ver en la figura 4.34, el gradiente de humedad entre los meses de marzo a octubre en la estación Glaciar es bastante bajo, lo cual en términos glaciológicos nos lleva a suponer que los procesos de acumulación y de ablación en la superficie del glaciar pueden alternarse y su duración dependería de las condiciones de precipitación, temperatura y energía sobre la superficie. Por ejemplo, si la temperatura del aire es más baja del promedio de temperaturas en el trimestre más cálido y lluvioso, las condiciones de humedad dentro de ese periodo podrían ayudar en la generación de nevadas las cuales equilibren los procesos de fusión que se venían dando durante ese periodo. Por lo tanto, con base en la variación de todos estos valores y de la humedad relativa podríamos comenzar a definir el regimen glacial más probable para los glaciares en México. Y dado que aún nos falta por conocer los balances de energía y masa de estos glaciares, por ahora nos limitaremos a observar y describir la variabilidad interanual de la humedad relativa en cada uno de los sitios de estudio.

Los resultados muestran que durante ciertos periodos, los valores de humedad relativa quedan por debajo de su valor promedio calculado a partir de los datos de la serie. Estos periodos con porcentaje de humedad relativa por debajo de la media, podrían determinar periodos “secos” sobre cada uno de estos puntos. La Figura 4.35 despliega la variabilidad interanual de la humedad relativa en cada uno de los sitios analizados en esta investigación, ésta es bastante similar en todas las estaciones analizadas.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

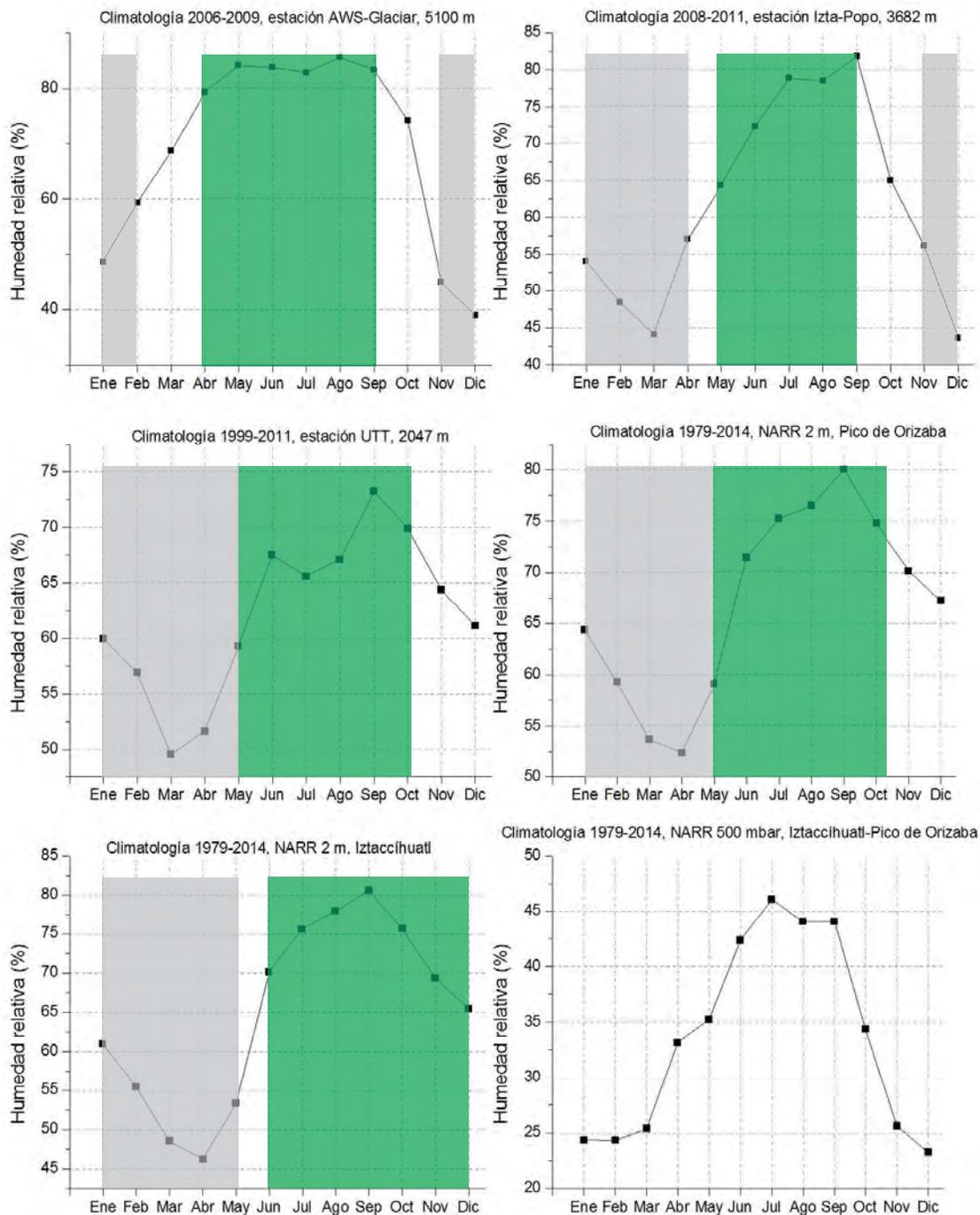


Figura 4.34: Climatología de la humedad relativa. En color verde están marcados los periodos húmedos de cada una de estas estaciones, en gris los periodos de baja humedad o secos.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

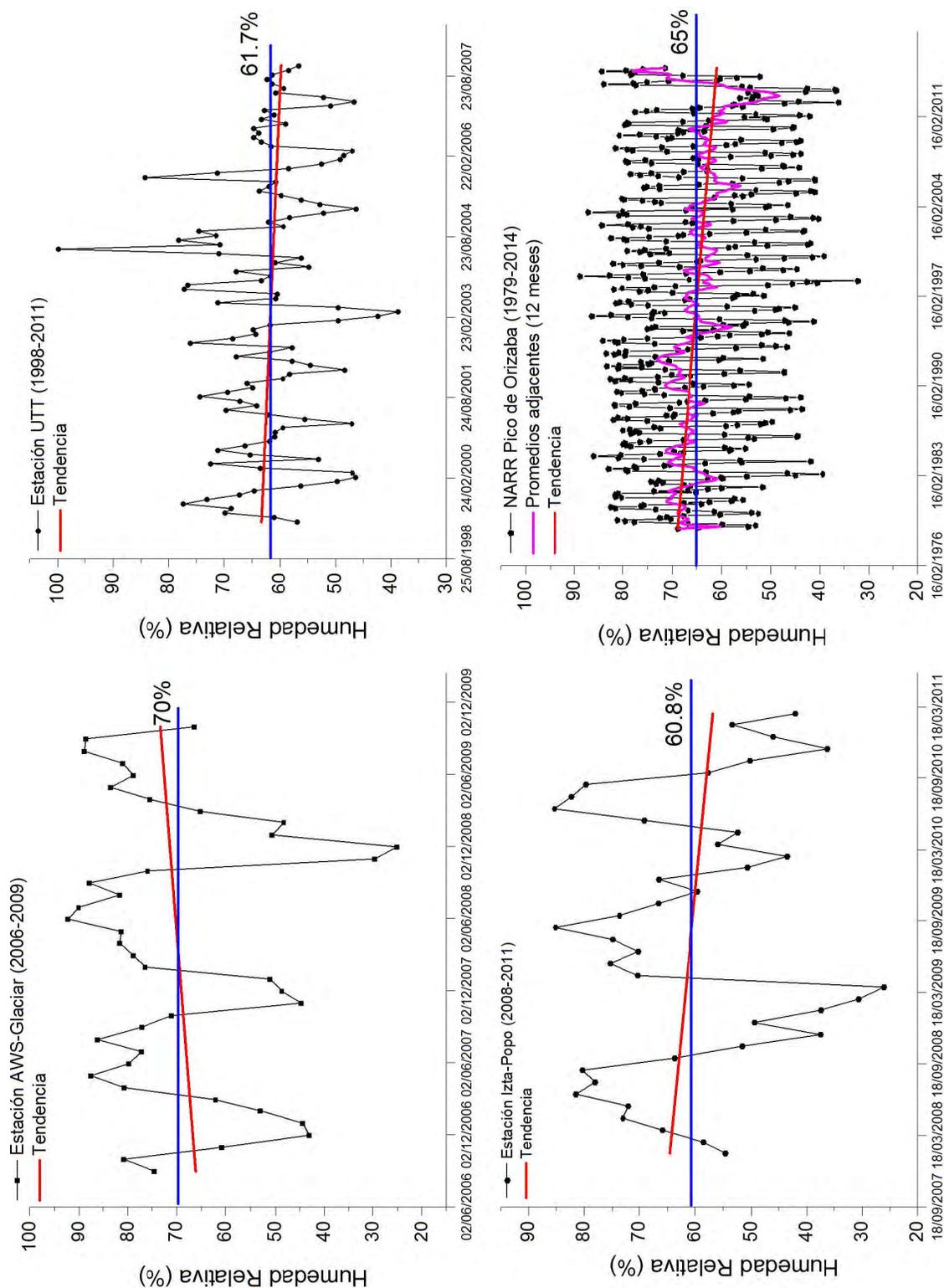


Figura 4.35: Variación interanual de la humedad relativa sobre cada uno de los sitios de estudio. La línea azul define el valor promedio de la humedad relativa correspondiente a cada estación; en rojo el ajuste lineal que marca la tendencia de los datos.

Prácticamente la mitad del año los valores de humedad relativa están por encima del valor promedio (Húmedo) y la otra mitad por debajo de la media (Seco). La media o valor promedio de la humedad relativa en estos sitios es mayor al 60 % y en la estación glaciaria ésta tiene un valor del 70 %. Debido a este valor, los periodos secos en esta estación prácticamente siguen teniendo un buen contenido de humedad en el ambiente, con excepción del Invierno de 2008 que fue bastante seco.

En la estación UTT, uno de los periodos más secos ocurridos en el lugar se registró en el Invierno del 2003, éste no duró mucho ya que a mediados del 2003 y prácticamente todo el 2004 los valores de humedad en esa estación estaban por encima del promedio. A finales de 2005 y principios de 2006 se da un cambio en los valores de humedad bastante fuerte, pues a partir de esa fecha el mayor porcentaje de los meses arrojan valores por debajo de la media, lo cual explica el porqué anteriormente habíamos considerado a esta estación como una de las estaciones de clima seco.

La mayoría de las estaciones muestran una tendencia de disminución en el porcentaje de humedad relativa en la atmósfera. Sólo la estación AWS-Glaciaria arroja una tendencia positiva en los valores de humedad entre 2006 y 2009. Tendencia que podría estar relacionada al evento ocurrido en enero de 2010 sobre las montañas más altas del país.

Esta variabilidad interanual de la humedad relativa que existe en la región de los glaciares mexicanos será retomada más adelante al momento de analizar el balance de energía y el balance de masa sobre la superficie del Glaciario Norte en el Pico de Orizaba. Esto con la finalidad de caracterizar el régimen glacial que predomina en los glaciares mexicanos.

Podemos concluir que las estaciones climáticas establecidas previamente, con base en la climatología de la temperatura del aire y la precipitación, se adaptan perfectamente a la climatología obtenida para la humedad relativa en esta sección. Por lo cual, a pesar de que no hay evidencias claras de precipitaciones en verano regis-

tradas con la estación AWS-Glaciár⁴, los valores de humedad nos permite corroborar nuevamente las estaciones climáticas propuestas en esta investigación:

1. Estación cálida con precipitaciones abundantes durante el Verano (JJAS)
2. Periodo de transición durante el Otoño (ON)
3. Estación fría y seca con algunas precipitaciones en Invierno (DEF)
4. Estación fría y húmeda, existe un alto contenido de humedad, durante la Primavera (MAM)

4.2.4. Climatología Oceánica y eventos extremos

A lo largo de toda esta sección hemos podido observar las variaciones climáticas y las condiciones meteorológicas de los principales parámetros meteorológicos involucrados en la dinámica de los glaciares. De todo lo visto en esta sección, resalta un evento extremo ocurrido entre los meses de enero y febrero de 2010, donde la temperatura del aire y la precipitación presentaban valores bastante anómalos registrados en la mayoría de nuestras zonas de análisis. Debido a este evento extremo, en esta investigación se analizaron las condiciones oceánicas bajo las cuales ocurrieron estos eventos anómalos. Condiciones que se compararon con la distribución de anomalías de temperatura, precipitación y porcentaje de humedad en el centro de México.

Estos hechos, en principio, representan algunas de las condiciones necesarias para futuros escenarios de estabilidad, regeneración o formación de glaciares en México. Sin olvidar que la tendencia actual está marcada por las tasas de retroceso glacial, la variación de la precipitación, la humedad y la temperatura; lo cual nos lleva

⁴Respecto a los datos de precipitación registrados por la estación AWS-Glaciár, en este trabajo consideramos que deben tratarse con mucho cuidado debido a los fallos instrumentales producidos por las condiciones extremas de la alta montaña. Lo cual no significa que no sean válidos, más bien, que existen muchos huecos de información que podrían estarnos ocultando las precipitaciones de verano que ocurren en la región.

a concluir que los glaciares en México están en proceso de extinción. Por lo que eventos extremos aislados como el aquí mostrado no cambian significativamente las tendencias climáticas actuales, sin embargo, podemos decir que el monitoreo y análisis de la ocurrencia de estos eventos extremos como el del pasado 13 de marzo de 2015 es una tarea importante para investigaciones futuras de los glaciares mexicanos, más aún, para ver cómo éstas encajan en los escenarios actuales de Cambio Climático.

Las imágenes Landsat del 15 de enero de 2010 (Fig. 4.36) muestran gráficamente los resultados de la convergencia de dos fenómenos naturales que al ocurrir simultáneamente causan fuertes fenómenos meteorológicos como las Tormentas Invernales: a) Frentes fríos y b) las masas de aire cálido provenientes del Pacífico. En el caso particular del evento ocurrido en enero de 2015, podemos observar que las condiciones en la superficie del mar durante el mes de enero de ese año, reflejan un patrón bien definido en los valores de anomalías de la temperatura de superficie del mar (TSM). Este patrón principal no es el único que puede verse dentro de la Figura 4.37, ya que muy cerca de las costas de México en el Pacífico existe un gradiente de anomalías positivas y negativas cercano al centro de México que pudieran haber afectado el régimen normal de precipitaciones de este mes. La anomalía intensa en el Océano Pacífico es una señal clara de que en ese mes estaba presente el fenómeno de El Niño. Por el lado del Golfo, las anomalías de temperatura de la superficie del mar son principalmente negativas, lo cual es de esperarse si en el Pacífico las condiciones de temperatura del mar son altas. Este contraste entre el océano y el Golfo podría haber influido en el patrón de anomalías de temperatura del aire, ya que éstas marcan una tendencia bien definida de anomalías negativas hacia el norte y noreste del país. Lo cual nos lleva a suponer que las masas de aire caliente provenientes del Oeste chocan con las masa de aire frío del Norte estacionando ambos fenómenos meteorológicos al centro del país. Mientras eso ocurre en el Norte, en el centro se notan los efectos de ese posible bloqueo generando temperaturas ligeramente más altas al

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.2. METEOROLOGÍA Y VARIACIONES CLIMÁTICAS EN TORNO AL RETROCESO GLACIAL EN MÉXICO

promedio mensual y fuertes precipitaciones, tal y como lo muestra la Figura 4.37. Al respecto, la misma figura nos permite distinguir cómo la mayor parte de la humedad se concentra en el centro y la costa Este del país, cambiando las condiciones secas y frías del Invierno por un clima más lluvioso que permite tener condiciones más parecidas a los Inviernos en latitudes medias.

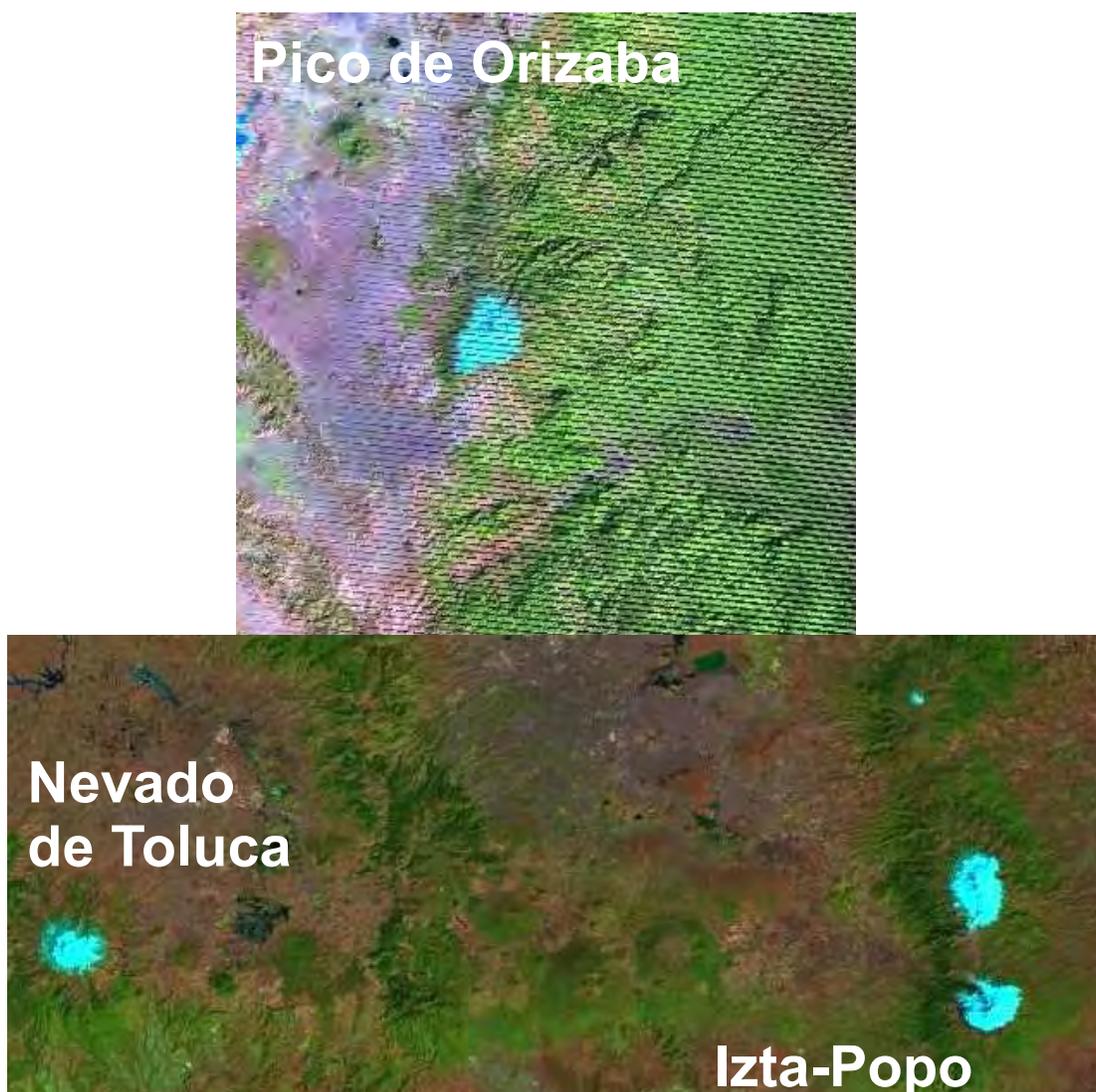


Figura 4.36: Fuertes precipitaciones y nevadas anómalas durante el Invierno de 2010. Imágenes Landsat del 15 de enero de 2010 sobre las zonas del Pico de Orizaba y el Centro del País.

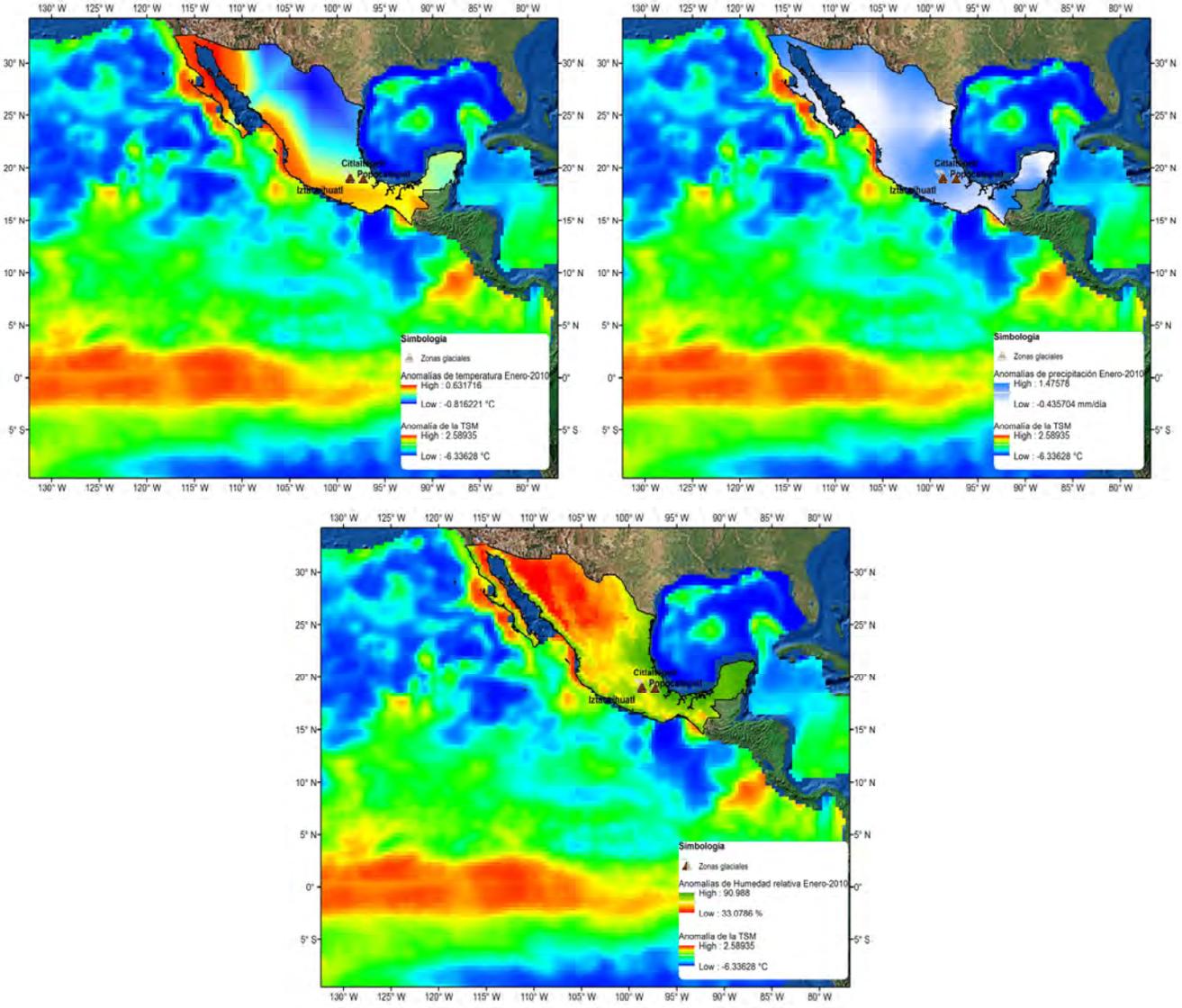


Figura 4.37: Condiciones Oceánicas y anomalías en México durante los eventos extremos de enero de 2010.

Esta figura nos demuestra que al menos durante los eventos extremos ocurridos en enero de 2010, el fenómeno de El Niño en el Océano Pacífico no era el único evento meteorológico ocurrido durante ese mes. Más bien, las anomalías positivas de la TSM en prácticamente toda la costa Oeste de México, sumadas a la presencia de El Niño, más la llegada de frentes fríos provenientes del Norte, provocaron que en el centro de México se dieran condiciones más húmedas acompañadas de lluvias más abundantes en comparación con la tasa de precipitación promedio en ese mes. Transformando así el régimen de escasa acumulación durante el Invierno a uno más parecido al de latitudes medias donde el Invierno es la principal época de precipitación y acumulación sobre la superficie de los glaciares. Recordando que la atmósfera al nivel de los 500 mbar es bastante fría en todo el país permitiendo que estas precipitaciones generen fuertes nevadas como las ocurridas el 15 de enero de 2010. Lo que nos permite concluir que ciertos Niños vienen acompañados de fuertes nevadas en las partes altas de México.

4.3. Determinación de la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA)

Por primera vez en México se ha determinado la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA) sobre los glaciares existentes en el centro de México, además se analizó por primera vez la variación anual e interanual de las mismas. Ya que como se comentó anteriormente, para el caso de los glaciares en México únicamente se han hecho reconstrucciones de las ELAs sobre los glaciares antiguos del Pleistoceno tardío, principalmente en el Iztaccíhuatl donde se tienen registros bien documentados del avance glacial más grande sucedido en ese periodo (White, 1981a). Matthew y Vazquez-Selem (2005) determinaron las ELAs sobre los glaciares extintos del volcán Iztaccíhuatl a partir de métodos como el THAR, AAR y MALM. Estos autores también determinaron la posición de las ELAs sobre las antiguas zonas glaciales en

el Ajusco, Tancítaro y Cofre de Perote. En el mismo trabajo asumen que la ELA moderna en el Iztaccíhuatl está aproximadamente a 4900 m.s.n.m. o entre 4900 y 5000 m.s.n.m. si se considera la altura promedio de la isoterma 0 °C en el centro de México.

Sin embargo, para determinar la posición actual de las ELAs sobre los glaciares aun presentes en México, es necesario establecer una clasificación de los mismos en función del tipo de glaciar, su balance de masa, de los gradientes del balance de acumulación y ablación, del radio de balance (BR), y de las condiciones de precipitación y temperatura actuales en el país. Además de conocer perfectamente la topografía del sitio y los límites del glaciar en diferentes fechas. La existencia de la ELA no significa que un glaciar se encuentre en equilibrio, más bien, es necesario considerar que la ELA real está más elevada (en proporción desconocida) que la calculada por cualquier método morfométrico (Osmaston, 2005). Según Osmaston, en algunos glaciares Tropicales la ELA real queda por encima del tope del glaciar, por lo que el glaciar es completamente una zona de ablación.

Por lo tanto, en esta investigación hemos determinado la posición de las ELAs con base en las características climáticas antes descritas y bajo ciertas suposiciones del balance de masa a partir de estas mismas condiciones climáticas. Además, debemos enfatizar que la interpretación de estas ELAs para nuestros propósitos no se basa en la definición de la ELA en un estado estacionario (*steady-state* ELA), más bien, la existencia de una ELA como un indicador de que existen diferentes zonas a lo largo del glaciar donde el balance de masa cambia de signo (balance positivo - balance negativo) y por lo tanto la superficie en su totalidad no necesariamente se encuentra en constante ablación. Lo cual no implica que ésta no pueda funcionar en su totalidad como una superficie de acumulación. Una de las características principales que para este cálculo consideramos como válida en los glaciares mexicanos, es el hecho de que en los glaciares tropicales el área de ablación es mucho más pequeña que el área de acumulación. Obteniendo como resultado que el cociente de balance sea mayor

que 1 ($BR > 1$) y como lo determinan Kaser y Osmaston (2002) éste debería de ser mayor a 3 ($BR > 3$) para los glaciares tropicales .

Con base en en el método de Osmaston (2005) y las sugerencias o restricciones propuestas por Benn et al. (2005) se calculó la posición de las ELAs en los volcanes Popocatépetl y Citlaltépetl (Pico de Orizaba) ya que éstos además de ser los de mayor elevación, cuentan con la mejor cantidad y calidad de datos cartográficos del terreno y los límites del área glacial en diferentes fechas. A partir de estos datos cartográficos se pudieron obtener los valores hipsométricos, los perfiles de elevación y la razón de Altitud vs Área de los glaciares en ambos volcanes. La variación interanual de las ELA se calculó únicamente para los glaciares en el Pico de Orizaba mientras que la variación anual de ésta sólo se calculó para los glaciares del volcán Popocatépetl. Una vez conocida la posición de esta línea de equilibrio, podríamos establecer la posición de la ELA en estado estacionario siempre que tengamos bien definido el perfil de balance de masa de los glaciares mexicanos. Sin embargo, según Benn y Lehmkul (2000) la ELA del *estado estacionario* realmente es un concepto teórico que actualmente no ocurre en la naturaleza.

4.3.1. Variación interanual de la ELA en el Pico de Orizaba

Usando el método AA para el calculo de la ELA obtuvimos que de 1999 a 2010 la posición promedio de la ELA sobre el Glaciar Norte del Pico de Orizaba se encuentra a 5250 m.s.n.m. La posición más baja de la ELA encontrada a partir de este método corresponde al año 2002 (5219 m.s.n.m.) en el cual el frente glacial se localizaba a 4995 ± 20 m.s.n.m. Mientras que la posición más alta de la misma se dio para el año 2009 (5279 m.s.n.m.) 60 m más elevada que la mínima registrada, éste año el frente glacial se ubicaba a 5080 ± 20 m.s.n.m. Por otro lado, como deseábamos establecer una relación entre la variación de la ELA y las condiciones de temperatura y precipitación durante estos años, fue necesario encontrar este valor a partir del método AABR y dos escenarios diferentes para el radio de balance: $BR = 1$

representativo de los glaciares en latitudes medias y $BR = 3$ representativo de los glaciares tropicales. A este último escenario lo consideramos como el más cercano a los glaciares mexicanos ya que con la información obtenida hasta el momento podemos decir que la precipitación principal en estos glaciares ocurre durante el verano y de forma menos representativa durante el Invierno y el resto del año, también la variación anual de la temperatura no es muy alta y suponemos que la ablación principal por las condiciones de temperatura y humedad ocurre durante el verano. Características que según Osmaston (2005) determinan las condiciones climáticas de los glaciares tropicales.

Los resultados de este método están contenidos dentro de la Tabla 4.12 en la cual se hace una síntesis de los valores obtenidos para la posición de la ELA dentro del periodo de 1999 a 2010, posiciones que fueron calculadas en función de diferentes valores del radio de balance (BR). A partir de esta tabla podemos observar que la variación de la posición promedio de la ELA en función de los valores de BR entre 1999 y 2010 va de los 5250 m.s.n.m. para $BR=1$ (Latitudes Medias) a los 5187 m.s.n.m. cuando $BR=3.5$ (Tropicos). Esto significa que mientras BR se aproxime más a los valores típicos de los glaciares tropicales, el área de ablación se hace cada vez más pequeña; lo cual en términos de balance de masa representa una fuerte ablación sobre la superficie.

Estadísticamente, la Tabla 4.12 nos muestra que el valor de BR con el cual la estimación de la ELA presenta la menor desviación estándar en los datos calculados es justamente $BR=3$. Por lo tanto, estadísticamente la ELA del Glaciar Norte sobre el Pico de Orizaba se ajusta más a una curva de balance de masa neto característica de los glaciares tropicales. Considerando este valor tenemos que la variación entre 1999 y 2010 en la posición de la ELA indica una elevación de 57 m desde su posición inicial en 1999, la cual correspondía a una elevación de 5183 m.s.n.m. Según los resultados de esta tabla, la posición promedio entre 1999 y 2010 de la $ELA_{ABR=3}$ estaba a 5194 m.s.n.m. de altitud, 11 m por encima de su posición inicial en 1999.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.3. DETERMINACIÓN DE LA ALTITUD DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO (ELA)

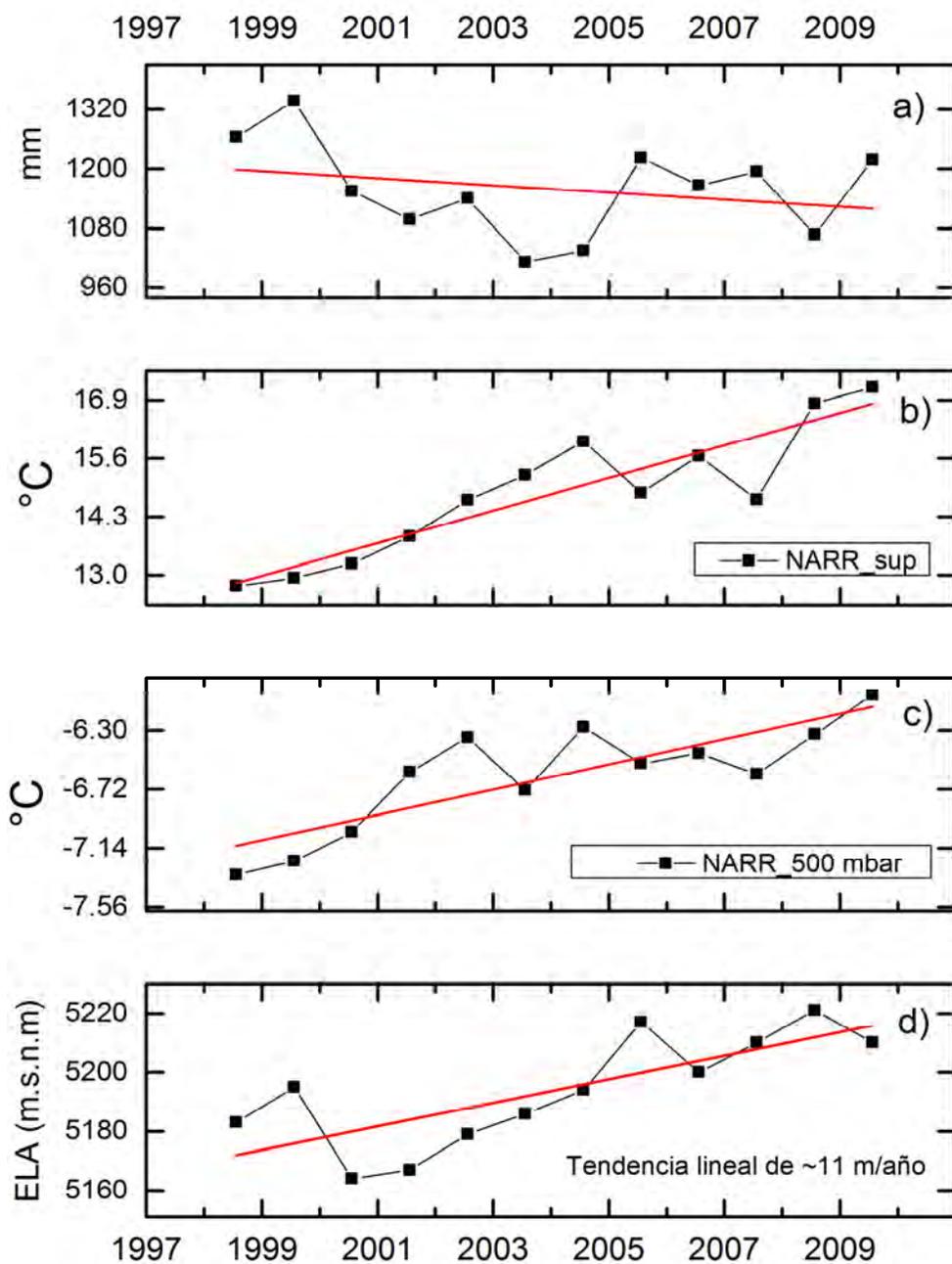


Figura 4.38: Variación interanual de la posición de la ELA en el Pico de Orizaba (d). Esta variación es comparada con las variaciones de la precipitación (a) y la temperatura del aire a nivel de superficie (b) y a 500 mbar (c) obtenidas a partir de los datos NARR.

La variación interanual de la ELA en comparación con la variación promedio anual de la temperatura del aire en superficie, la temperatura del aire a los 500 mbar y la precipitación total anual ocurrida entre 1999 y 2010 se muestran en la figura 4.38. En ésta se puede observar claramente cómo existe una tendencia lineal de retroceso hacia altitudes más elevadas la cual coincide claramente con dos tendencias: el aumento de la temperatura y una disminución en la precipitación total en la superficie. Este patrón nos muestra que para el caso del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba la relación entre la posición de la ELA y estos dos parámetros meteorológicos es bastante fuerte en comparación con las complejas relaciones que existe entre la ELA y el clima en glaciares de latitudes medias y altas. Una posible explicación a esta relación tan estrecha que existe entre estos parámetros y la variación de la ELA es justamente la altitud a la cual estos existen. Debido a que las condiciones en la atmósfera a 500 mbar son más estables que a nivel de superficie, un aumento de temperatura a ese nivel se da de forma más homogénea que en la superficie, lo mismo pasa para la precipitación. Sin embargo estos dos parámetros no son los únicos que entran en juego en la desaparición de los glaciares en el Pico de Orizaba, más bien, son un antecedente de el porque han retrocedido durante los últimos años. Pero ¿cómo varía este retroceso anualmente?, aún no lo podemos explicar con base en la temperatura y la precipitación sobre la superficie. Más bien, aún nos falta analizar el balance de energía y el balance de masa sobre la superficie de los glaciares en México para así saber cuáles son los factores que hacen que éstos se derritan durante el año, pues si conocemos esto, sabremos qué régimen glacial es el que caracteriza a los glaciares mexicanos. Con lo cual podremos entender mejor cuáles son los factores que determinan el retroceso glacial durante el año, sabiendo que de forma interanual es inevitablemente que conforme la ELA siga elevándose, las condiciones de temperatura y precipitación irán extinguiendo cada una de las partes más bajas de estos sistemas.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.3. DETERMINACIÓN DE LA ALTITUD DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO (ELA)

Glaciar	AÑO	AA	AABR					ELA promedio
			1.5	1.8	2	3	3.5	BR 1-3.5
Glaciar Norte	1999	5250	5223	5212	5206	5183	5174	5208
Pico de Orizaba	2010	5267	5244	5234	5229	5210	5202	5231
<i>Promedio</i>		<i>5250</i>	<i>5227</i>	<i>5218</i>	<i>5213</i>	<i>5194</i>	<i>5187</i>	
<i>Desv. Est.</i>		<i>18.6</i>	<i>18.4</i>	<i>18.0</i>	<i>18.0</i>	<i>17.9</i>	<i>18.1</i>	
Ventorrillo	1998	5089	5067	5057	5051	5030	5023	5053
Popocatépetl	1999	5088	5065	5055	5049	5028	5020	5051
<i>Promedio</i>		<i>5087</i>	<i>5064</i>	<i>5054</i>	<i>5050</i>	<i>5027</i>	<i>5022</i>	
<i>Desv. Est.</i>		<i>3.5</i>	<i>3.9</i>	<i>3.9</i>	<i>4.1</i>	<i>3.9</i>	<i>3.2</i>	

Tabla 4.12: Posición de la ELA sobre los glaciares mexicanos a partir de los datos hipsométricos y la aplicación de los métodos AA y AABR.

4.3.2. Variación anual de la ELA en el Popocatépetl

El cálculo de la ELA sobre el volcán Popocatépetl arrojó resultados interesantes sobre la posición y la variación de esta línea sobre la superficie glacial en este volcán. Comenzando porque la posición promedio de esta línea está por debajo del valor promedio de la ELA en el Pico de Orizaba para esa misma fecha: 5028 m.s.n.m. vs. 5183 m.s.n.m. respectivamente. Además, la menor desviación estándar de todas las posiciones posibles de la ELA marca que el cociente de balance de masa que mejor se ajusta a este lugar es también característico de los glaciares tropicales pero con una pendiente de balance de masa negativo ligeramente más grande que la encontrada para el Pico de Orizaba. Sin embargo, ambos cocientes son muy parecidos al de los glaciares tropicales.

Con respecto a este radio de balance, podemos ver de la Figura 4.39 que la variabilidad anual que mejor se ajusta a las condiciones climáticas encontradas en esta investigación, es la calculada con el radio de balance BR=3.5. Ya que de enero a septiembre las condiciones cálidas y húmedas van aumentando de tal forma que sobre la superficie aumenta la ablación y por lo tanto la línea de equilibrio debería subir

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.3. DETERMINACIÓN DE LA ALTITUD DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO (ELA)

hacia altitudes más elevadas durante ese periodo. El cual una vez que finaliza entre los meses de septiembre y octubre da entrada a las condiciones frías que favorecen las condiciones de acumulación siempre que se presenten precipitaciones.

Por lo tanto, esta variabilidad nos corrobora un poco más la estacionalidad de las precipitaciones y el régimen glacial que mejor define la evolución de los glaciares mexicanos.

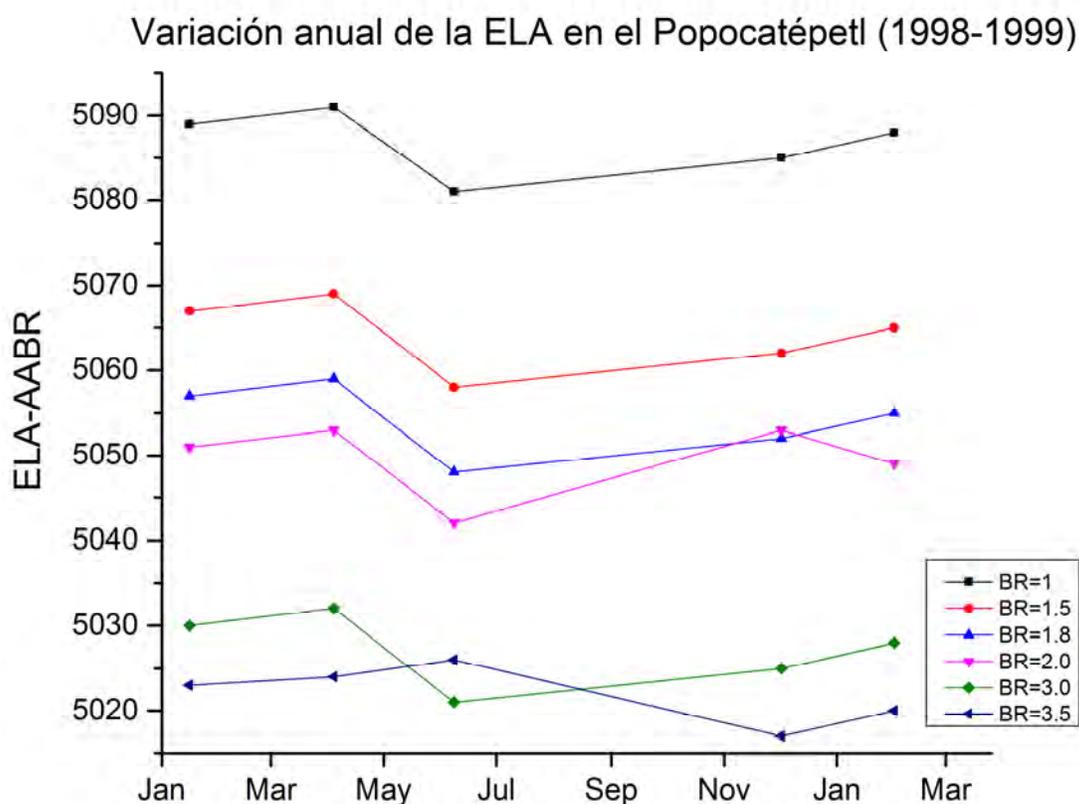


Figura 4.39: Variación anual de la ELA en el Popocatepetl con base en todos los resultados obtenidos mediante los métodos AA y AABR.

4.4. Balance de energía sobre la superficie del Pico de Orizaba

En esta sección se mostrarán los resultados más recientes acerca del balance de energía sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Este balance fue desarrollado en función de los datos meteorológicos obtenidos con la estación AWS-Glaciar sobre la superficie del Glaciar Norte de septiembre de 2006 a octubre de 2009. Para poder calcular el balance de energía a partir de estos datos fue necesario implementar la parametrización hecha por Paterson (1994, 2010), la cual establece que el balance de energía sobre la superficie de un glaciar puede escribirse en función de ciertas variables meteorológicas medidas a partir de cualquier estación meteorológica. Este modelo de balance de energía está desarrollado de forma sencilla dentro de la sección 3.4 en la cual se establecen las bases teóricas de dicha parametrización. Al respecto, Ontiveros González et al. (2015) desarrollan de forma más extensa y clara el proceso de implementación de este modelo teórico sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba a partir de los datos meteorológicos obtenidos en el sitio y después de una revisión detallada de las condiciones particulares que existen sobre esta superficie.

4.4.1. Condiciones climáticas sobre la superficie glacial

A continuación se hará una síntesis de algunos de los principales parámetros meteorológicos básicos previos al análisis del balance de Energía sobre la superficie glacial del Pico de Orizaba. Comenzando por el valor de la temperatura del aire promedio, el cual entre 2009 y 2006 fue de -2.6 °C, es importante mencionar que el rango de temperaturas registradas cada media hora en la estación Glaciar fue de -12.45 a 13.99 °C. Con una oscilación de la temperatura diurna promedio de 1.08 °C. Los registros cada media hora en este lugar indican que el 50 % de las temperaturas va de -4 a -1 °C. Considerando que la oscilación térmica anual en este sitio es de 2.3

°C podemos ver que la oscilación diurna y anual de la temperatura del aire son casi iguales durante este periodo de análisis. La oscilación diurna de la temperatura está relacionada directamente con el ciclo diurno del sol ya que diariamente los máximos de temperatura del aire se alcanzan entre las 12 y 14 hrs (tiempo local) mientras que las mínimas temperaturas se alcanzan entre las 4 y 6 hrs (Fig.4.25). La posición del sol respecto a la superficie glacial y su variación con respecto del año puede ser uno de los principales factores para la oscilación anual de la temperatura del aire. Es por esto que la oscilación diurna máxima de la temperatura (1.21 °C) se presenta en el mes de febrero dentro de la temporada seca, incrementando así el gradiente de temperaturas entre la superficie del glaciar y la temperatura del aire. Durante la temporada seca este gradiente de temperaturas es de 2.4 °C, el doble del gradiente promedio durante el periodo húmedo (1.2 °C). La oscilación diurna mínima de la temperatura del aire ocurre en el mes de octubre justo al final de la estación húmeda (0.9 °C) (Fig. 4.34). Por otro lado, el patrón de los vientos nos marca una tendencia de vientos predominantes fuertes provenientes del Norte, Este y Oeste del glaciar. En la temporada seca éstos alcanzan su valor máximo de velocidad mientras que en la temporada húmeda entre los meses de junio y septiembre éste valor es más bajo. Los fuertes vientos de la temporada seca deben de influir en el intercambio de los flujos de calor turbulentos presentes durante esta estación.

Con base en las condiciones de precipitación, temperatura y humedad relativa sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba, las cuales fueron medidas directamente con la estación meteorológico AWS-Glaciar, se han definido las siguientes estaciones climáticas:

1. Estación seca y fría: diciembre, enero, febrero. Al no existir precipitaciones, el glaciar queda descubierto lo cual ha sido comprobado visualmente. Sin embargo, pueden existir tormentas invernales.
2. Estación húmeda y fría: marzo, abril y mayo. Valores más importantes de humedad.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.4. BALANCE DE ENERGÍA SOBRE LA SUPERFICIE DEL PICO DE ORIZABA

3. Estación húmeda y cálida: junio, julio, agosto y septiembre. Puede haber nieve fresca sobre la superficie en el verano.
4. Periodo de transición: octubre, noviembre.

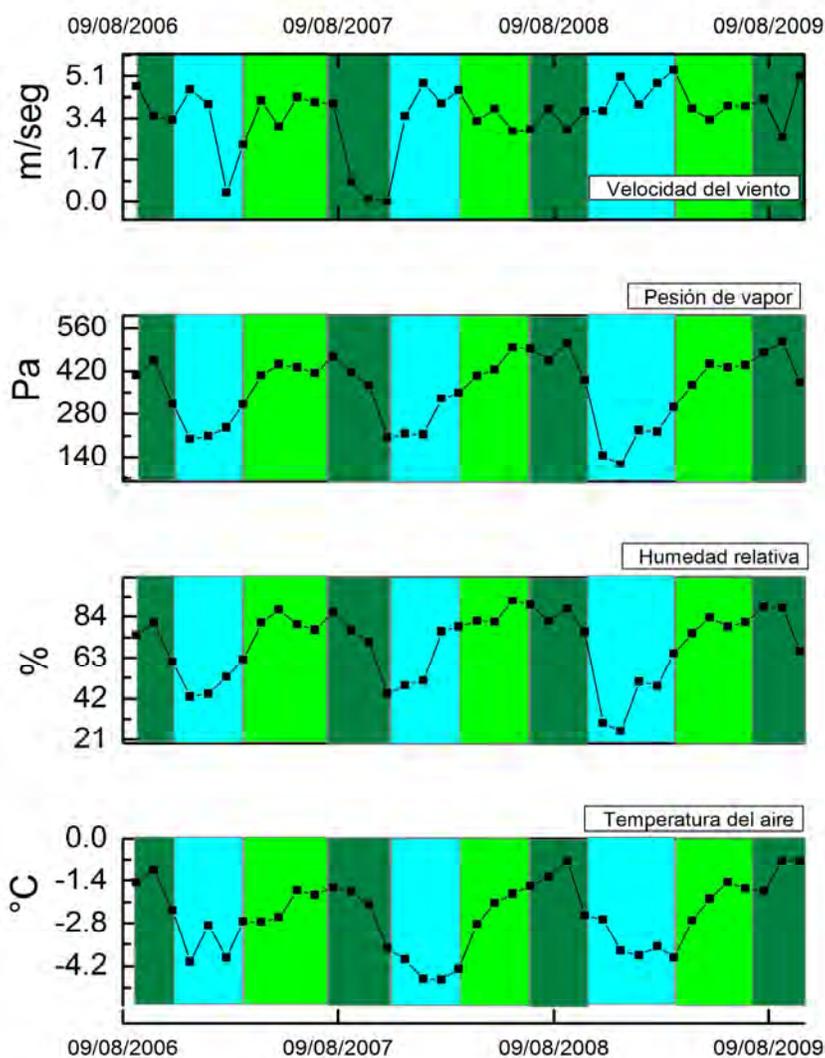


Figura 4.40: Variación interanual de la temperatura del aire, la presión de vapor, la humedad relativa y la velocidad del viento sobre la estación AWS-Glaciár de septiembre de 2006 a octubre de 2009.

La Figura 4.40 muestra la variación interanual de la temperatura, la presión de vapor, la humedad relativa y la velocidad del viento sobre la estación Glaciar. En ésta se han sobrepuesto las estaciones arriba definidas por medio de recuadros de colores que reflejan la variabilidad interanual de cada uno de estos parámetros. En color *cian* los meses que cubren la estación fría y seca donde la temperatura del aire, la presión de vapor y la humedad relativa bajan drásticamente. En verde oscuro aquellos meses donde la temperatura, la humedad y la precipitación han definido a la estación húmeda y cálida del año. Durante esta estación se alcanzan los valores máximos tanto de la presión de vapor como de la humedad y la temperatura. En este color se incluye el periodo de transición donde las precipitaciones y la temperatura comienzan a bajar. En verde claro se muestran las condiciones en los meses fríos y húmedos, aunque la temperatura comienza a subir no alcanza los valores tan altos que ocurren en el verano. La velocidad del viento, desde diciembre de 2007 hasta el final del periodo, no muestra algún patrón interanual importante, sin embargo si muestra un largo periodo de rachas sostenidas.

4.4.2. Componentes del balance de energía

Cada una de las componentes del balance de energía sobre la superficie del Glaciar Norte: Radiación neta (RN), Calor Sensible (H) y Calor Latente (LE) incluido los valores del balance de energía (SEB) encontrados en esta investigación serán analizadas de forma independiente a lo largo de esta sección. La estadística de los valores diarios y cada media hora se muestran en la Tabla 4.13, en la cual podemos tener un panorama general de las variaciones de cada una de las componentes del balance de energía. Las Figuras 4.41 y 4.42 muestran la variación diurna y anual de estas componentes.

La temperatura promedio diaria de la superficie del glaciar tiene un valor promedio de -1.48 °C con temperaturas el 50 % del tiempo menores a los 0 °C y mayores a -2.6 °C. El rango de temperatura de la superficie va de -19.65 a 17.86 °C según

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.4. BALANCE DE ENERGÍA SOBRE LA SUPERFICIE DEL PICO DE ORIZABA

	Promedio	Media	Desv. Std.	25 %	75 %	Mínima	Máxima
T_s	-1.47	-0.097	2.81	-3.17	0.013	-19.65	17.86
[°C]	-1.48	-0.75	1.81	-2.68	0	-10.3	1.86
RN	32.78	-48.43	252.5	-116.2	82.95	-890	1537
[W m ⁻²]	33.46	20.25	64.06	-14.33	71.63	-96.1	500.6
H	-6.38	-1.24	16.95	-11.08	0.005	-215.34	152.08
[W m ⁻²]	-5.76	-2.22	11.35	-8.99	0	-88.33	23.52
LE	-43.48	-25.3494	51.42	-66.08	-3.05	-455.7	21.9
[W m ⁻²]	-36.86	-21.59	41.4	-56	-6.4	-256.57	3.64
SEB	-17.10	-74.58	266.12	-178.14	58.22	-947.55	1521.43
[W m ⁻²]	-9.16	-17.53	64.52	-47.91	21.77	-232.79	473.6

Tabla 4.13: Estadística de los resultados del balance de energía SEB, su componente radiativa y los flujos de calor en la superficie del Glaciar Norte (5100 m.s.n.m.) de septiembre de 2006 a octubre de 2009. La primer línea corresponde al valor calculada para cada media hora, la segunda corresponde a los promedios diarios

los datos registrados cada media en la estación AWS-Glaciar. Su estadística diaria nos indica que la amplitud diurna de la temperatura de la superficie del glaciar es de 0.93 °C, dos veces menor al rango de temperatura anual (2.07 °C). En general la temperatura del glaciar en la superficie está por debajo de los 0 °C sólo el 53 % del tiempo, el resto se encuentra a 0 °C o más. Por lo que puede considerarse que esta superficie se encuentra cercana al punto de fusión tal y como lo establece Paterson (1994, 2010) al momento de simplificar el modelo de balance de energía. Por otro lado esta temperatura también indica que la superficie del glaciar está expuesta a la ablación por fusión la mayor parte del tiempo. Siempre que exista la energía necesaria para derretir el hielo o la nieve en la superficie. Como podemos ver en la Figura 4.41 la variación diurna de la temperatura de la superficie del glaciar alcanza sus valores más altos al medio día, 12-14 hrs. del tiempo local. Durante la noche esta temperatura desciende lentamente hasta alcanzar su valor mínimo horas antes del amanecer (de 5:00 a 6:00 am.). La variabilidad anual de este parámetro muestra algo interesante, pues el valor mínimo de la temperatura cae en el mes de noviembre justo después de la temporada de lluvias donde la variación de este parámetro nos indica que puede alcanzar valores muy cercanos a los 0 °C (Fig. 4.42). Sin embargo,

lo interesante es que gracias a las bajas temperaturas durante la noche en los meses donde las temperaturas son más bajas al resto del año se puede presentar con mayor facilidad el re-congelamiento del material derretido durante el día. A grandes rasgos no se logra apreciar un ciclo anual muy marcado en la temperatura de superficie del glaciar, no obstante, su variabilidad más alta cae justo en los meses de transición entre una estación y otra; ya que ahí, los flujos de calor y la energía entrante sobre la superficie marcan las condiciones de ablación o acumulación de material sobre la superficie y por lo tanto su temperatura.

La radiación neta (RN), es uno de los principales parámetros que dominan la variabilidad del balance de energía sobre la superficie, ésta alcanzó valores mínimos de -890 W m^{-2} y máximos de 1537 W m^{-2} . Su valor promedio es positivo y relativamente bajo dentro del periodo de estudio de septiembre de 2006 a octubre de 2009. La variación diurna de RN está dominada por la entrada de radiación de onda corta durante el día y la emisión de energía de onda larga durante la noche, durante ese periodo ésta tiene valores negativos muy cercanos a cero hasta las 8 de la mañana en donde el gradiente de temperatura entre la superficie glacial y el aire hacen que el glaciar libere radiación de onda larga haciendo que la RN tenga un valor más bajo que durante las horas noche. Su variación estacional (Fig. 4.42) registrada durante este periodo además de ser significativa, nos muestra que entre los meses de agosto y octubre existe un cambio de signo en los valores de RN debidos probablemente a nieve fresca en la superficie durante este periodo el cual corresponde al periodo de lluvias. Esta variación en la RN no se esperaba al momento de comenzar este análisis, sin embargo, más adelante nos ayudará a explicar el porqué del balance de energía obtenido en esta investigación.

Las Figuras 4.43 y 4.44 nos muestran los valores de las tres componentes del balance de energía, modelado en esta investigación, para dos periodos representativos de las estaciones secas y húmedas definidas al principio de esta sección. En estas figuras podemos observar que la RN es la principal fuente de energía sobre

la superficie del glaciar tal y como lo señala Ontiveros-González et al. (2015). Durante la estación seca esta fuente de energía es consumida casi en su totalidad por la fuerte sublimación que existe sobre la superficie Fig. 4.43. En cambio, durante la estación húmeda la RN no cambia su valor promedio pero sí comienza a tener valores más negativos debido probablemente a las precipitaciones estacionales que ocurrieron durante ese periodo. Muchas de las cuales no fueron registradas por la estación AWS-Glaciario. A partir de estas figuras se comienza a visualizar un balance de energía diferente al esperado, por el momento sólo nos enfocaremos en analizar el comportamiento y características de cada una de las componentes del balance de energía. Más adelante abordaremos con más detalle los resultados del SEB y describiremos si éste es o no el balance de energía que se espera al principio de esta investigación.

Los valores calculados cada media hora del calor sensible H varían de -215.34 a 152.08 W m^{-2} con una desviación estándar de 16.95 W m^{-2} . Los valores negativos de H ocurren cuando la temperatura de superficie es mayor que la temperatura del aire lo cual ocurre un 64 % del tiempo registrado. Característica que es importante cuando la temperatura del aire está próxima a los $0 \text{ }^\circ\text{C}$ y el 50 % de los valores de la temperatura de superficie están muy cercanos al punto de fusión (Tabla 4.13). Debido a las variaciones estacionales, solamente durante los meses cálidos y húmedos la temperatura de la superficie del glaciar se encuentra cercana al punto de fusión (julio, agosto, septiembre, octubre). Pues como lo mencionamos arriba, durante el día la temperatura de la superficie no muestra una gran variabilidad en comparación a su variabilidad anual. Lo mismo sucede con el calor sensible H , pues como podemos ver de la Figura 4.41 éste no muestran una variabilidad fuerte durante el día, es decir, su amplitud promedio diaria es bastante baja (2.20 W m^{-2}) en comparación con la variabilidad anual encontrada (10.21 W m^{-2}). El mayor rango anual de calor sensible sobre la superficie del Glaciar Norte ocurre durante la estación húmeda y fría, debido al fuerte contraste que existe entre las bajas temperaturas de la noche y el aumento

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.4. BALANCE DE ENERGÍA SOBRE LA SUPERFICIE DEL PICO DE ORIZABA

de la temperatura del aire al salir el sol en combinación con la cantidad de humedad relativa que existe sobre el glaciar en esa temporada. Por lo tanto, el gradiente entre la temperatura de superficie del glaciar y la temperatura del aire generan un fuerte flujo de calor sensible H en las horas en que el sol comienza a calentar la atmósfera circundante; principalmente al medio día (Fig. 4.41). La menor amplitud anual de H ocurre durante el máximo de la estación húmeda (septiembre) en donde también muestra la menor variabilidad de todo el año (Fig. 4.42).

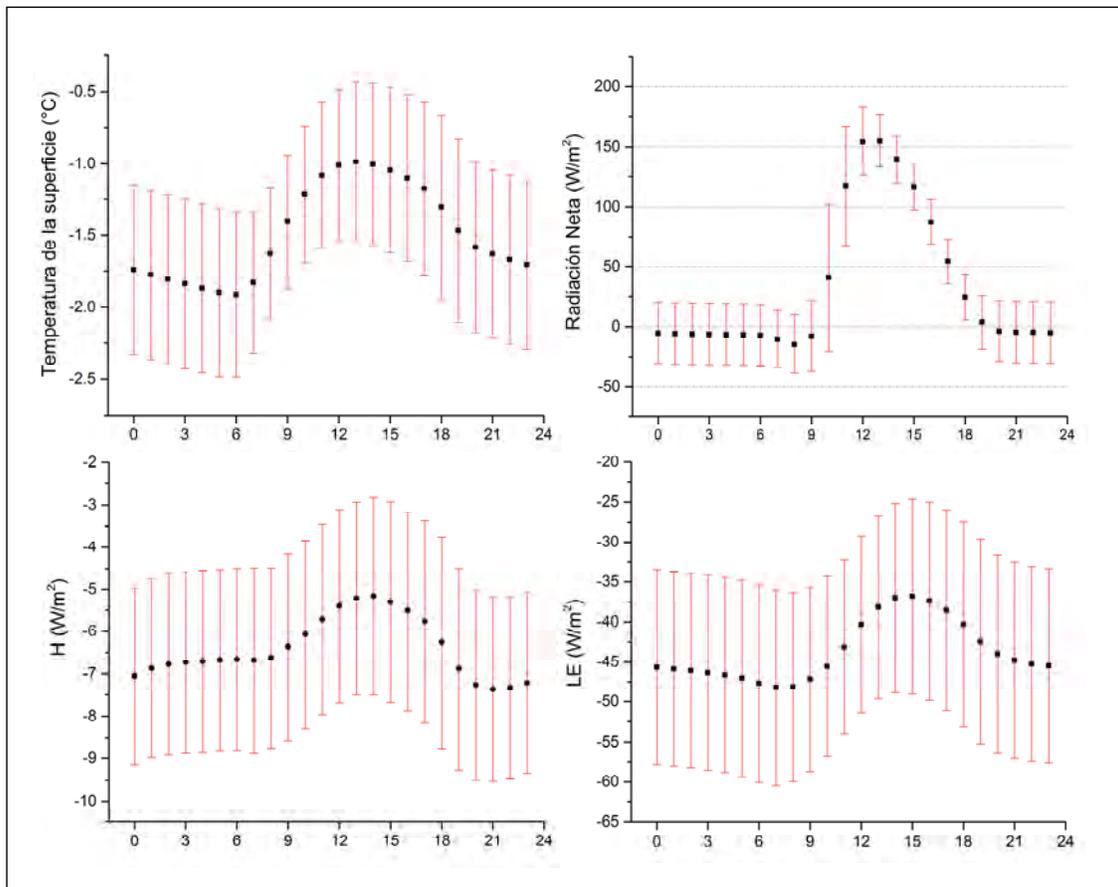


Figura 4.41: Variación diurna de las componentes del balance de energía sobre la superficie del Glaciar Norte. Las líneas en rojo definen la desviación estándar para cada valor obtenido en la estadística diurna.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.4. BALANCE DE ENERGÍA SOBRE LA SUPERFICIE DEL PICO DE ORIZABA

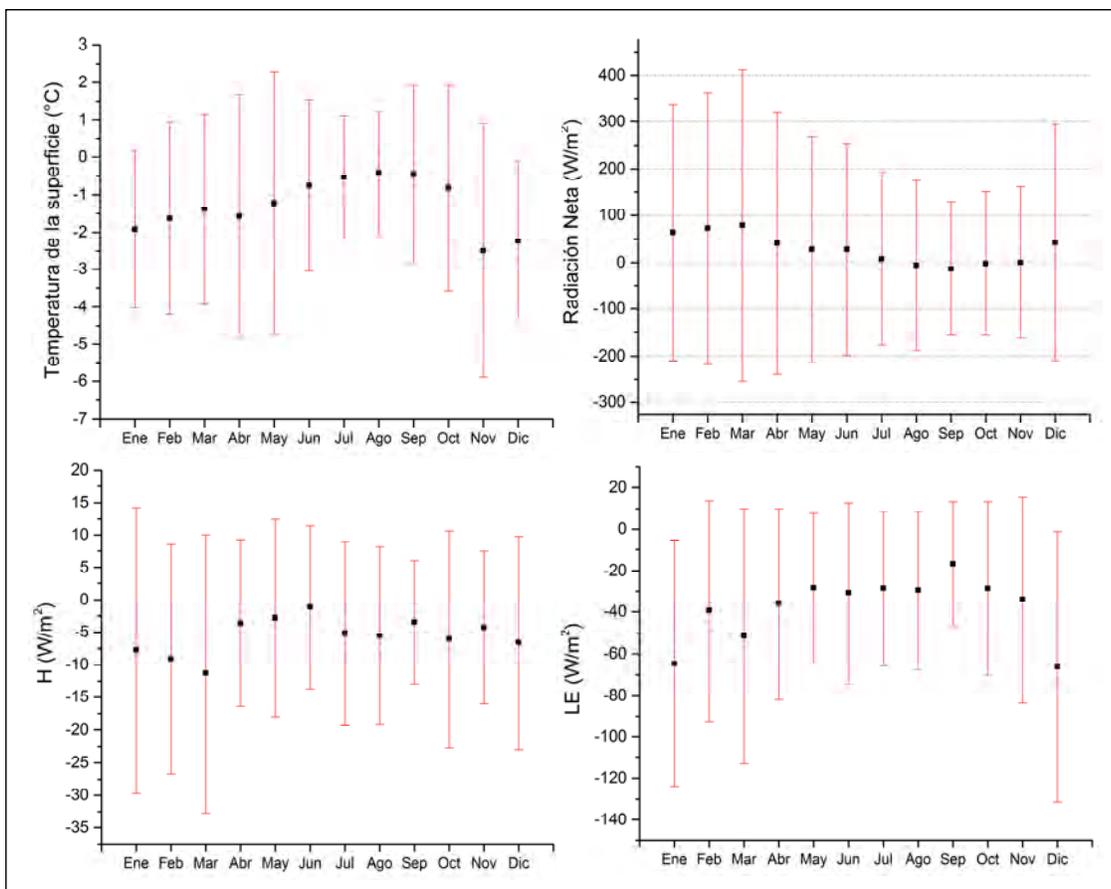


Figura 4.42: Variación anual de las componentes del balance de energía sobre la superficie del Glaciar Norte. Las líneas en rojo definen la desviación estándar para cada valor obtenido en la estadística diurna anual.

El flujo de calor latente LE varía de -455.7 a 21.9 W m^{-2} lo cual implica la ocurrencia de acumulación por condensación o deposición. Los valores positivos de LE (1.26 % del tiempo) ocurren principalmente durante los meses de julio a octubre cuando la saturación de la atmósfera es alta, situación similar al de algunos glaciares tropicales en la Cordillera Blanca de Perú (Kaser et al., 2003). El valor promedio diurno máximo de LE ocurre poco después del medio día donde el viento es mayor y por lo tanto puede transportar mejor los flujos de calor. Durante la noche el flujo de calor latente es pequeño debido al poco viento y el bajo contraste entre la temperatura del aire y superficie del glaciar. La amplitud diurna de LE es de 11.4 W

m^{-2} y su amplitud anual de 49.6 W m^{-2} . En la figura 4.43 podemos ver que durante la estación seca el flujo de calor latente LE tiene valores muy negativos lo cual favorece el proceso de sublimación en la superficie del glaciar. De tal forma que si no existe precipitación y la sublimación es alta deben formarse estas estructuras de hielo conocidas como “*penitentes*”, los cuales pueden alcanzar a medir algunas decenas de centímetros al final de la estación seca (Fig. 4.43). Sin embargo, en la figura 4.44 observamos que durante un periodo de prueba dentro de la estación húmeda (01/06/2009-10/06/2009) el calor latente LE sigue teniendo un aporte negativo al balance de energía explicando porqué la fusión de hielo/nieve en la superficie del glaciar puede coexistir con los procesos de sublimación los cuales frenan un poco esta fusión sobre la superficie. Además esta variación del calor latente también está relacionada con las bajas temperaturas que para el mes de junio aún se presentan sobre la superficie, explicando el porque para esos meses aún se distingue la presencia de penitentes sobre la superficie del glaciar.

Esta misma figura (Fig. 4.44) nos enseña que en ese periodo de prueba la variación de la radiación neta sobre la superficie marca periodos donde los valores son tan negativos que se suman también a los valores negativos del calor latente y a los valores negativos del calor sensible debido a que la temperatura del glaciar para esos meses es mayor a la temperatura del aire sobre la superficie. Esta suma negativa al final de un año hidrológico significa que el balance de energía sobre la superficie del glaciar es negativo y por lo tanto no existe energía disponible para la fusión de hielo/nieve sobre la superficie. Cambiando el régimen de fusión de hielo por un régimen donde la sublimación predomina a la fusión siempre que no existan precipitaciones durante la temporada.

Los periodos de prueba del balance de energía mostrados en las figuras 4.43 y 4.44 fueron seleccionados aleatoriamente con el fin de no limitar el análisis hecho en esta sección a casos particulares donde las condiciones sean justo las que buscamos, por lo tanto, este periodo en el que el balance de energía sobre la superficie del glaciar

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.4. BALANCE DE ENERGÍA SOBRE LA SUPERFICIE DEL PICO DE ORIZABA

es negativo, ha servido de ejemplo de el porqué cuando visitamos el glaciar, muchas veces nos encontramos con condiciones completamente diferentes a las esperadas.

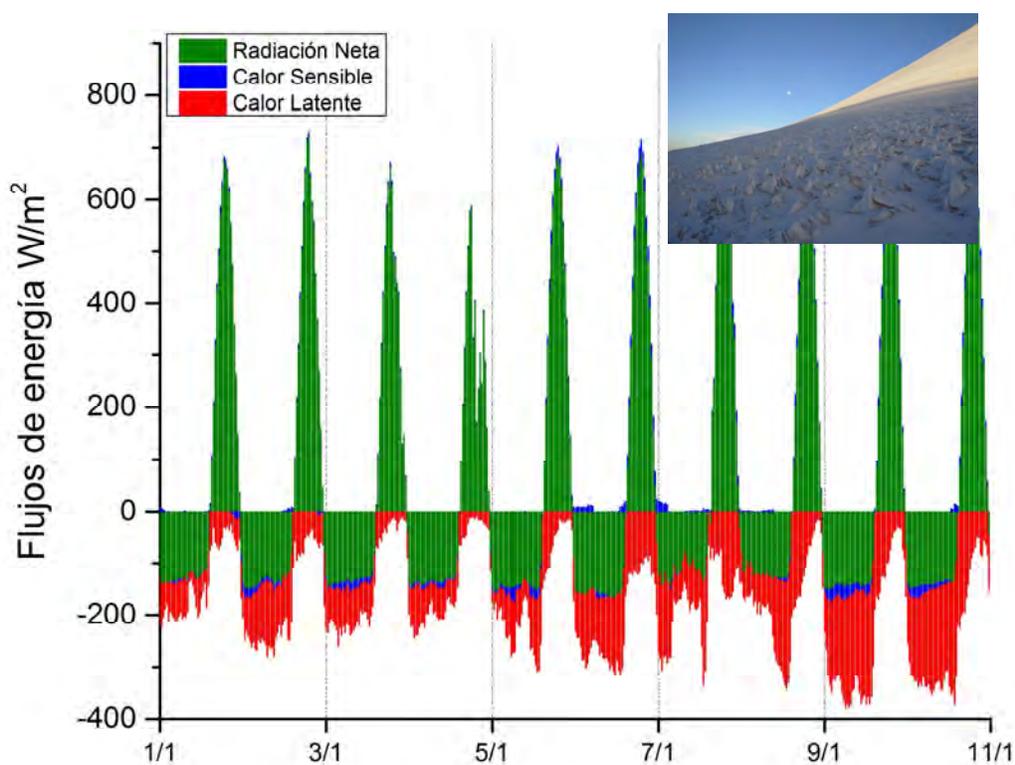


Figura 4.43: Valores cada media hora de las componentes del balance de energía medidas y calculadas mediante el modelo de Paterson (1994, 2010) modificado por Ontiveros-González et al. (2015). Este ejemplo es un periodo de prueba de 10 días durante la estación seca del 1 al 10 de enero de 2010. Durante este periodo la radiación neta es la principal fuente de energía sobre el glaciar la cual es consumida totalmente por una fuerte sublimación en la superficie. Foto tomada por Guillermo Ontiveros

En general, el comportamiento de los flujos de calor turbulentos, la radiación neta, la temperatura de superficie del glaciar y las condiciones particulares de cada estación, coinciden con un escenario similar al de los glaciares tropicales y aún más al de los glaciares sub-tropicales. Ya que sobre la superficie de esos glaciares la radiación neta es la principal fuente de energía, la cual no varía tanto estacionalmente y por lo tanto no determina completamente la variación de los procesos de fusión y sublimación que ocurren en la superficie.

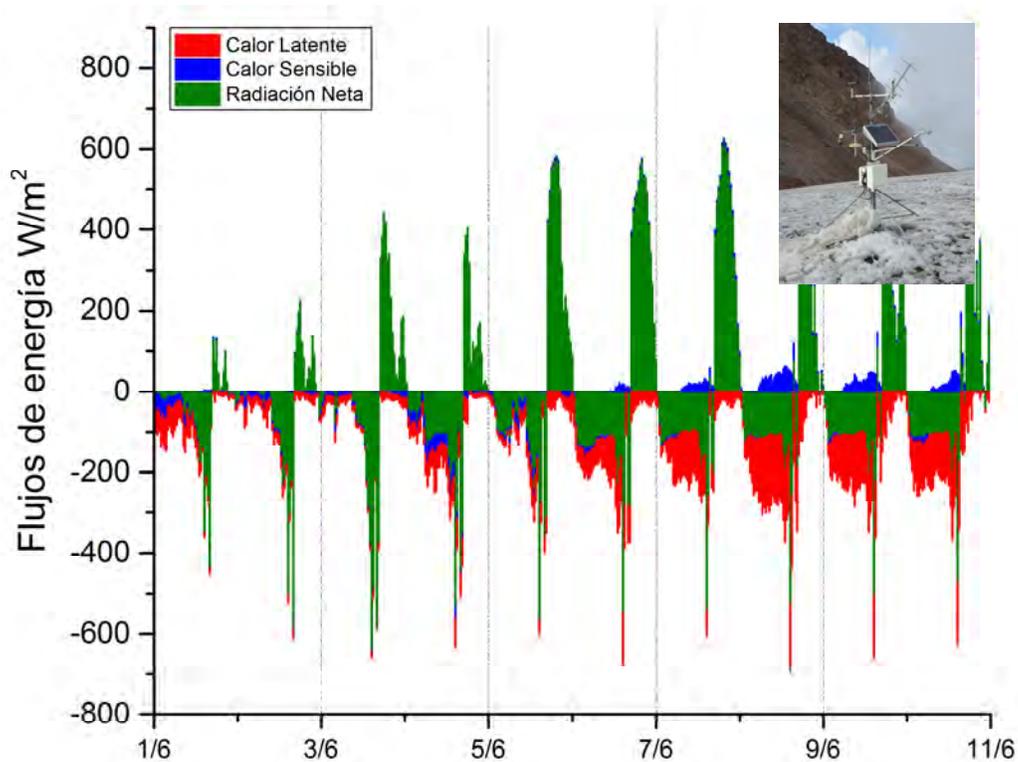


Figura 4.44: Valores cada media hora de las componentes del balance de energía: radiación neta, calor latente y calor sensible. Periodo de prueba de 10 días durante la estación húmeda (1-10 de junio, 2010). Durante este periodo la radiación neta sigue siendo el principal aporte de energía al glaciar sin embargo se registran más valores negativos de esta componente. A pesar de las condiciones de humedad en la temporada el calor latente sigue siendo importante. Foto tomada por Jorge Cortés, 2013

De igual forma que en estos glaciares, la variación del calor latente es el principal responsable de la estacionalidad de la fusión de hielo o nieve sobre la superficie. Por lo que este flujo de calor es uno de los más importantes en la dinámica y evolución de la superficie glacial en los glaciares tropicales y no así en latitudes medias o polares (Wagnon et al., 1999). Finalmente, el hecho de que la humedad relativa no sea baja, nos dice que el flujo de calor latente sobre la superficie del Glaciar Norte durante el periodo de septiembre de 2006 a octubre de 2009 nos acerca más a los glaciares tropicales en donde esta saturación de la atmósfera se ve reflejada en la condensación del agua y vapor de agua sobre la superficie. Lo cual sucede si la temperatura del aire es suficientemente baja, tal y como pasa en los glaciares mexicanos.

4.4.3. Balance de Energía sobre el Glaciar Norte de septiembre de 2006 a octubre de 2009

Los glaciares mexicanos son muy sensibles a las variaciones de precipitación que existen de forma anual e interanual sobre su superficie. De igual manera que en los glaciares tropicales, la precipitación y la humedad relativa en la atmósfera dominan la variabilidad y duración de los flujos de calor sobre la superficie de los glaciares. Definiendo las estaciones húmeda y seca a lo largo del año y condicionando la duración y existencia de los procesos de sublimación y fusión de nieve/hielo en la superficie. Por un lado, la presencia de nubes constantes durante el día y la presencia de nieve fresca sobre la superficie disminuyen los valores de Radiación Neta drásticamente dando mayor peso a los flujos turbulentos de calor. Por otro lado, condiciones muy secas y de cielo despejado favorecen los procesos de sublimación en la superficie y según las condiciones de temperatura éstos procesos pueden inhibir la fusión de hielo o nieve en la superficie. Además la humedad relativa alta combinada con altos flujos de calor latente negativos pueden provocar condiciones de condensación de agua o vapor sobre la superficie de los glaciares siempre que la temperatura permanezca por debajo de los 0°C. Por lo tanto, es importante analizar los valores del **balance de energía** sobre la superficie de los glaciares mexicanos a fin de caracterizar mejor las condiciones que existen para el **balance de masa** en estos glaciares.

Los resultados del balance de energía calculados a partir de los datos de la estación AWS-Glaciar nos muestran que la radiación neta es el principal aporte de energía sobre la superficie, además de ser el principal parámetro que determina la variabilidad del balance de energía (Ontiveros-González et al., 2015). Sin embargo, los flujos de calor latente ocupan el segundo lugar dentro del balance de energía calculado en esta zona de septiembre de 2006 a octubre de 2009. Ejemplo de esto, son los valores acumulados de cada una de las componentes del balance de energía mostradas en la Figura 4.45. En ésta podemos observar que los valores de calor latente (LE) sumados a los valores menos representativos del calor sensible (H arro-

jan valores bastante negativos, los cuales marcan una tendencia negativa del balance de energía acumulado durante estos 10 días de prueba dentro de la estación húmeda (01/06/2009-10/06/2009). Durante este periodo, la variabilidad del balance de energía es claramente representada por la variabilidad de la RN, que para este periodo muestra valores negativos que pudieran estar relacionados a condiciones de nubosidad o nieve fresca sobre la superficie.

Por otro lado, en la Figura 4.46 se observa que durante el periodo de prueba de 10 días dentro de la estación seca (01/01/2009-10/01/2009) el balance de energía está dominado por el flujo de calor latente, que bajo condiciones de poca humedad y baja temperatura estaría asociado directamente a la sublimación constante sobre el glaciar. Por lo tanto, es normal que la tendencia del balance de energía sea negativa ya que la sublimación inhibe la fusión de nieve sobre la superficie y por lo tanto la energía disponible para fusión (ahora negativa) es ocupada totalmente en la sublimación generada por los altos valores negativos del flujo de calor latente (LE). Estas condiciones son bastante similares a las que suceden en glaciares tropicales como el Kilimanjaro, donde los valores de LE permanecen negativos gran parte del año (Mölg y Hardy, 2004).

El valor promedio del balance de energía calculado cada media sobre la superficie del Glaciar Norte en el periodo de septiembre de 2006 a octubre de 2009 resultó negativo (-17 W m^{-2} ; tabla 4.13). Este promedio nos lleva a pensar que durante todo este periodo el calor latente fue el principal moderador de los procesos de ablación/acumulación definidos por la magnitud y signo del balance de energía sobre la superficie. Es decir, si el signo del balance de energía promedio durante el periodo fuese positivo, estaríamos hablando de que existe energía disponible para la fusión de hielo o nieve sobre la superficie. Sin embargo, dado que este valor es negativo, tenemos el caso contrario a lo que sucede normalmente sobre una superficie glaciar en pleno retroceso. Es decir, contamos con las condiciones necesarias para la acumulación y preservación de nieve sobre la superficie. Inhibiendo el proceso de fusión

por sublimación constante y disminuyendo los valores de radiación neta mediante un cambio positivo en el albedo debido a condiciones de nieve fresca sobre la superficie del glaciar. Lo cual únicamente ocurriría si la precipitación sólida es constante y las temperaturas por debajo de los 0 °C. Ambas condiciones se cumplen según los resultados mostrados anteriormente.

1) Considerando que no existen registros importantes de precipitación líquida sobre la estación AWS-Glaciár y que las condiciones de humedad son altas la mayor parte del tiempo, es posible que exista precipitación sólida sobre la superficie la cual no pudo ser medida mediante los sensores de precipitación de esta estación. 2) La variabilidad diurna y anual de la temperatura del aire y de la superficie del glaciar son muy bajas y presentan promedios negativos de temperatura.

La secuencia de fotos de la estación AWS-Glaciár tomadas durante su instalación, mantenimiento y captura de datos entre el 2006 y el 2009 (4.47) nos muestra claramente las condiciones reflejadas por el balance de energía dentro de las figuras 4.45 y 4.46. Ya que existe una acumulación considerable de nieve al final de este periodo la cual pudo conservarse entre estaciones debido a los fuertes flujos de calor latente negativos que inhibían constantemente la fusión de este material, además del 1% de las horas en las que el re-congelamiento del material pudo darse debido a los valores positivos de LE . Por otro lado, la temperatura del aire y de la superficie del glaciar jugaron un rol importante en estas condiciones pues al estar siempre por debajo de los 0°C ayudaron a mantener en equilibrio el estado de agregación del material depositado sobre el glaciar. La energía total acumulada del balance de energía en este periodo fue de **-10,248 $W m^{-2}$** , lo que es igual a -8.85×10^8 Joules m^{-2} , que transformados a kg/m^{-2} nos dan $-2,654.63 kg/m^{-2}$ ó **-2.65 $m w.eq.$**

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.4. BALANCE DE ENERGÍA SOBRE LA SUPERFICIE DEL PICO DE ORIZABA

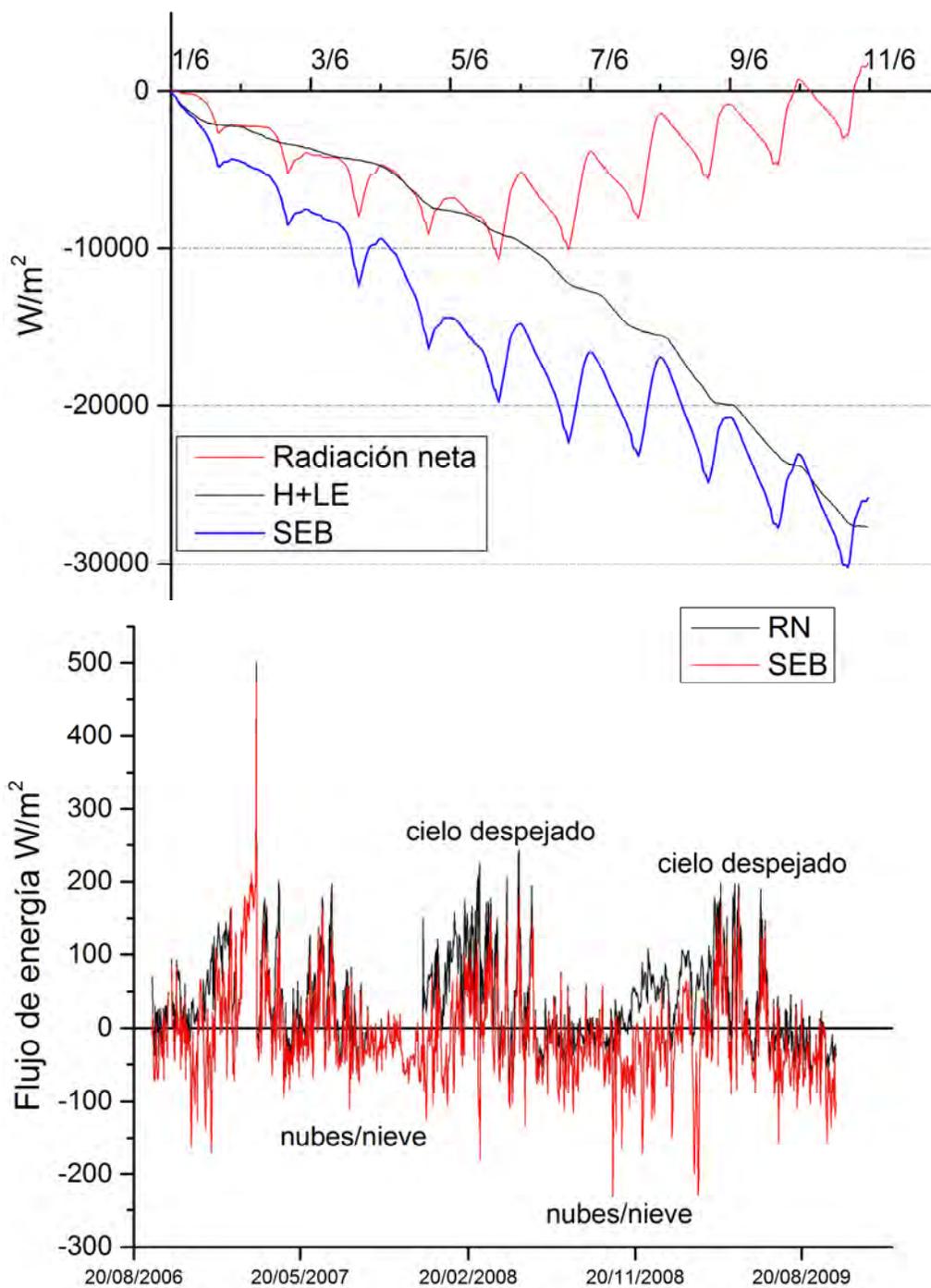


Figura 4.45: Arriba, Balance de energía, Radiación Neta y flujos de calor turbulentos acumulados dentro de un periodo de prueba en la estación húmeda (1-10 de junio, 2009). Abajo, se muestra la forma en que la radiación neta domina la variabilidad del balance de energía durante todo el periodo de estudio de septiembre de 2006 a octubre de 2009.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.4. BALANCE DE ENERGÍA SOBRE LA SUPERFICIE DEL PICO DE ORIZABA

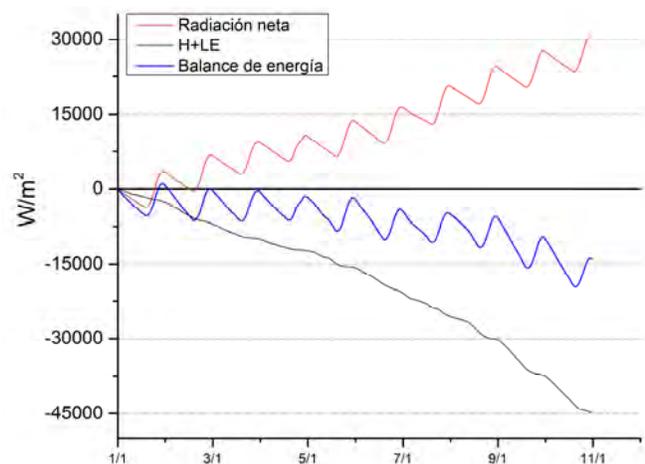


Figura 4.46: Balance de energía, Radiación Neta y flujos de calor turbulentos acumulados dentro de un periodo de prueba de diez días durante la estación de secas (1-10 de enero, 2009).



Figura 4.47: Condiciones de acumulación y preservación de nieve/hielo sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba entre septiembre de 2006 y octubre de 2009. Estas condiciones coinciden con el balance de energía negativo calculado para ese periodo. Fotos tomadas por José Manuel Álvarez Nieves.

4.5. Balance de Masa

El Balance de masa implementado en esta investigación se basó en un modelo meteorológico que simula la energía disponible para fusión de hielo o nieve y las precipitación acumulada sobre la superficie a partir de datos meteorológicos y el calculo del balance de energía sobre toda la superficie del glaciar. Este modelo se explica con mayor detalle en la sección 3.5 donde también se establecen las bases para la implementación de dicho modelo al estudio de los glaciares mexicanos.

Este modelo se aplicó sobre las zonas del Pico de Orizaba, Iztaccíhuatl y Popocatépetl donde existen o existieron glaciares en los últimos 60 años. Sobre estos se modelo el balance de masa en dos periodos: 1979-1989 y 1999-2006; ambos definidos por la disponibilidad de los datos meteorológicos y por los periodos de máxima actividad glacial en México (retroceso). Para el caso del Popocatépetl, éste último periodo únicamente se realizó con el fin de ejemplificar la forma en que estaría variando el balance de masa sobre la superficie del glaciar si éste no hubiera desaparecido en el 2001 a consecuencia de la fuerte actividad volcánica en la zona.

Cada corrida del modelo necesita establecer sus parámetros de entrada y los datos meteorológicos con los cuales hará la simulación de las condiciones de temperatura, presión, precipitación, presión de vapor, temperatura de superficie y los flujos radiativos cada hora. A partir de estos se obtiene el balance de energía y por lo tanto la cantidad de energía disponible para la fusión del hielo o la nieve que haya caído durante la simulación. Como resultado, tendremos el valor del balance de masa acumulado cada hora producto de esta simulación, mostrando el valor del balance de masa acumulado en cada periodo sobre tres puntos de muestreo previamente establecidos al inicio del modelo y respecto a cada uno de los sitios glaciales en México.

Así, la sección Balance de Masa estará dividida en 7 sub-secciones: dos secciones para cada uno de los tres sistemas glaciales en México definidas por los periodos

de muestreo de los datos meteorológicos, en estas secciones se mostrará el resultado final del balance de masa y su distribución sobre la superficie glacial; una última sección en donde haremos una validación simple de los resultados del modelo de balance de masa a partir de comparaciones entre los datos meteorológicos simulados y los medidos por las estaciones meteorológicas utilizadas en esta investigación. La última parte de la validación se hará en función de los resultados obtenidos del balance de energía calculado anteriormente, estableciendo algunas comparaciones cualitativas y cuantitativas con el balance de energía simulado. Finalmente mostraremos los resultados en términos de volumen perdido con el fin de comparar a éstos con los demás volúmenes calculados en esta investigación, de tal forma que podamos observar si este modelo subestima o sobreestima la cantidad de hielo perdido por los glaciares mexicanos durante los últimos años.

La existencia de las zonas de acumulación, de ablación, la ELA y la forma del perfil del balance acumulado obtenidos en esta sección, serán de ayuda más adelante para complementar el régimen glaciológico y climático de los glaciares mexicanos que hemos venido descubriendo a lo largo de este trabajo. A partir de estos regímenes compararemos a los glaciares en México con aquellos glaciares en los trópicos y las latitudes medias con el fin de establecer la caracterización de los glaciares mexicanos en términos geográficos, climáticos y glaciológicos regionales.

4.5.1. Balance de masa 1979-1989, Pico de Orizaba

Para la modelación del balance de masa sobre la superficie del Glaciar Norte entre 1979 y 1989, se establecieron cuatro zonas de muestro dentro y fuera de los límites del glaciar en esas fechas. Aprovechando que en este periodo aún existían las lenguas glaciales de Jamapa y Chichimeco, uno de los puntos se centró en la parte baja de Jamapa a 4770 m.s.n.m. y otro más a 4976 m.s.n.m. Este último resultó ser el punto de mayor ablación con respecto al punto más bajo en Jamapa y a un tercero ubicado cerca de la cima del volcán. El cuarto punto es un punto de referencia común

en casi todas las corridas del modelo ya que se ubica en la posición geográfica de donde se obtienen los valores meteorológicos en los datos de reanálisis.

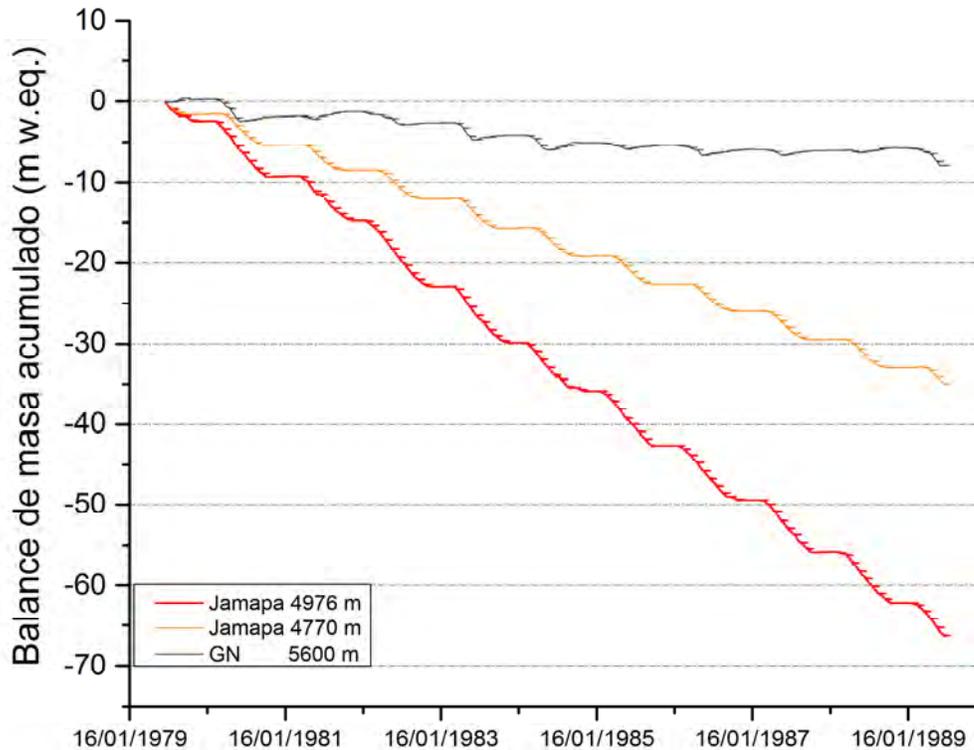


Figura 4.48: Balance de masa acumulado en tres puntos sobre la superficie del Glaciar Norte (GN) en el Pico de Orizaba de 1979 a 1989. Esta balance negativo coincide perfectamente con la tendencia de retroceso glacial en el Pico de Orizaba, la cual durante esos años no era tan pronunciada pero sí contribuyo a la eventual extinción de la lengua glacial Jamapa.

La gráfica del balance de masa acumulado en la Figura 4.48 muestra cómo todos los puntos de referencia sobre el glaciar están en plena ablación durante todo el periodo modelado (10 años). La ablación más fuerte se da en la zona alta del glaciar Jamapa a 4976 m. Esta zona es una zona mayormente expuesta a la radiación solar y por lo tanto las tasas de ablación resultaron más altas y así el balance de masa neto modelado (Fig. 4.49). Esta parte de la lengua glacial de Jamapa es una zona sensible a los procesos de ablación y al gradiente de temperatura, ya que cómo lo pudimos ver anteriormente, las partes altas de esta lengua glacial se separaron de las partes más bajas acelerando así el proceso de extinción de la misma (Figura 4.5).

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

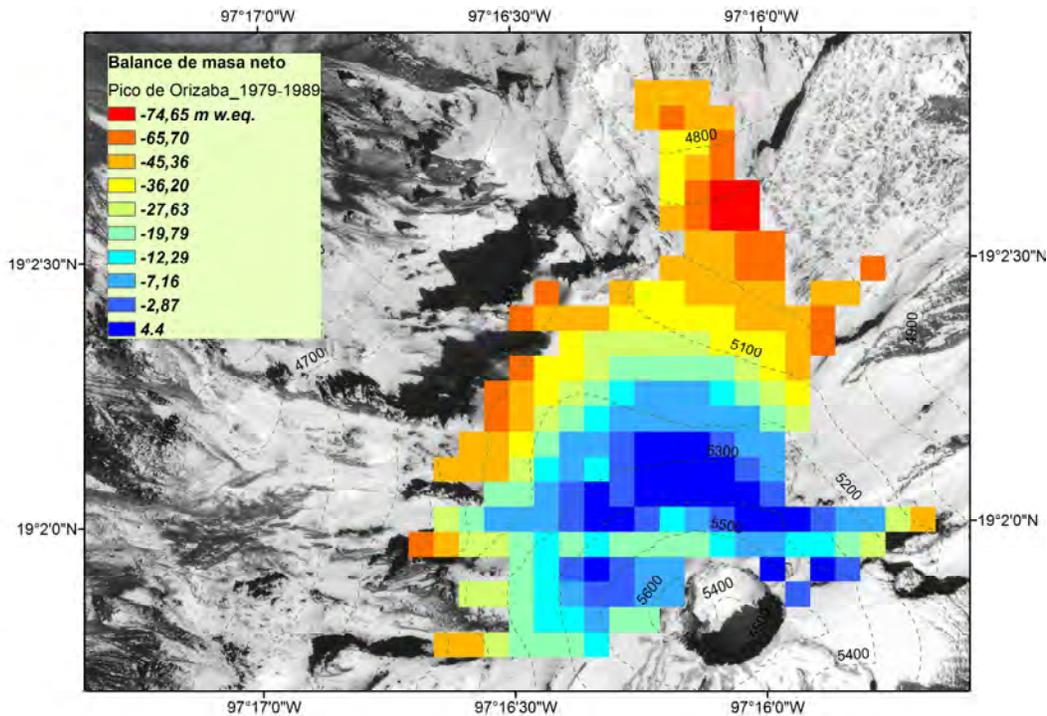


Figura 4.49: Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie del Glaciar Norte y las lenguas glaciales en el Pico de Orizaba (1979-1989). Los valores más negativos del balance de masa neto se dan justo sobre la lengua glacial de Jamapa que para 1995 ya se había extinguido.

Este cambio de pendiente en la zona de Jamapa puede influir fuertemente en los valores de albedo modelados. Ya que en promedio el valor del albedo de la nieve en esta zona de fuerte ablación (4976 m.s.n.m.) era del 50 % con un rango de 34 a 87 %. Este valor de albedo puede explicar por qué esta parte del glaciar retrocedió fuertemente entre 1975 y 1995 y por qué el modelo muestra una fuerte ablación justo en esa zona a partir del balance de masa acumulado. Ya que los flujos turbulentos de calor presentan valores promedio bastante bajos durante ese periodo, y la temperatura de superficie está en promedio a -4°C , sólo nos quedan las componentes radiativas como la principal fuente de energía responsable de tan acelerado retroceso.

Durante este periodo y sobre toda la superficie glacial el balance total neto calculado a partir de los resultados de este modelo y de un análisis básico hecho en

ArcGIS fue de -22.5173 m w.eq. La transición entre los valores de balance de masa positivos y negativos se da por encima de los 5200 m.s.n.m. y por debajo de los 5300 m.s.n.m. (Fig. 4.49). Esta transición, dado que estamos hablando del balance total neto sobre el glaciar podríamos relacionarla directamente con la posición de la ELA determinada mediante los resultados de este modelo.

4.5.2. Balance de masa 1979-1989, Iztaccíhuatl

Dentro del periodo de 1979 a 1989 los resultados obtenidos para el balance de masa acumulado sobre la superficie de los glaciares del Iztaccíhuatl muestran una fuerte tendencia de pérdida de masa glacial. En los cuatro sitios de prueba seleccionados para este lugar, los resultados fueron contundentes respecto al balance de masa negativo en todo el periodo, siendo el glaciar del Pecho uno de los dos sitios en donde los valores de pérdida fueron más bajos. En este caso, los puntos ubicados en el glaciar de Ayoloco y el glaciar de Atzintli fueron los sitios con mayor tasa de balance de masa negativo (Fig. 4.50). Este balance de masa negativo es tan marcado que justo entre 1970 y 1990 el límite glacial en el Iztaccíhuatl retrocedió poco más de 100 m, sin embargo no existen registros del área entre estas dos fechas que puedan confirmarnos esta fuerte tasa de pérdida de masa reflejada por los resultados del balance de masa.

En comparación al balance de masa acumulado sobre el Pico de Orizaba, podemos observar que la tasa de pérdida de masa en el glaciar de Ayoloco es aún más alta que la modelada para la lengua glacial Jamapa durante este mismo periodo (Fig. 4.48). Incluso, los valores de balance de masa sobre toda la superficie del volcán Iztaccíhuatl son completamente negativos (Fig.4.51) a diferencia de los valores de balance positivo que se registraron en la parte más alta del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Una de las posibles explicaciones a los resultados mostrados del balance de masa sobre el Iztaccíhuatl es el hecho de que la Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA) encontrada sobre el Pico de Orizaba tiene valores entre los 5200

y 5300 m.s.n.m., altitudes que coinciden con la altitud de la cima de este volcán. Por lo tanto podemos decir que durante este periodo la superficie de los glaciares en el Iztaccíhuatl estaba definida como una superficie en ablación constante debido a la altitud de estos glaciares. Las distribución del balance de masa mostrada en la Figura 4.51 nos llevó a calcular un balance de masa total neto sobre la superficie del Iztaccíhuatl de aproximadamente -71.61 m w.eq., más del doble del valor calculado para el Pico de Orizaba dentro de ese mismo periodo.

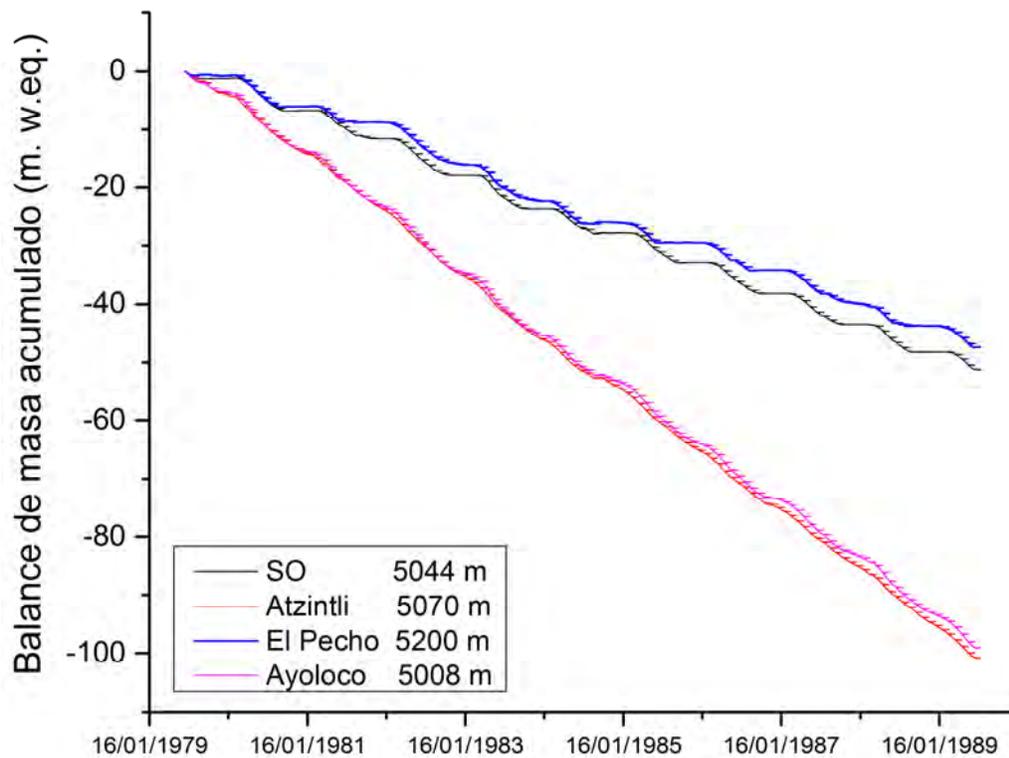


Figura 4.50: Balance de masa acumulado de 1979 a 1989 para cuatro puntos de muestreo sobre los glaciares del volcán Iztaccíhuatl.

4.5.3. Balance de masa 1979-1989, Popocatépetl

De igual forma a lo que sucede en la superficie de los glaciares en el Iztaccíhuatl, el balance de masa modelado sobre el glaciar Ventorrillo (Popocatépetl) indica que

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

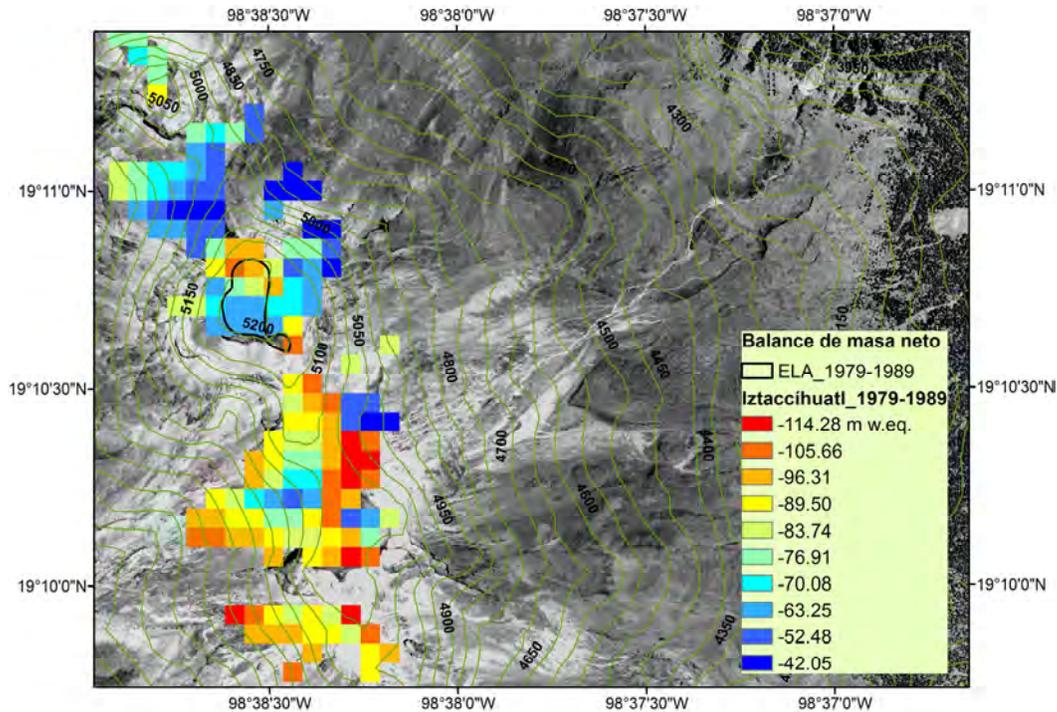


Figura 4.51: Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie de los glaciares del Iztaccihuatl de 1979 a 1989. El valor total del balance de masa acumulado sobre toda la superficie para este periodo fue de -7,626 m w.eq.

toda la superficie del glaciar está en estado permanente de ablación. Los cuatro puntos seleccionados sobre la superficie de este glaciar arrojan valores negativos del balance de masa acumulado principalmente en la parte baja del glaciar (4855 m.s.n.m.). A partir de estos cuatro puntos podemos ver que el balance de masa acumulado se va haciendo más negativo conforme vamos de la parte alta del glaciar a la parte baja del mismo. Y nuevamente, dado que para ese año la ELA determinada por el modelo se encuentra ubicada entre los 5200 y 5300 m.s.n.m., la superficie de este glaciar se encuentra completamente en ablación por tener una altitud promedio más baja a la posición de la ELA (5050 a 5145 m.s.n.m.).

Las figuras 4.52 y 4.53 muestran gráficamente el balance de masa acumulado para cada uno de los cuatro puntos seleccionados y la distribución del balance de masa acumulado sobre toda la superficie. Esta última nos deja observar justamente

cómo toda la superficie del glaciar se encontraba permanentemente en estado de ablación. Por lo que el balance total neto de masa sobre la superficie del glaciar Ventorrillo entre 1979 y 1989 resultó ser de -31.23 m w.eq. Con esta cifra podemos decir que los glaciares del Pico de Orizaba tuvieron la menor pérdida de masa glacial registrada en México durante ese periodo.

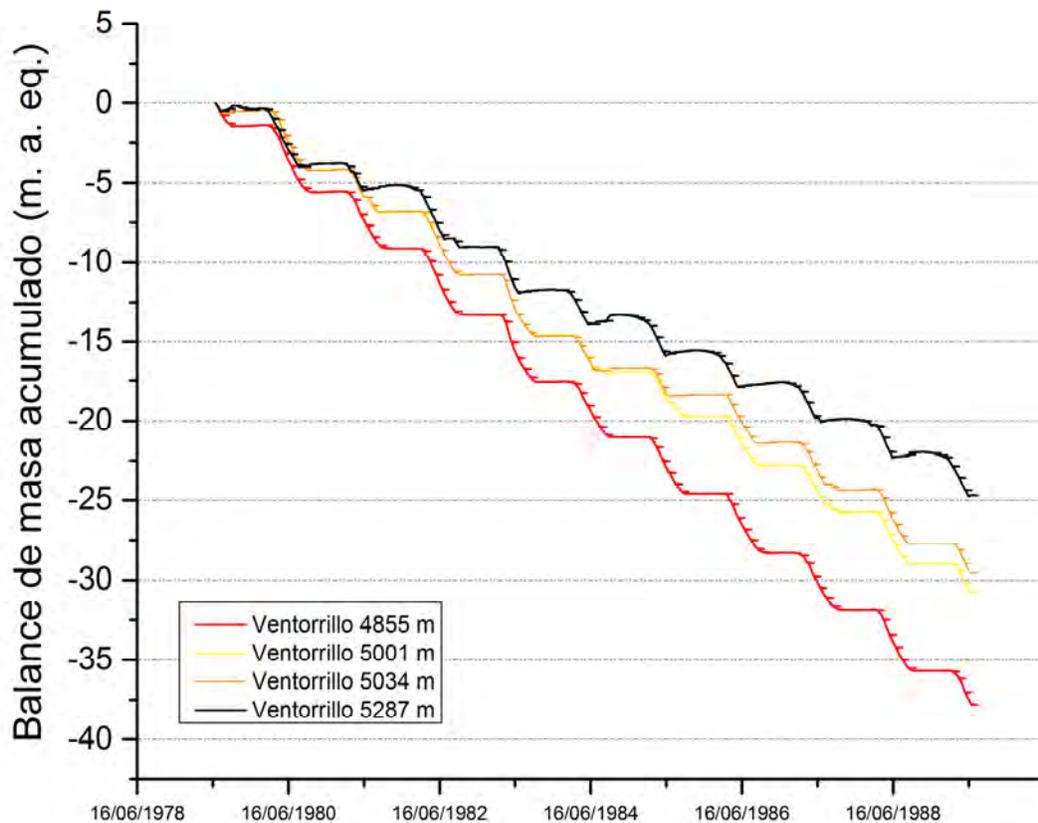


Figura 4.52: Balance de masa acumulado de 1979 a 1989 para cuatro puntos de muestreo sobre el volcán Popocatepetl.

4.5.4. Balance de masa 1999-2006

Entre 1999 y 2006 la tendencia del balance de masa acumulado sobre los glaciares del volcán Iztaccíhuatl se mantenía bastante similar a la mostrada entre 1979 y 1989. Para el caso del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl el balance de masa acumulado

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

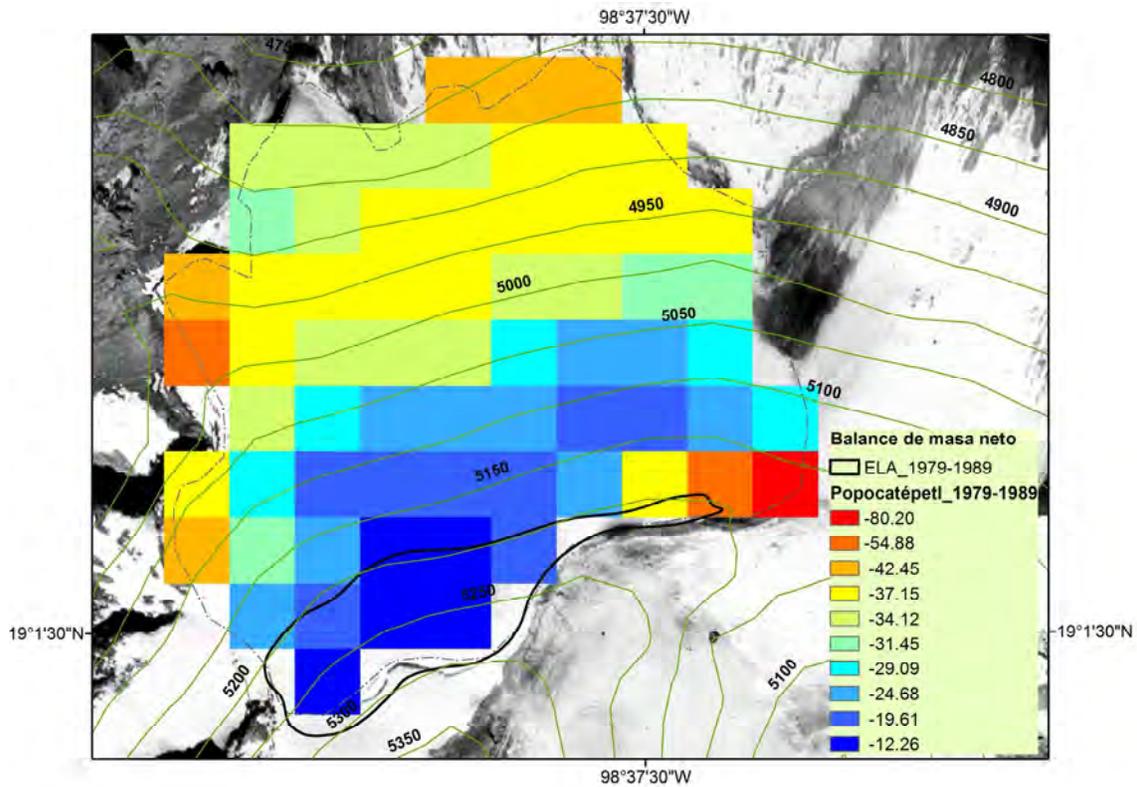


Figura 4.53: Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie glaciar del Popocatepetl de 1979 a 1989.

medido cerca la cima del volcán cambió su tendencia considerablemente, pues al principio de este periodo el balance de masa tenía valores positivos que continuaron hasta la mitad del periodo de medición (Fig.4.54, línea color cian). Sobre este volcán se pudo monitorear un punto sobre la superficie a 5297 m.s.n.m. que presentó balance positivo durante todo el periodo de prueba. Más abajo, a 5246 m.s.n.m. el balance de masa acumulado volvía a ser completamente negativo indicando una posible división de la superficie del glaciar en áreas respectivas de ablación y acumulación. Cerca de la cima, es una zona donde el balance de masa puede ser positivo pero por su exposición a la radiación los procesos de ablación dominan a los de acumulación haciendo que la tendencia del balance de masa cambie y se vuelva completamente negativa.

Es importante notar que la zona con tendencia de balance de masa positivo (Fig.4.54, línea verde) muestra menos variaciones anuales que las zonas donde el balance total de masa es negativo. Esto nos indica que la zona de nuestro a 5297 m.s.n.m. funciona como una zona de recarga en el glaciar, donde los flujos turbulentos de calor y la temperatura del aire conservan el material depositado haciendo que la variación del balance de energía sobre la superficie esté menos ligado a la variabilidad de la radiación neta. Visto desde otro enfoque, si consideramos la posición promedio de la ELA calculada sobre el Pico de Orizaba durante ese mismo periodo (5194 m.s.n.m.), tenemos que a 5297 m.s.n.m. nos encontraríamos dentro de la zona de acumulación del glaciar, lo cual puede verse directamente de la distribución de los valores del balance de masa acumulado para este glaciar en la Figura 4.55.

Los resultados del balance de masa mostrados para el Glaciar Norte, comparados con los balances de masa obtenidos para los otros dos sistemas glaciares (sin olvidar que los glaciares del Popocatepetl para el 2001 ya estaban extintos), nos llevan a la conclusión de que es la altitud la que determina el régimen de acumulación y ablación que existe aún sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Por un lado, la posición promedio de la ELA calculada sobre el Pico de Orizaba con el método AABR es de 5194 m.s.n.m, en el Popocatepetl usando el mismo método (con curvas de nivel de mayor resolución) la ELA se encontró en 5022 m; usando este MBM encontramos que la ELA está entre 5200 y 5300 m.s.n.m. Por lo tanto, debemos suponer que este modelo de balance de masa es sensible a la resolución del MDE, posicionando la ELA por encima de la parte más alta del volcán Iztaccíhuatl. Este efecto da como resultado un régimen glacial de constante ablación.

En la Figura 4.54 se ejemplifica también cómo sería el balance de masa acumulado sobre el volcán Popocatepetl si estos glaciares no se hubieran extinguido a causa de la actividad volcánica. En esta figura podemos observar cómo los valores de pérdida de masa son menores a los calculados en la zona de El Pecho o sobre los límites del antiguo glaciar Atzintli, por lo que podríamos suponer que sin actividad volcánica

este glaciar aún existiría y tendría características similares a las del glaciar de El Pecho.

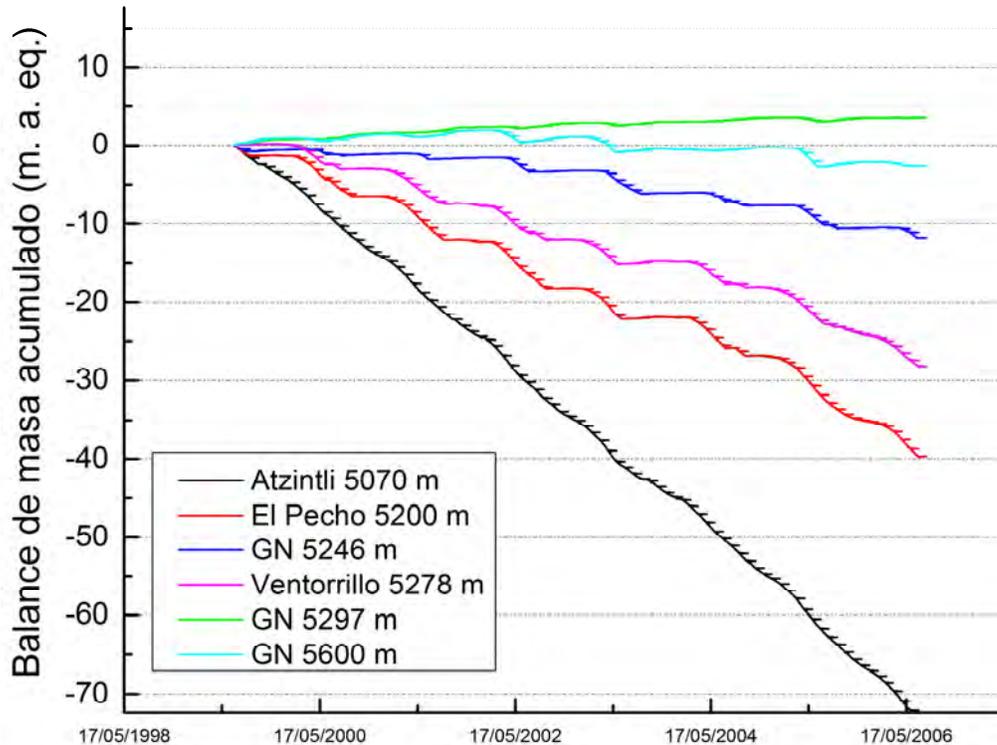


Figura 4.54: Balance de masa acumulado entre 1999 y 1999 sobre diferentes puntos de muestreo en los tres sistemas glaciales mexicanos. En color verde se muestra un ejemplo de balance de masa acumulado sobre una zona de acumulación en el Glaciar Norte del Pico de Orizaba.

4.5.5. Validación del modelo de balance de masa

Una de las formas más sencillas de evaluar el modelo de balance de masa implementado en esta investigación fue comparar los flujos de calor y los parámetros meteorológicos modelados con aquellos medidos sobre la superficie del glaciar. Dado que no contamos con mediciones directas del balance de masa sobre la superficie de los glaciares mexicanos, la única alternativa es analizar aquellos parámetros modelados que son representativos dentro del cálculo del balance de masa y que además podemos contar con mediciones in-situ para compararlos. A pesar de que los pe-

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

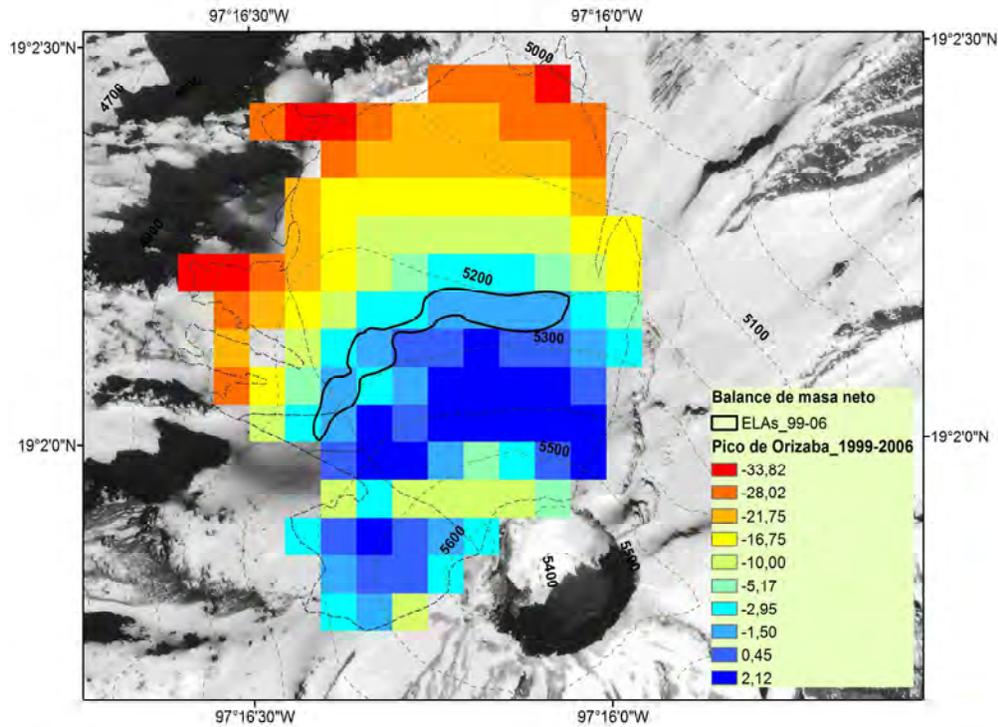


Figura 4.55: Distribución del balance de masa neto calculado sobre la superficie glacial del Pico de Orizaba entre 1999 a 2006.

riodos de medición y simulación son diferentes, los valores de estos parámetros no deberían de variar drásticamente año con año, es decir, si comparamos los flujos de calor y la radiación neta simuladas para el 2005 y 2006 con aquellos valores medidos entre 2006 y 2007, en principio deberían tener rangos similares de variación. Pues la temperatura del aire no se puede disparar de un año a otro o la temperatura de la superficie del glaciar no puede ser completamente positiva de un año al otro.

Para esta comparación elegimos uno de los puntos de muestreo del modelo en donde la altitud fuera similar a la altitud a la cual se encuentra ubicada la estación AWS-Glaciár (5100 m.s.n.m.). Una vez elegido estos puntos, seleccionamos las variables meteorológicas y flujos de calor modelados que pudiéramos comparar con los datos medidos y calculados con la estación meteorológica. Estos parámetros fueron la temperatura de superficie, la temperatura de aire, la presión de vapor, la radiación

neta, los flujos turbulentos de calor sensible y calor latente y el balance de energía en la superficie (SEB) en sus promedios diarios y acumulados.

La Figura 4.56 muestra que la temperatura de superficie modelada tiene una variabilidad más alta que la temperatura de superficie medida. La principal diferencia es que la magnitud de la temperatura de superficie modelada es al menos dos veces menor que la temperatura medida. Una posibilidad es que estamos comparando dos puntos con poco más de 100 metros de elevación de diferencia, lo cual implica que la temperatura de la superficie disminuya. Sin embargo, esta disminución contrasta con los valores de la temperatura del aire modelada, generando entre estas un gradiente de temperatura más grande. En este caso, podemos observar de la Figura 4.56 que la temperatura del aire modelada es al menos 5 °C más alta que la temperatura registrada en la estación Glaciar. Diferencia que puede ser atribuida directamente al escalamiento que se hace de la temperatura del aire del nivel correspondiente a la estación virtual a la altitud del glaciar donde se calcula el balance de energía. Ya que la topografía de la montaña es tan compleja que la proyección que se hace de la temperatura del aire a la altitud del glaciar está subestimada y por lo tanto tenemos temperaturas bastante positivas una buena parte del año. Como ya lo mencionamos, esto genera un mayor gradiente entre la temperatura del aire y la superficie del glaciar. Lo cual se ve reflejado en los valores del calor sensible modelado (Fig.4.56). Por otro lado, el calor latente modelado sobre un punto a 5246 m.s.n.m. es en magnitud mucho más pequeño que el medido en la estación Glaciar; lo cual también explica el por qué sobre este punto el balance de masa acumulado es negativo. La respuesta es que la mayor parte de la energía se emplea para fundir el hielo y el calor latente no es suficiente para minimizar este proceso. La radiación neta simulada es bastante parecida a la radiación neta medida en la estación Glaciar pero de menor magnitud.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

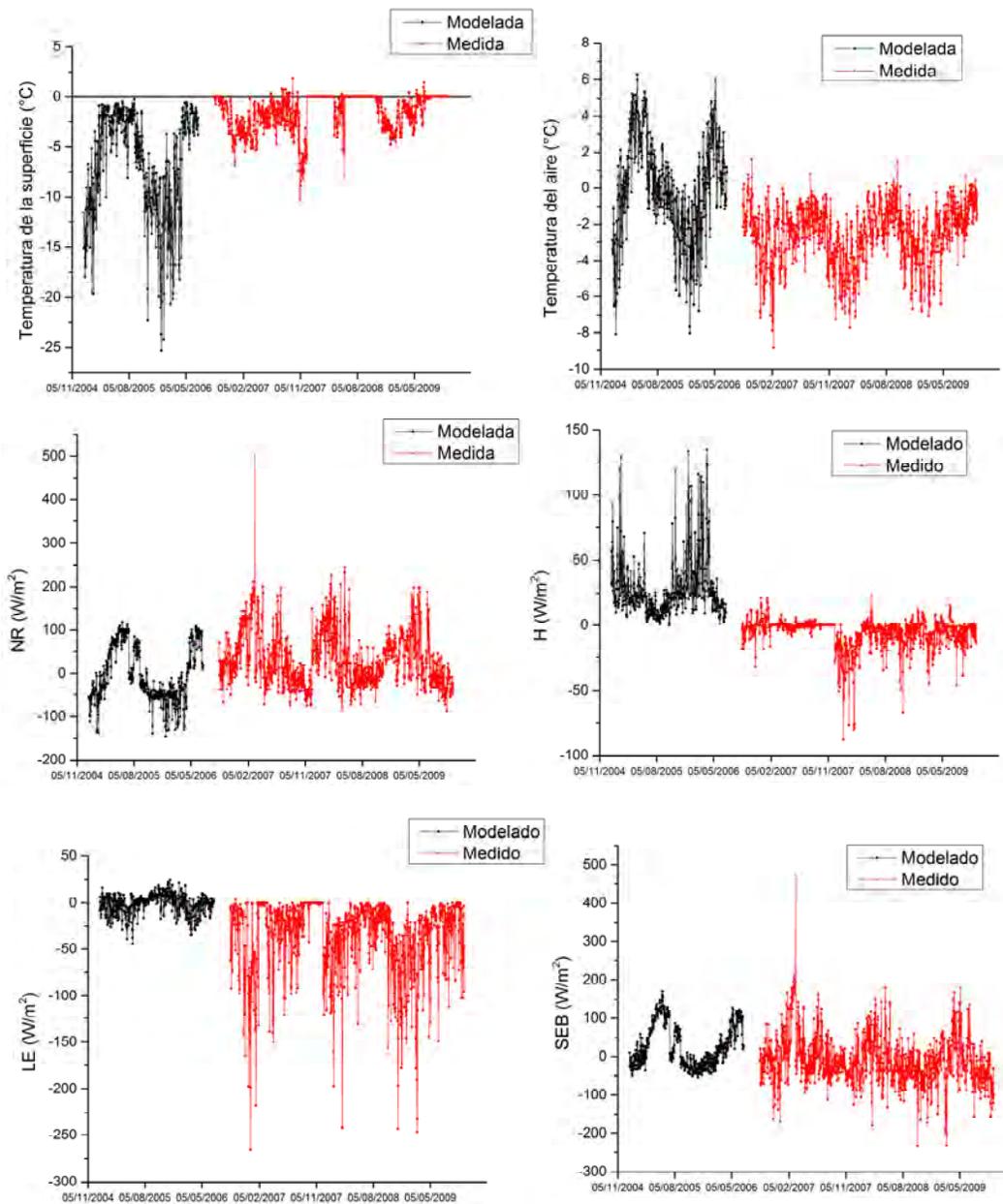


Figura 4.56: Comparación entre parámetros meteorológicos, radiativos y de balance de energía modelados y medidos en la estación AWS-Glaciár. Debido a los diferentes puntos de muestreo, los valores modelados y medidos no coinciden al 100% sin embargo estos muestran variaciones similares y comportamientos congruentes con las condiciones que representan, en este caso de un zona de ablación.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS
4.5. BALANCE DE MASA

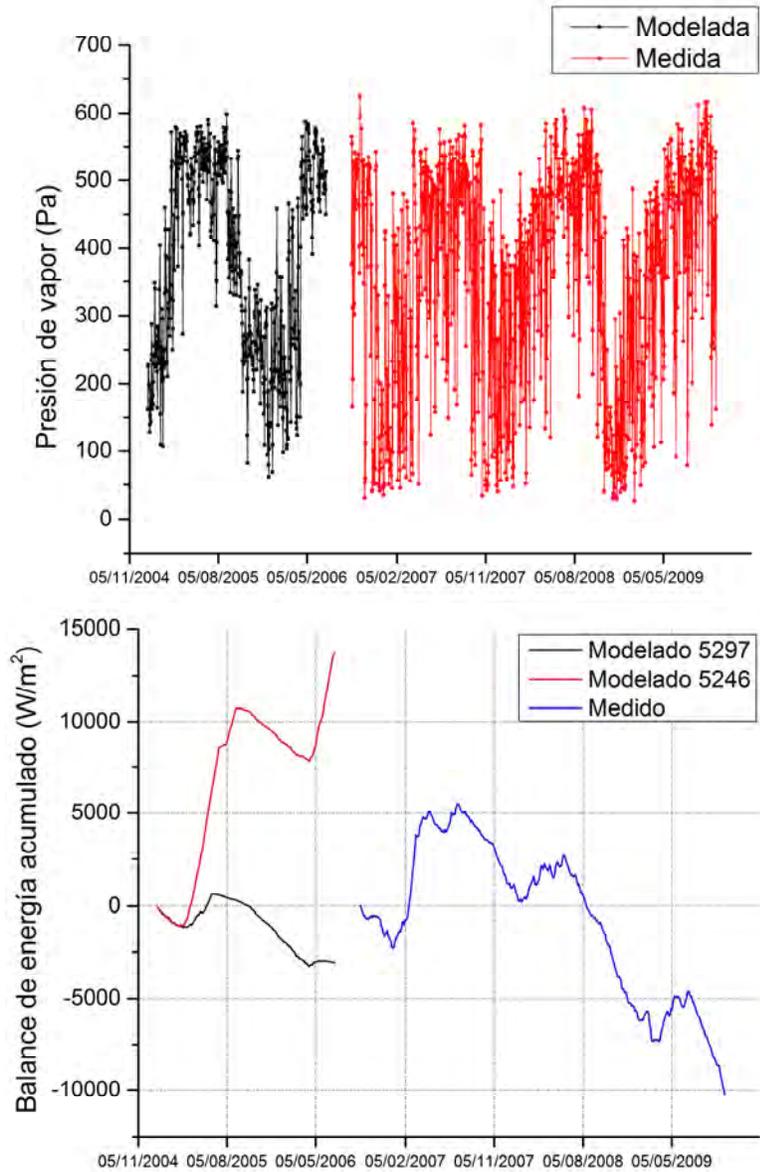


Figura 4.57: Arriba, la similitud entre la presión de vapor medida y modelada sobre la superficie del Glaciar Norte. Abajo la correspondencia entre el balance de energía acumulado en la zona de acumulación y el balance de energía acumulado sobre la estación Glaciar.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

Los balances de energía son muy parecidos, la única diferencia es que sobre este punto a 5246 m el balance de energía es completamente positivo dejando que toda la energía disponible se utilice para derretir el hielo glacial. La presión de vapor y la variación del balance de energía acumulado en dos puntos diferentes sobre la superficie comparados con el balance de energía acumulado en la estación Glaciar nos dan una idea de la validez de los resultados en este modelo. Por un lado la presión de vapor modelada es bastante similar a la medida y por el otro existe una correspondencia entre los balances de energía modelados y el balance de energía acumulado sobre la estación Glaciar (Fig.4.57). Esta correspondencia nos indica que dependiendo la curva del balance de energía nos encontraremos en dos zonas del glaciar: la zona de acumulación (balance de energía acumulado negativo) a 5297 m.s.n.m. y la zona de ablación (balance de energía acumulado positivo) a 5246 m.s.n.m. Por lo tanto, el perfil de balance de energía acumulada modelada en un punto del glaciar a 5297 m.s.n.m. coincide con la acumulación dada en la estación AWS-Glaciar entre 2006 y 2009.

Una forma adicional de comprobar los resultados obtenidos de este modelo de balance de masa (MBM) fue mediante una comparación entre los volúmenes obtenidos por métodos fotogramétricos o de percepción remota y los obtenidos directamente con los resultados del modelo. Es decir, de los resultados de la distribución del balance de masa neto acumulado en cada de las corridas del modelo se calculó el volumen perdido neto con base en la suma de todos los píxeles de la distribución y el valor de la densidad del hielo en los glaciares mexicanos (900 kg/m^{-3}). Los resultados de esta comparación se muestran en la Tabla 4.14.

En la tabla podemos observar que los resultados de volumen obtenidos del MBM están dentro del mismo orden de magnitud que los volúmenes encontrados por métodos fotogramétricos. En términos del balance de masa neto, los resultados obtenidos para el Iztaccíhuatl en el periodo de 1999-2006 en ambos métodos son muy parecidos. Al respecto, el balance de masa neto calculado con la estación AWS-Glaciar es

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

	Modelo	Periodo	Volumen neto m ³	Área de referencia m ²	Balace neto (m w.eq.)	Balace anual (m w.eq. / año)
Izta	MDE	2001-2006	-19,565,510	348,000	-54.62	-10.92
Pico	MDE	2001-2006	-14,833,131	977,000	-16.81	-3.36
Popo	PR	1997-2001	-3,730,693	527,363	-8.53	-2.13
Pico	SBE	2006-2009	1,799,250	610,000	3	0.88
Pico	MBM	1979-1989*	-39,029,987	1,560,000	-22.52	-2.25
Pico	MBM	1999-2006*	-8,421,732	918,000	-8.26	-1.18
Izta	MBM	1979-1989*	-68,664,250	863,000	-71.61	-7.16
Izta	MBM	1999-2006*	-26,973,133	421,000	-57.66	-8.24
Popo	MBM	1979-1989*	-19,373,290	559,000	-31.23	-3.12

Tabla 4.14: Comparación de volúmenes. *Los volúmenes entre 1999-2006 o 1979-1989 están determinados en función del área total de la capa y de las dimensiones hechas sobre el glaciar,

el único valor que sobresale verdaderamente del resto de los valores de esa columna. Ya que a partir de ese valor se pudo calcular una acumulación de 1,799,250 m³ de volumen glacial. Dadas las dimensiones de los volúmenes obtenidos con el MBM y su comparación con el resto de los demás cálculos, podemos observar que este modelo no subestima ni sobreestima el valor de la masa perdida en el glaciar. Más bien, sus resultados representan una buena aproximación de la masa perdida o ganada sobre el glaciar después de un periodo de tiempo dado.

Finalmente, si nos basamos en la posición de la ELA obtenida de la distribución espacial del balance de masa acumulado sobre el Pico de Orizaba (5200-5300 m.s.n.m.) su posición queda bastante cercana a la ELA calculada en esta misma zona mediante el método AABR con hipsometría basada en curvas de nivel cada 20 m (5194 m.s.n.m.). Sin embargo ésta posición no coincide con la ELA calculada para el Popocatepetl, pues aplicando el método AABR pero con hipsometría basada en curvas de nivel más precisas (cada 10 m) esta posición se encontró para 1998 a 5022 m.s.n.m. Sin embargo, con MDE como el de SRTM (utilizado en todas las

simulaciones) es necesario tomar en cuenta que para áreas glaciares tan pequeñas como las del Iztaccíhuatl o Popocatepetl, los cálculos hechos sobre este tipo de MDE pueden sobreestimar la posición de la ELA cambiando completamente el régimen glacial sobre la superficie convirtiéndola en una superficie donde la ablación predomine a la acumulación gran parte del tiempo; tal y como lo muestran los resultados para el Iztaccíhuatl y Popocatepetl.

4.5.6. Perspectivas futuras para el balance de masa

Con la finalidad de complementar, corroborar y corregir los intentos de balance de masa establecidos en esta investigación, se propone que a futuro se lleve a cabo un análisis del balance de masa glaciológico sobre el Glaciar Norte en el Pico de Orizaba. Para este, se puede re-utilizar la red de balizas de acumulación que han sido instaladas sobre la superficie del Glaciar Norte desde el año 2006. Dado que esta red fue sepultada por las fuertes y constantes nevadas que comenzaron desde el 2007, en el 2012 se realizó una nueva campaña de rehabilitación de la red en la cual se instalaron nuevas balizas sobre dos perfiles a lo largo del glaciar, entre los 5100 y 5300 m.s.n.m. Posteriormente se colectaron a penas unos 5 o 6 datos mensuales de la acumulación de nieve sobre el glaciar ya que en 2013 y 2015 esta red de balizas había sido sepultada nuevamente casi en su totalidad. Por lo que, dados los tiempos establecidos para esta investigación, estos datos no pudieron ser incluidos y formarán parte de ese nuevo análisis.

La red de balizas mencionada anteriormente está configurada con base en la topografía del glaciar, la cual, se torna muy complicada por arriba de los 5300 m.s.n.m. La pendiente en esa zona es bastante pronunciada y por lo tanto dificulta las labores de implementación, medición, búsqueda y mantenimiento de cualquier baliza instalada en esa zona.

Actualmente esta red se ha re-habilitado con 5 balizas mas, ya que con las nuevas

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.5. BALANCE DE MASA

nevadas algunas de las balizas fueron sepultadas nuevamente y no se han podido localizar. La Figura 4.58 muestra la configuración de la red de balizas en 2012 sobre la superficie glaciara del Pico de Orizaba.

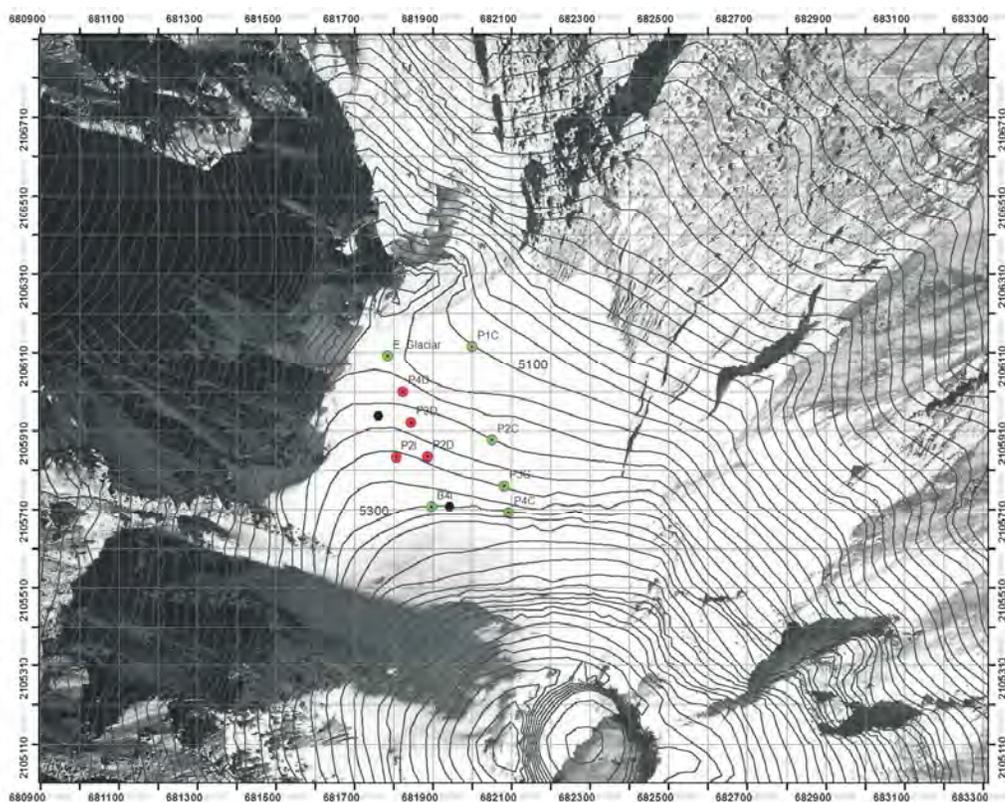


Figura 4.58: Red de balizas de acumulación sobre la superficie del Glaciar Norte. En verde se muestran las balizas recientemente instaladas, en rojo aquellas que se instalaron en 2006 y en negro aquellas balizas que están sepultadas o extraviadas.

4.6. Régimen climático y glacial de los glaciares mexicanos

La tendencia del retroceso actual de los glaciares mexicanos ya se había identificado en los estudios previos a esta investigación. La forma en que este retroceso se venía dando y los factores involucrados no había sido determinada con claridad y solamente se vislumbraban algunas hipótesis sobre el efecto de la temperatura en la extinción de los glaciares mexicanos. La falta de solidez de estas ideas dificultó la caracterización de los glaciares mexicanos dentro de un contexto climático regional determinado por los glaciares Tropicales y los glaciares de latitudes medias.

Caracterización que está basada en el régimen climático y glacial a lo largo del año. Estos determinan las condiciones de acumulación, ablación y los fenómenos meteorológicos y climáticos que rigen la evolución de un glaciar. Si el régimen de precipitación es alto y las temperaturas sobre la superficie de un glaciar son bajas entonces podremos definir que existe acumulación durante los periodos o temporadas en las que éste régimen climático sea válido. Caso contrario cuando el régimen de temperaturas está por encima de los 0 °C y las precipitaciones pueden seguir siendo intensas durante la temporada, facilitando el flujo de calor sobre la superficie y haciendo que exista mayor energía disponible para la fusión de hielo. Ambos regímenes definen el régimen climático característico de los glaciares Tropicales.

Ya White (1954) mencionaba que la máxima acumulación de nieve sobre la superficie ocurría durante los meses de noviembre a enero, teniendo un periodo adicional de junio a septiembre, siendo la nieve la principal forma de alimentación, seguida del granizo (de junio a agosto), y agua de fusión re-congelada en menor medida. Este régimen estaba basado principalmente en las observaciones directas de la montaña, medirlo resultaba complicado pero no así caracterizarlo. Comparado con nuestros resultados, este régimen de precipitaciones establecido por White (1954) coincide perfectamente con el régimen de precipitación encontrado en esta inves-

tigación. Complementado con el régimen de la temperatura del aire, la humedad relativa y el balance de energía tendremos la posibilidad de establecer un *régimen climático* que nos permita establecer en función de lo encontrado con el balance de masa el *régimen glacial de los glaciares mexicanos*.

Las características principales que definen estos regímenes serán comparadas con las ya establecidas para los glaciares de latitudes medias y tropicales. Identificando las diferencias y semejanzas que existen entre estos sistemas con el fin de caracterizar dentro del marco climático regional a los glaciares mexicanos.

4.6.1. Régimen climático

Cómo hemos podido observar a lo largo de este capítulo, la temperatura del aire y la precipitación son dos de los factores que han dominado el retroceso glacial y la existencia de los glaciares mexicanos. Esto último dadas las condiciones de altitud a la cual se encuentran ubicados estos glaciares. Previo a la década de los 90's muchas lenguas glaciales entre ellas la lengua glacial de Jamapa alcanzaba niveles altitudinales de hasta 4750 m.s.n.m. En el Iztaccíhuatl el glaciar de Ayoloco entre 1989 y 1995 tenía su frente glacial al rededor de los 4850 m.s.n.m. Altitudes que dejaban ver las bajas temperaturas que aún predominaban por debajo de los 5000 m de elevación.

Justo en la época de los 90's nuestros resultados muestran que se presentó un aumento considerable de la temperatura del aire, el cual se vio reflejado principalmente en la zona del Pico de Orizaba. Este marcado aumento de la temperatura provocó que la lengua glacial de Jamapa comenzara a desaparecer súbitamente en comparación con el retroceso glacial que se venía dando en años previos. La desaparición de esta lengua glacial marca un periodo donde el régimen de la temperatura dominaba por encima del régimen de precipitación en la zona. Este incremento en la temperatura del aire provocó seguramente que el nivel de la Isoterma 0 °C se elevara

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.6. RÉGIMEN CLIMÁTICO Y GLACIAL DE LOS GLACIARES MEXICANOS

muy por encima de los límites glaciares en esa fecha provocando un derretimiento acelerado del hielo glacial. Este derretimiento no debe ser tomado a la ligera dadas las dimensiones que para antes de los 90's tenía la lengua glacial de Jamapa.

Por lo tanto en la década de los 90's el principal factor de retroceso glacial fue la temperatura, dejando en segundo plano a la precipitación dadas las magnitudes de los cambios en este parámetro. Este régimen climático es muy similar al de los glaciares en latitudes medias o altas donde la temperatura controla el balance de masa al ir cambiando año con año respecto de la tendencia actual de dicho parámetro.

Previo a ese evento particular del aumento acelerado de la temperatura en la década de los 90's, los resultados obtenidos en este trabajo nos permiten suponer que el régimen climático que dominaba a los glaciares mexicanos, previo a que éstos sobrepasaran los 5000 m.s.n.m., estaba determinado por la variación de la temperatura y la tasa de precipitación anual. Sin omitir que el balance de energía podía haber estado involucrado pero con base en las observaciones documentadas no representaba el principal factor en la evolución de los glaciares en México.

Durante la primera década del siglo XXI conforme los glaciares iban retrocediendo hacia altitudes cercanas a los 5000 m.s.n.m. este régimen de temperatura y precipitación dejó de tener un marcado efecto en la evolución de los glaciares en México. Ya que la tendencia de retroceso en el Pico de Orizaba se suavizó y para el caso del Popocatepetl su tendencia no era comparable debido al efecto de la actividad volcánica durante esa época (Figura 4.59). El régimen climático para el caso del Iztaccíhuatl no tenía ninguna relación con la temperatura, pues el retroceso durante la década de los 90's y el comienzo del siglo XXI parecía ser constante respecto al de los demás glaciares, tal y como lo muestra la Figura 4.59. Pero no así los cambios de volumen de su superficie.

Entonces, podemos concluir que efectivamente por su elevación mínima la lengua glacial de Jamapa estaba dominada principalmente por el régimen de temperaturas

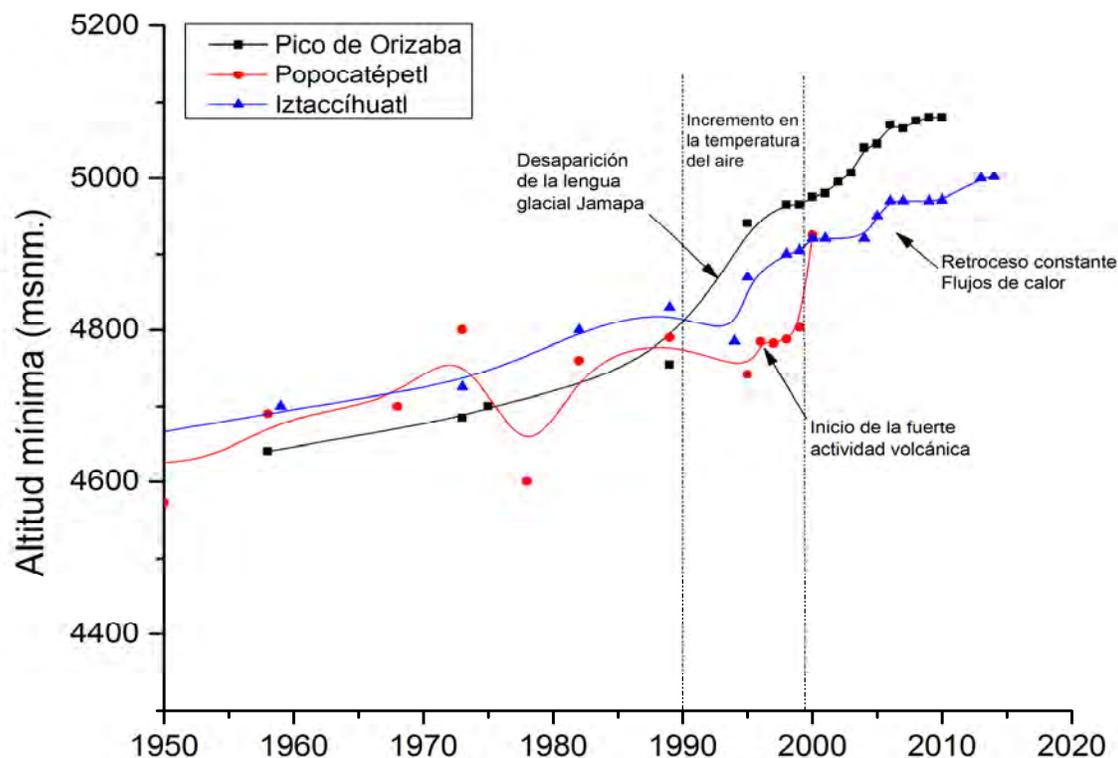


Figura 4.59: Comparación del retroceso glacial en México. A partir del 1990 los glaciares en el Pico de Orizaba cambiaron su tendencia de retroceso debido a su sensibilidad con la temperatura, comenzando el Siglo XXI esta tendencia volvió a ser similar a la del Iztaccíhuatl. Los glaciares del Popocatepetl se extinguieron debido a la fuerte actividad volcánica.

en la zona. Cuando estas lenguas glaciales comenzaron a elevarse cerca de los 5000 m.s.n.m. el régimen dominante cambió dando entrada al efecto del balance de energía sobre la superficie glacial.

Por lo tanto, con base en los análisis climáticos hechos en esta sección y algunas de las observaciones planteadas anteriormente, tenemos que el régimen climático actual que domina el retroceso y evolución de los glaciares mexicanos es el siguiente:

1.- Por debajo de los 5000 m la temperatura del aire controla los procesos criosféricos de acumulación de hielo y nieve sobre la superficie controlando la energía disponible para fusión y acelerando el calentamiento del material depositado.

2.- Por encima de los 5000 m el balance de energía a través de la radiación neta

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.6. RÉGIMEN CLIMÁTICO Y GLACIAL DE LOS GLACIARES MEXICANOS

y el flujo de calor latente en la superficie controlan los procesos de conservación y fusión del material depositado sobre la superficie del glaciar.

3.- La radiación neta es el principal aporte de energía hacia el glaciar además de que controla la variabilidad del balance de energía a lo largo del año.

4.- El calor latente es el segundo componente en la dinámica del glaciar, controla los procesos de sublimación y fusión de hielo/nieve sobre la superficie dependiendo de las condiciones de humedad y precipitación. En los últimos años este parámetro dominó el balance de energía en la superficie del Glaciar Norte, inhibiendo los procesos de fusión y controlando los intercambios de calor que permitieron la conservación del material depositado entre 2006 y 2009.

5.- La precipitación y la humedad relativa definen las estaciones del año por encima de los 5000 m ya que térmicamente no existe una gran diferencia entre la variación anual y diurna de este parámetro. Así, las estaciones del año identificadas en esta investigación fueron: una estación fría y seca durante el invierno (noviembre-marzo); una estación húmeda y fría durante la primavera y verano (abril-julio) y una estación cálida y húmeda durante el verano y otoño (agosto-octubre).

Este régimen climático puede observarse bajo dos situaciones diferentes en México: (1) sobre el Iztaccíhuatl la falta de precipitación provocó que los procesos energéticos marcaran una tendencia de retroceso constante una vez que los límites glaciales estaban más cercanos a los 5000 m. En la cima, al no existir precipitaciones considerables durante el invierno presentaba una fuerte radiación neta que aceleró los procesos de sublimación de nieve y hielo sobre la superficie. Esto sumado a la pérdida de volumen debido a que durante las temporadas húmedas y cálidas la superficie de hielo estaba completamente descubierta. (2) En el Pico de Orizaba, las fuertes precipitaciones y nevadas lograron acumular el material suficiente previo a la estación húmeda y cálida haciendo que el albedo de la superficie controlara los valores altos de radiación neta e incrementara el efecto del calor latente en el balance de energía. Al final del periodo de registro en la estación AWS-Glaciar el balance

de energía acumulado demostró que las estaciones climáticas funcionaban siempre que existieran precipitaciones sobre la superficie. Las partes medias-altas del glaciar registraron una considerable acumulación de hielo sobre la superficie (Fig.4.47).

4.6.2. Régimen glacial

Uno de los principales productos de esta investigación fue la determinación de la posición de la ELA sobre el Pico de Orizaba y el Popocatepetl. La posición de la ELA en estas zonas no coincide completamente, lo cual puede deberse a la resolución de las hipsometrías o a la exactitud de las curvas de nivel utilizadas. Sin embargo, estos dos valores no están fuera de contexto, lo cual nos permitió definir la posición promedio de la ELA en ambos volcanes para **1999, en los 5108 m.s.n.m.** En cambio, para el **2006** la posición promedio de la línea de equilibrio se definió únicamente con el resultado del método AABR para el Pico de Orizaba, a una altitud de **5217 m.s.n.m.**

Lo importante de contar con una Línea de Equilibrio en Altitud es que ésta nos indica la existencia de dos zonas de balance sobre la superficie de los glaciares mexicanos: (a) una zona de acumulación por encima de la ELA y (b) una zona de ablación por debajo de ésta (Fig.4.60) línea. Previamente White (1981a) había encontrado que la posición promedio de la línea de equilibrio en 1953 sobre los glaciares Ayoloco y Atzintli estaba a 4900 m.s.n.m. mientras que para el Popocatepetl estaba a 4925 m.s.n.m.. Esto significa que entre 1953 y 1999 la ELA había retrocedido poco más de 200 metros en 46 años. Este retroceso representó un cambio significativo en el balance de masa de las lenguas glaciales de Jamapa y Chichimeco y en el balance de masa del glaciar Atzintli. Como resultado, estos glaciares desaparecieron a mediados de los 90's.

El régimen glacial de los glaciares en México está determinado en primer lugar por la posición de la ELA, ya que conforme la isoterma 0°C se va elevando ésta

va modificando la posición de la ELA hacia una mayor altitud. Cuando esta altura sobrepasa el límite del glaciar entonces el régimen de acumulación desaparece y la superficie se convierte completamente en una superficie de ablación. El mejor ejemplo de esta transición puede observarse en la desaparición de las lenguas glaciales Jamapa y Chichimeco que para mediados de los 90's desaparecieron gracias a un aumento considerable en la temperatura del aire que modificó también la posición de la Isoterma 0 °C.

En la última década (2000-2010) podemos determinar que existe un régimen glacial más estable sobre los glaciares del Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl. Las tendencias de retroceso mostradas en esta investigación y la variación de la temperatura nos indican que las condiciones de retroceso glacial son más estables y únicamente dependen del balance de energía y el régimen de precipitaciones sobre la superficie. Al respecto, la simulación del balance de masa acumulado nos muestra que existen periodos donde el balance es cero y otros periodos donde el balance de masa es positivo, lo cual se traduce como periodos de estabilidad y acumulación sobre la superficie. La forma en que estos periodos aparecen o se alternan depende del régimen de precipitaciones característico de la zona.

Por lo tanto, considerando el régimen climático establecido en la sección anterior y basándonos en el perfil de balance de masa neto simulado sobre la superficie del Glaciar Norte (Fig.4.60), podemos definir el siguiente régimen glacial característico de los glaciares mexicanos:

- Acumulación y sublimación alternantes durante la estación fría-seca (Invierno)
- Acumulación predominante durante la estación húmeda-fría (Primavera)
- Fusión predominante durante la estación cálida-húmeda (Verano)
- Sublimación y acumulación esporádicas durante la estación cálida-húmeda (Verano)

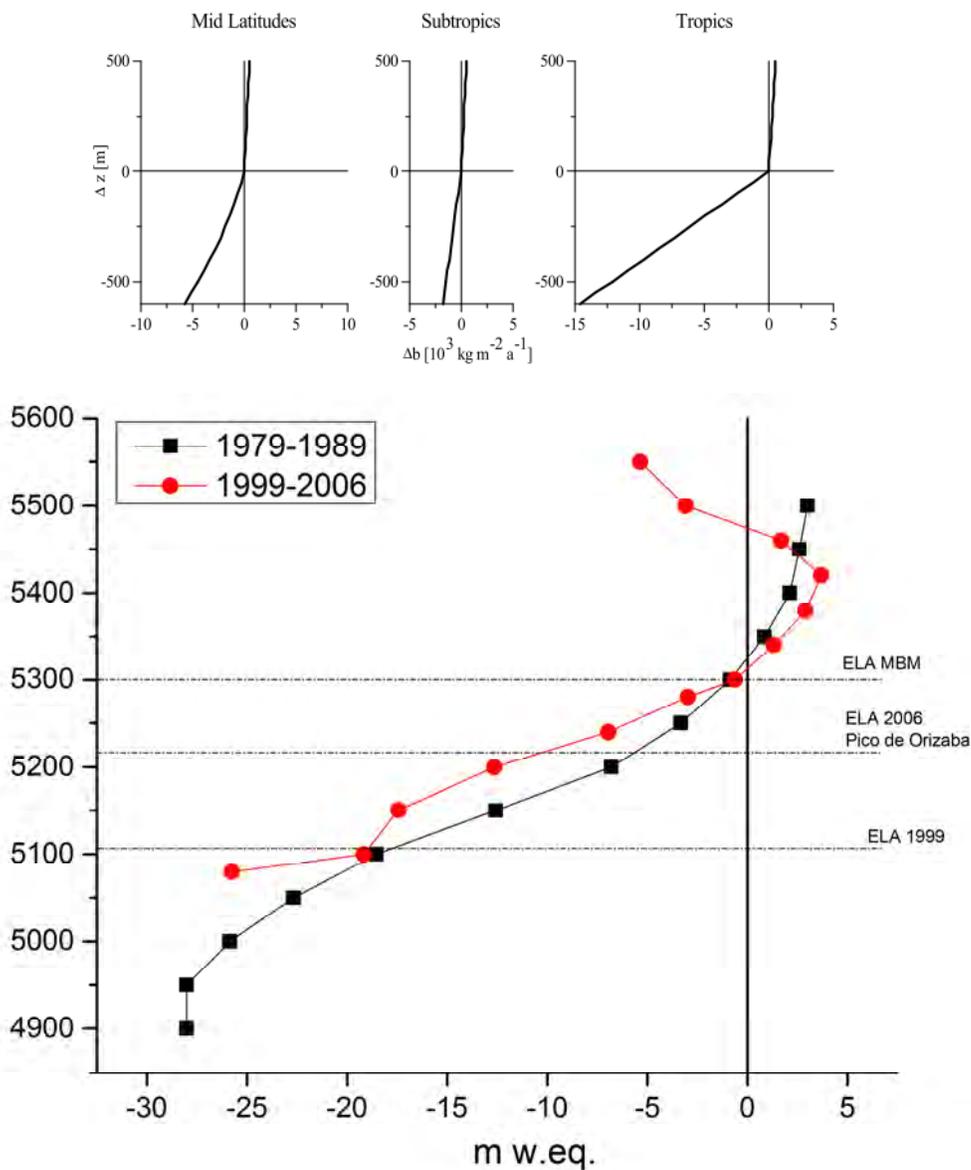


Figura 4.60: Arriba, perfiles de balance de masa caraterísticos en tres diferentes regiones climáticas (Tomado de Kaser y Osmaston, 2002). Abajo, los perfiles de balance de masa obtenidos con el MBM para el Pico de Orizaba en los periodos de 1979-1989 y 1999-2006.

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.6. RÉGIMEN CLIMÁTICO Y GLACIAL DE LOS GLACIARES MEXICANOS

Los últimos dos puntos de este régimen fueron la principal característica de que entre 2006 y 2009 se registrara un balance de energía acumulado negativo durante el cual la acumulación sobre la superficie cubriera casi por completo la estación AWS-Glaciario en el Pico de Orizaba. De forma gráfica este régimen podría estar esquematizado según lo presentado en la Figura 4.61, en donde la acumulación se da principalmente en los primeros meses del año y de forma esporádica durante el resto del año, una segunda etapa de acumulación entre julio y septiembre. La ablación se da durante todo el año siendo más importante la sublimación de hielo durante la estación seca mientras que en la estación húmeda predomina la fusión de hielo.

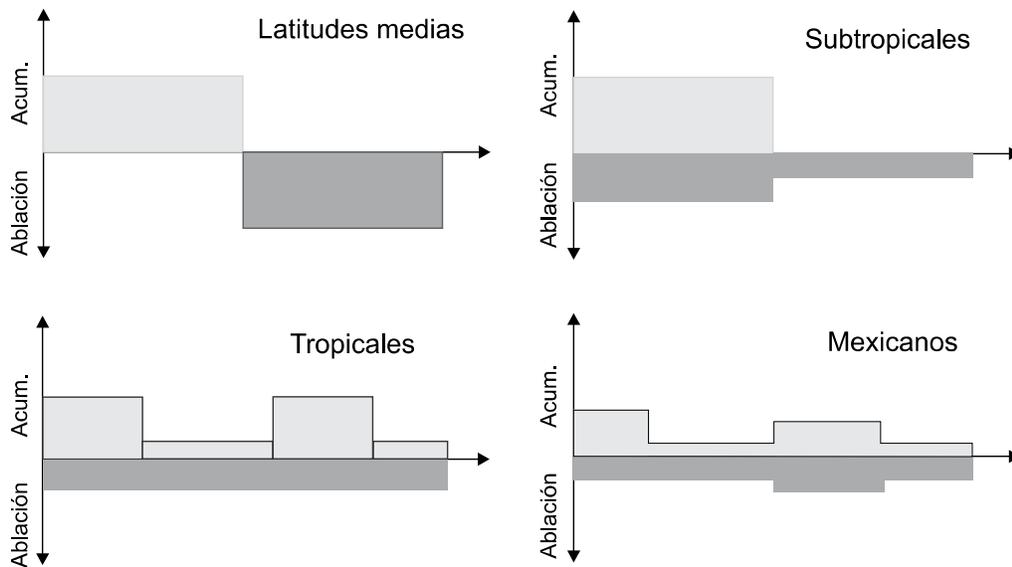


Figura 4.61: Régimen glacial de los glaciares mexicanos y sus similares según Kaser y Georges (1999) para los glaciares Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias

4.7. Glaciares mexicanos, Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias

Con base en todos los resultados obtenidos en esta investigación, estamos en la capacidad de establecer comparaciones con los regímenes característicos de los glaciares Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias. Las Figuras 4.62 y 4.63 muestran las principales características que definen el comportamiento y evolución de estos glaciares, señalando en color verde aquellas características similares entre alguno de estos tipo de glaciar y los glaciares mexicanos.

Climáticas	Tropicales	Sub-Tropicales	Latitudes Medias	México
Ubicación Geográfica	8° 30' N - 10° S	13° S - 16° S	42° -- 50° N / 20° -- 51° S	19° N
Altitud	> 5000 m	> 5000 m	~ 1000 - 5000 m	4700 - 5000 m
Retroceso acelerado	Sí	Sí	Sí	Sí
ITCZ	Sí	Sí - Influencia	No	Sí-Influencia
Orientación predominante	Este*-Oeste	Este*-Oeste	Todas direcciones	Norte
Estaciones climáticas	Húmeda y seca	Seca, húmeda y una de transición	Fría-húmeda; fría-seca; caliente-húmeda	Fría-seca; cálida-húmeda; fría-húmeda
Área de acumulación	Sí -- zonas altas	Sí	Sí -- zona bien definida	Sí -- zonas altas
Área de ablación	Sí -- zona móvil	Sí	Sí -- zona bien definida	Sí -- zona móvil
Línea de Equilibrio	Sí -- móvil	Sí -- zonas altas	Sí -- zonas bajas	Sí -- móvil
Alternancia de áreas	No	Sí	No	No
Índice de precipitación	770 mm/año	668 mm/año	> 1100 mm/año	787 mm/año
Variación anual de la temperatura del aire	~ 6° C	~ 6° C	Alta	2.3 ° C
Efectos de El Niño-Niña	A gran escala y de forma interanual - aumento de la temperatura	A gran escala y de forma interanual - déficit de precipitación	No	Anomalías de temperatura negativas y precipitación positivas

Figura 4.62: Comparación entre los glaciares mexicanos, Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias.

Finalmente, si nos basamos en las similitudes señaladas en las figuras 4.62 y 4.63 en esta investigación podemos concluir que los glaciares mexicanos pueden caracterizarse como *un tipo de glaciares Tropicales con características térmicas similares a los glaciares de Latitudes Medias*. Tomando en cuenta que las características de los glaciares Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias han

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.7. GLACIARES MEXICANOS, TROPICALES, SUBTROPICALES Y DE LATITUDES MEDIAS

sido previamente documentadas y analizadas en trabajos como los de Kaser y Georges (1997), Vuille et al. (2008), Favier et al. (2004), Francou et al. (2003), Sicart et al. (2008), Dyurgerov et al. (2002) y Zemp et al. (2007).

Glaciológicas	Tropicales	Sub-Tropicales	Latitudes Medias	México
Variabilidad en la temperatura del aire	Baja de forma interanual	Baja de forma interanual	Alta de forma interanual	Baja de forma interanual
Factor para la variabilidad del balance de masas	Precipitación	Temperatura SSTA	Temperatura del aire	Radiación Neta y Precipitación
Factor que domina la variabilidad interanual a gran escala	Temperatura de sup. del mar (SST)	Precipitación	Radiación Neta	--
Factor principal o entrada de energía principal	Radiación Neta	Radiación Neta	Radiación de onda larga entrante	Radiación Neta
Segundo factor principal	Calor latente	Calor latente	Radiación de onda corta entrante	Calor latente
Sumideros de energía	--	--	Calor latente	--
Efecto de la temperatura	Bajo	Bajo	Si +	Cuando ocurre es alto
Efecto del calor sensible	No	No	Si +	No
Efecto del calor latente	Sí - relación negativa con el balane de masa	Sí	No	Sí - relación negativa con el balane de masa
Efecto de la radiación neta	Sí	Sí	No	Sí
Radiación de onda larga	--	Sí	Si +	--
Irradiancia de onda larga	--	Nubosidad	Sí, positiva con la temp.	--
Radiación de onda corta	Sí, baja influencia	Sí	Sí, positiva con el gasto	--
Albedo	Sí, baja influencia	Sí, con la precipitación	Si, no tan relevante	--
Correlación Radiación neta-Flujos turbulentos	Alta relación, calor latente	--	Poco relacionados	Poco relacionados
Correlación temperatura del aire- calor sensible	Ninguna	Ninguna	Positiva	Poco relacionados
Correlación temperatura-irradiancia de onda larga	--	--	Negativa	--
Correlación Balance de Energía-Temperatura del aire	--	--	Positiva mediante la radiación neta de onda corta	Poco relacionados
Correlación Balance de Masas-Anomalías de la temperatura	Negativa 500 hPa	Negativa	Correlación por medio de H	--

Figura 4.63: Comparación entre los glaciares mexicanos, Tropicales, Subtropicales y de Latitudes Medias.

Capítulo 5

DISCUSIONES

A lo largo de esta investigación se ha podido observar el desarrollo de un nuevo y amplio conocimiento acerca de los glaciares mexicanos. Comenzando por la documentación y estandarización de toda la información contenida en estudios previos sobre la evolución y comportamiento de los glaciares en México, en este trabajo se alcanza a cubrir gran parte de los huecos cognitivos acerca de la evolución y dinámica de los glaciares mexicanos. Destacando el conocimiento de los factores principales del retroceso glacial en México, el régimen climático que predomina sobre estos glaciares, su régimen glacial y la caracterización regional de estos *glaciares Tropicales* dentro de un contexto climático, geográfico y glaciológico, el cual ha sido definido previamente en la literatura.

Todo este nuevo conocimiento ha sido detallado en una forma muy extensa a lo largo de esta investigación, tal vez, en un espacio más grande de lo que se esperaba. Sin embargo, se han cubierto los aspectos más importantes en la clasificación de un glaciar: cambios físicos; variaciones climáticas; estado, variación y posición de la Línea de Equilibrio (ELA); balance de energía; balance de masa; y los regímenes climático y glacial de estos glaciares. Al respecto, podemos decir que en este trabajo se dio un gran énfasis al análisis de los datos meteorológicos y climáticos,



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

estableciendo así el régimen climático que predomina en los glaciares mexicanos. Se estudiaron a fondo las condiciones de la temperatura del aire y la precipitación sobre diferentes periodos y estaciones del año, encontrando que estos parámetros son los principales factores que caracterizan a las estaciones climáticas en el centro del país. La variación de éstos parámetros junto con el balance de energía determinan el balance de masa modelado sobre la superficie glacial. En el cual puede identificarse claramente el retroceso y desaparición que han experimentado estos glaciares desde finales de la LIA.

La combinación de estos parámetros determino también los periodos de conservación y acumulación de nieve registrados sobre la superficie glacial. Pues según lo obtenido en esta investigación, el balance de energía acumulado durante el periodo 2006-2009 resultó ser completamente negativo. Convirtiendo la energía disponible para fusión en energía disponible para el congelamiento de la nieve o el hielo existente sobre la superficie glacial. Estas condiciones en el balance de energía dieron pie a un periodo de congelamiento y recuperación de masa glacial, el cual según nuestras observaciones personales concluyó a mediados del 2011. Este periodo de acumulación además de presentar valores negativos constantes del balance de energía, estuvo caracterizado por los altos valores negativos del flujo de calor latente, la temperatura de superficie del glaciar, la radiación neta y las fuertes condiciones de humedad incluso durante la estación seca. Lo que finalmente provocó una gran congesta de nieve sobre la superficie del Glaciar Norte la cual perduro hasta mediados del 2011. A pesar de este periodo de conservación, la tendencia de retroceso glacial ha sido predominantemente fuerte desde mediados de la década de los 90's superando por mucho la tendencia de retroceso que se venía dando desde finales de la LIA. Esta tendencia pudo identificarse también en la variación de la posición de la ELA calculada sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba.

De forma general, las tendencias en la precipitación, la temperatura del aire, la posición de la ELA, la altitud del frente glacial y el área cubierta por el glaciar

coinciden en el hecho de un estado de retroceso y extinción glacial que ha llevado a la desaparición de una buena parte de los glaciares en México. Por lo que la variación y signo del balance de masa determinado en esta investigación confirma el retroceso glacial de los glaciares mexicanos, el cual es consistente con el retroceso glacial en la mayoría de los glaciares al rededor del mundo.

5.1. Retroceso glacial en México

El retroceso glacial en México se ha venido dando desde finales de la Pequeña Edad de Hielo (~ 1850). Previo a los estudios más recientes, la identificación del retroceso glacial se había venido haciendo con base en los registros geológicos de los avances y retrocesos documentados en rocas y morrenas y el análisis de algunos registros paleoclimáticos. Cronológicamente se conocían los diferentes eventos glaciales que habían ocurrido en México desde el Cuaternario Tardío. Estudios en los cuales se plantearon relaciones entre los avances glaciales, la variación de la línea de los árboles y los cambios en las condiciones de humedad y temperatura en el centro del país. Toda esta cronología conducía a un estado actual de retroceso glacial en México que debería estar vinculado con más parámetros meteorológicos que sólo la temperatura del aire y la humedad. Sin embargo, poco se sabía de la magnitud y rapidez de este retroceso glacial que no estuviera vinculado con la reciente actividad volcánica del volcán Popocatepetl.

En este trabajo encontramos que el retroceso glacial de los glaciares mexicanos ($-30,000$ a $-40,000$ $m^2/año$) muestra una tendencia de retroceso similar al retroceso actual de otros glaciares en el mundo. Según los datos del WGMS (2012), glaciares como el Chacaltaya y Zongo en Bolivia ($-3,000$ a $-10,000$ $m^2/año$) o el glaciar Lewis en África ($-31,000$ $m^2/año$) registran valores de retroceso del mismo orden de magnitud que los glaciares en México. Sin embargo, glaciares como los del volcán Popocatepetl pudieron registrar valores mucho más altos a causa de la actividad

volcánica presente en el lugar. En cambio, el resto de los glaciares en México se han visto afectados únicamente por los fenómenos meteorológicos, climáticos y antropogénicos ocurridos en los últimos 150 años.

En los últimos 15 años se notó cómo el retroceso glacial se había incrementado un 30% al retroceso glacial ocurrido entre 1850 y la década de los 90's. La pérdida de la lengua glacial Jamapa es una de las muestras más evidentes de este retroceso. Por otro lado, entre 2006 y 2007 se detectó un avance en el frente glacial del Pico de Orizaba el cual podría estar atribuido directamente a los fenómenos climáticos de El Niño y La Niña, presentes durante esos años. Sin embargo, hasta el momento esta idea está basada únicamente en la cobertura glacial y no en las variaciones de precipitación debidas a dichos fenómenos.

La pérdida de volumen es clave en la documentación del retroceso glacial en México, ya que muchos de los glaciares no han desaparecido completamente en extensión pero sí han perdido una cantidad considerable de volumen sobre la superficie. Tal y como lo pudimos ver en la sección 4.1.2, los glaciares del volcán Iztaccíhuatl han perdido una mayor cantidad de masa de forma vertical que en cambios horizontales de su cobertura; y no así en el caso de los glaciares del Popocatepetl y Pico de Orizaba. En el Iztaccíhuatl el adelgazamiento de los glaciares no se compara con la pérdida de área de los mismos. Ejemplo de esto son las imágenes mostradas en las Figuras 4.10 y 4.12. Además, los fuertes contrastes en el volumen calculado en esta investigación para los glaciares del Iztaccíhuatl nos permiten suponer que existen cambios bruscos en este parámetro los cuales son complicados de calcular a través de estos métodos.

En general, los glaciares en México hasta antes de la actividad volcánica en el Popocatepetl habían mostrado un retroceso similar entre sí. Pues durante muchos años, posteriores al final de la Pequeña Edad de Hielo, todos tenían la misma tendencia de retroceso glacial la cual cambió poco a poco y se nota en los contrastes tan fuertes que hay en el volumen de masa perdido determinado en esta investigación:

-54.62 m w.e. entre 2001 y 2006 (Iztaccíhuatl); -16.81 m w.e. entre 2001 y 2006 (Pico de Orizaba); -8.53 m w.e. entre 1997 y 2001 (Popocatépetl).

El hecho de que el sistema glacial del volcán Popocatépetl haya retrocedido en proporciones menores a las mostradas en los otros sistemas tiene que ver con las dimensiones mismas de los glaciares, ya que mientras más extensos más evidente es el retroceso glacial. Sin embargo, la actividad volcánica en este lugar fue la causa principal de la desaparición de estos glaciares. Ya que si consideramos la tendencia de retroceso que estos venían siguiendo hasta antes de la actividad volcánica ($-9,990 \text{ m}^2/\text{año}$), muy probablemente aún existirían estos glaciares. Actualmente, la fragmentación del glaciar provocada por el vulcanismo dejó enormes bloques de hielo desconectados entre sí a los cuales ya no puede considerarse como glaciares. El caso del volcán Iztaccíhuatl es el mejor ejemplo de un retroceso glacial determinado por factores térmicos y energéticos sobre la superficie los cuales han dejado esos huecos enormes que definen los cráteres de este volcán y que anteriormente estaban rellenos por el hielo glacial.

Finalmente, hemos encontrado que las variaciones fuertes en la temperatura del aire han modificado la magnitud del balance de masa de forma tal que durante la década de los 90's todos aquellos glaciares por debajo de los 5000 m.s.n.m. fueron desapareciendo rápidamente tal y como le sucedió a la lengua glacial de Jamapa en el Pico de Orizaba.

5.2. Condiciones de temperatura sobre los glaciares mexicanos

Los registros diarios de la temperatura del aire sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba arrojaron que este parámetro está por debajo de los 0°C más del 90% de los días analizados. Sin embargo, tal y como lo muestra la Figura

4.23, también se presentaron días con valores extremos positivos y negativos de la temperatura aire: 27 de septiembre del 2008 ($17\text{ }^{\circ}\text{C}$); 12 de febrero 2007 ($-13\text{ }^{\circ}\text{C}$). Por otro lado, los registros cada media hora en la estación Glaciar indican que en el 99 % de las noches la temperatura del aire estaba por debajo de los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ y no así las horas sol en las cuales sólo el 75 % estaban por debajo de los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Todo esto significa que las condiciones de temperatura por las noches permiten la re-congelación del agua del hielo o nieve derretidas durante el día, principalmente en aquellos días donde la temperatura del aire está por encima del punto de fusión (25 % de las horas sol).

Los datos de re-análisis muestran que la temperatura del aire promedio es mayor sobre la zona de los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl que en la zona del Pico de Orizaba (Fig. 4.14). Una comparación entre los datos de las estaciones UTT e Izta-Popo muestra que si ambas estuvieran a la misma altura, las condiciones de temperatura serían más bajas en la estación UTT (Tecamachalco; 50 km del Pico de Orizaba) que en la estación del Parque Nacional Izta-Popo (7 km del Iztaccíhuatl).

Sin embargo, estas condiciones cambian cuando comenzamos a observar la tendencia de la temperatura sobre cada uno de los puntos de estudio. Pues a partir de esta tendencia pudimos encontrar que la temperatura del aire en el Pico de Orizaba estaba aumentando más rápidamente en comparación con la temperatura sobre el Parque Nacional Izta-Popo. Como resultado, en los últimos 15 años el retroceso glacial en esta zona también se ha visto incrementado, por lo que a este aumento se atribuye la extinción de la lengua glacial Jamapa. No obstante, cuando analizamos completamente la serie de tiempo de la temperatura del aire en el Pico de Orizaba, nos damos cuenta que a finales del 2009 y principios del 2010 las condiciones de temperatura eran suficientemente bajas como para disminuir la fuerte tendencia de aumento de la temperatura de $+0.21\text{ }^{\circ}\text{C/año}$ entre septiembre del 2006 y octubre del 2009 a $+0.046\text{ }^{\circ}\text{C/año}$ de septiembre del 2006 a enero del 2010. Justo entre esos meses (octubre 2009-enero 2010) se dieron lugar una serie de temperaturas extremas que enfriaron fuertemente la atmósfera circundante a los glaciales mexicanos.

Ocasionando fuertes heladas que perduraron hasta principios del Verano.

En este sentido, el análisis a largo plazo de este parámetro arrojó que esta tendencia de aumento en la temperatura del aire es menos fuerte para el Pico de Orizaba que para el Iztaccíhuatl. Tal y como lo muestran los datos de re-análisis a un nivel de presión de 500 mbar (Fig. 4.17) y el retroceso glacial determinado para ambos sitios. Pues en el Pico de Orizaba, dada a su altitud, se ha podido conservar una mayor cantidad de área glacial en comparación con el área glacial en el Iztaccíhuatl. Así, el gradiente térmico se convierte en un parámetro importante en el retroceso glacial de México.

La climatología de la temperatura nos muestra que los principales meses en los cuales la temperatura alcanza su valor máximo y mínimo en altitudes cercanas a los glaciares mexicanos son los meses de septiembre y enero, respectivamente. A 500 mbar, la Isotermalidad de la atmósfera a lo largo de los 19° N vuelve más sencilla la caracterización térmica de la atmósfera que rodea a los glaciares en México. Ya que después del análisis de la temperatura, hecho en esta investigación, llegamos a la conclusión de que únicamente existen dos estaciones térmicas durante el año: una estación cálida entre el verano y otoño y una estación fría entre el invierno y primavera. Sin embargo, a nivel de superficie el contraste térmico es más alto ya que la temperatura del aire en el Océano es más alta y afecta directamente a la superficie continental. Tal y como sucede en algunas zonas del centro del país. Este contraste genera un intercambio de calor mayor entre el océano y las zonas de montaña donde la temperatura es menor debido a la altitud. Estas estaciones térmicas definen una parte del régimen climático sobre los glaciares mexicanos. Principalmente si consideramos que esta cualidad los asemeja a los glaciares Tropicales y Sub-tropicales cuyo contraste térmico durante el año es similar al mostrado en este trabajo, caracterizando así a los glaciares mexicanos como glaciares con condiciones de homogeneidad en términos de la temperatura.

Las anomalías de temperatura, calculadas en esta investigación, nos muestran

un calentamiento de la atmósfera a nivel de superficie y a nivel de los 500 mbar; superior a la tendencia de enfriamiento que algunos de los datos lograron mostrar. Este hecho viene a reforzar las tendencias de aumento de la temperatura obtenidas a partir de las series de temperatura del aire en cada estación. La mayoría de estos puntos de muestreo arrojan tendencias de aumento de la temperatura que van de los 0.02 °C/año a los 0.21 °C/año calculado en la estación Glaciar a 5100 m.s.n.m. Por lo tanto, es evidente que la temperatura del aire en la zona está aumentando. No obstante, en los registros mostrados por la estación AWS-Glaciar se encontró que existen fenómenos meteorológicos externos que producen valores anómalos de la temperatura aún más negativos como los ocurridos el 22 de diciembre del 2009 ó el 11 y 15 de enero del 2010.

La oscilación diurna de la temperatura del aire en la estación Glaciar muestra una ligera diferencia con la oscilación anual de la temperatura; y por poco mas de 1°C no estamos diciendo que su oscilación anual es igual a su oscilación diurna. Por tal motivo se concluye que la atmósfera sobre los glaciares mexicanos térmicamente está caracterizada dentro de dos principales tipos de atmósferas: la atmósfera tropical y la atmósfera de latitudes medias. Definiendo a los glaciares de México dentro de un régimen de temperaturas similar al de los glaciares Sub-Tropicales, en los cuales, el rango anual de la temperatura es ligeramente mayor al rango medio diurno de la temperatura del aire. No obstante, en estas regiones la temperatura del aire no define estaciones climáticas y sí una estabilidad térmica a lo largo del año.

Dado el valor de isothermalidad de la atmósfera sobre los glaciares mexicanos (> 60%), podemos concluir que la temperatura del aire no es el principal factor del retroceso glacial en México pero sí uno de los más importantes a largo plazo. Pues la tendencia de aumento de la temperatura del aire determina las zonas en las cuales aún pueden existir las condiciones criosféricas de un glaciar; un ejemplo de esto es el retroceso glacial en el Iztaccíhuatl. Tal y como sucede en las regiones tropicales donde la temperatura no domina completamente la variación anual de la energía de

fusión sobre el glaciar (Favier et al., 2004), pero sí su variabilidad a largo plazo. Sin embargo, Favier et al. (2004) también comentan que en condiciones de alta humedad y gran precipitación los aumentos de la temperatura a corto plazo podrían significar aumentos en la fusión de hielo sobre la superficie.

Por otro lado, dada similitud de los rangos de temperatura diurna y anual en México con respecto a latitudes medias, podemos concluir que la temperatura debe influir en los procesos de conservación y retroceso a largo plazo. Finalmente, las anomalías negativas entre el 2006, 2007 y 2009 pueden estar relacionadas directamente con las fuertes nevadas que aumentaron de forma temporal el espesor del glaciar, principalmente en el Pico de Orizaba. Ya que esta drástica disminución en la temperatura se mezcló justamente con las condiciones de humedad y precipitación adecuadas que generaron estos eventos extremos. Este aumento en el espesor del glaciar no necesariamente termina en un crecimiento del área glacial, más bien como se vio en la sección 4.1.1, representan etapas de acumulación de nieve estacional cuyo tiempo de duración es muy corto y por lo tanto no se logra alcanzar el equilibrio. La situación en este caso es la forma en que este parámetro se combina con la estación del año en la cual ocurren las precipitaciones más importantes; más aún, con aquellas precipitaciones que ocurren durante el invierno, las cuales pueden perdurar si esta temperatura es lo suficientemente baja a lo largo del año. Esto da pie a un régimen glacial en el que la acumulación pueda darse en algún periodo durante el verano y complementarse con acumulaciones aisladas durante el invierno.

5.3. Condiciones de precipitación sobre los glaciares mexicanos

A lo largo de este trabajo hemos podido observar que los glaciares en México están ubicados dentro de una zona climática caracterizada por lluvias constantes todo el año. Lo cual es consistente con el clima Templado con lluvias todo el año

definido para esta región (INEGI, 2015; García, 2004). Sin embargo este clima puede evolucionar a un clima menos lluvioso, es decir, un clima Templado con lluvias en verano dependiendo de la cantidad de humedad que entra al país. El volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba se localiza dentro de la zona con mayor precipitación en esta zona. Por su parte, el volcán Iztaccíhuatl se ubica dentro de un régimen de precipitaciones similar al del Pico de Orizaba pero con valores de precipitación más bajos a lo largo del año.

De todos los sitios analizados en esta investigación, la estación Puebla es el lugar donde cae la mayor cantidad precipitación, la tasa de precipitación es la más alta y la tendencia de déficit de precipitación es de las más bajas. Y dada la cercanía a ambos sitios, podemos decir que esta estación es uno de los mejores referentes de las condiciones de precipitación en los alrededores de los glaciares mexicanos. Por el contrario, los datos de la estación ubicada en la Universidad Tecnológica de Tecamachalco arrojan el valor más alto en la tendencia de déficit de precipitación en la zona: -0.38 mm/año. La estación Izta-Popo es la única estación cuyos datos muestran una ligera tendencia de aumento en las precipitaciones, aproximadamente 1.5 mm/año.

Los datos de la estación AWS-Glaciár, los cuales hay que considerar con mucha cautela, nos enseñaron que las precipitaciones sobre la superficie del Glaciár Norte son las más bajas registradas en esta investigación. Su variabilidad durante el año muestra un máximo de precipitación en el mes de abril con periodos secos en los meses de marzo, mayo, junio, julio y agosto. Más allá de los resultados mostrados en esta investigación, aún no se descarta el hecho de que exista precipitación sólida sobre la superficie del Glaciár Norte, justo durante los meses donde la precipitación líquida es nula (mayo-agosto). Lo cual puede sustentarse a partir del análisis hecho a la humedad relativa sobre el Pico de Orizaba. Ya que en nuestro caso se pudo encontrar que los niveles de humedad en el ambiente son altos justo en la temporada de lluvias durante el verano, los cuales comienzan a ser importantes desde el mes de

abril.

La climatología de la precipitación total mensual sobre cada una de las estaciones y puntos de muestreo utilizados en esta investigación nos mostró que sólo en la estación AWS-Glaciár se presenta un periodo muy marcado de secas en la región, el cual debemos tomar con cautela. Y como ya lo mencionamos anteriormente, dada su altitud, este periodo podría estar caracterizado por precipitaciones sólidas sobre la superficie o presencia de agua super-enfriada en el ambiente siempre que las condiciones de temperatura sean bajas (0°C), la presión de vapor sea alta y el ambiente sobresaturado (humedad al 100%). Características que durante esa temporada pueden presentarse (Fig. 5.1).



Figura 5.1: Condiciones de condensación de agua sobre los instrumentos de la estación AWS-Glaciár. Foto tomada por José Manuel Álvarez Nieves (Septiembre 2010)

Entre junio y septiembre tienen lugar las mayores precipitaciones del año. A partir de octubre éstas comienzan a ser más esporádicas y por lo tanto los valores

disminuyen, sin llegar necesariamente a cero, durante el Invierno. Según los parámetros Bioclimáticos determinados en esta sección: septiembre es el mes más lluvioso, marzo es el mes más seco, la precipitación en el trimestre más frío es considerable llevando a la posibilidad de tener lluvias de invierno o en términos glaciológicos Acumulación de Invierno. La precipitación durante el trimestre más lluvioso puede adherirse o reemplazar al material depositado durante el trimestre más frío. Sin embargo, la duración de ese material de invierno depende de las condiciones de temperatura, radiación y flujos de calor presentes sobre la superficie.

De todos los valores extremos y anómalos analizados, podemos concluir que las anomalías de precipitación más importantes encontradas en esta investigación son aquellas ocurridas el 15 y 16 de enero de 2010 y el 4 y 18 de febrero del mismo año, ya que se presentaron fuertes precipitaciones y bajas temperaturas anómalas que generaron una acumulación importante de nieve sobre los glaciares de México. Estas anomalías no solamente fueron registradas en la mayoría de las estaciones, sino también coinciden con anomalías de temperatura que provocaron temperaturas extremadamente bajas en el centro del país. Anomalías que podrían ser un resultado directo de la presencia combinada de los fenómenos de El Niño y la Niña en ese año.

Finalmente, podemos concluir que la precipitación es otro de los factores importantes del retroceso glacial en México, pero no el principal. Ya que existen precipitaciones importantes en la zona, así como también sequías. En conjunto, la precipitación y la temperatura son factores que determinan la acumulación sobre el glaciar, tal y como las anomalías lo muestran. Sin embargo, la temperatura y la precipitación también podrían fomentar el proceso de fusión de hielo glacial siempre que exista un aumento considerable de la temperatura promedio del aire o la superficie del glaciar se encuentre próxima al punto de fusión. Aunque el calor entrante producto de la precipitación se considera para nuestro caso despreciable, la existencia de precipitación y temperaturas cercanas al punto de fusión sensibilizan la superficie del glaciar de forma tal que la radiación solar entrante puede proporcionar el calor suficiente

para comenzar la fusión de hielo sobre la superficie.

5.4. Regímenes climático y glacial de los glaciares mexicanos

A lo largo de esta investigación se estableció un régimen climático de los glaciares mexicanos el cual queda determinado por una ligera variación de la temperatura del aire a lo largo del año y constantes precipitaciones al rededor de estos glaciares. Estas condiciones permiten tener, en términos generales, una estación seca durante el invierno y la primavera y una estación húmeda durante el verano y otoño meteorológicos. La variación interanual de la temperatura determina a largo plazo la tendencia de retroceso del frente glacial pues afecta directamente a las zonas más bajas del mismo. Este efecto representa uno de los factores más importante en la eventual desaparición y disminución de la cobertura glacial en México. Anualmente, el balance de energía sobre la superficie del glaciar es el principal componente que determina la variabilidad del balance de masa. Y puesto que está dominado por los flujos de calor latente y la radiación neta, este balance de energía representa la cantidad de energía disponible para la fusión de hielo y nieve sobre la superficie. Finalmente, dada la similitud que existe entre la variación anual y diurna de la temperatura del aire, las condiciones de humedad y precipitación a lo largo del año caracterizan las estaciones climáticas sobre los glaciares en México. De éstas depende si existe o no material depositado sobre la superficie de los glaciares mexicanos.

Por lo tanto, el régimen climático sobre los glaciares en México está caracterizado por dos parámetros principales: 1) la temperatura del aire cuyo aumento excesivo define las condiciones de permanencia o desaparición de los glaciares en las partes más bajas o donde la temperatura del aire esté próxima a los 0°C y 2) el balance de energía dominado por la radiación neta y los flujos de calor latente que determinan la cantidad de energía disponible para la fusión o condensación de hielo/nieve sobre la

superficie. Para esta investigación se encontró que este último es el más importante pues bajo la ausencia de cambios abruptos en la temperatura del aire, la precipitación sobre la superficie y las bajas temperaturas pueden cooperar a que el balance de energía sea negativo y no exista energía disponible para la fusión de hielo o nieve sobre la superficie. Pues al haber nevadas más constantes la superficie del glaciar incrementa su albedo reflejando así una gran cantidad de energía proveniente del sol. Tal y como sucedió durante el periodo de 2006 a 2009 sobre la superficie del Glaciar Norte en el Pico de Orizaba (Sección 4.4.3).

Por su parte, el régimen glacial de los glaciares mexicanos está determinado por los cambios en la posición de la ELA y el balance de masa modelado sobre la superficie de los glaciares en el Pico de Orizaba e Iztaccíhuatl. Siendo la primera la que determina la existencia de una zona de acumulación en la parte alta del glaciar en el Pico de Orizaba y una zona de ablación en las partes bajas del mismo. El segundo, muestra cuantitativamente la forma en que los procesos de acumulación y ablación se alternan a lo largo del año, caracterizando el estado y evolución de la masa del glaciar a lo largo de un año de balance. En este trabajo se encontró que el balance de masa acumulado para los periodos de 1979-1989 y 1999-2006 muestra un claro imbalance negativo de la masa del glaciar, el cual coincide con el retroceso y desaparición de los glaciares en México. A su vez, la evolución de la ELA corresponde con la tendencia de aumento de la temperatura del aire que tuvo lugar en la década de los 90's y que concluyó en la desaparición de la lengua glacial de Jamapa y otros glaciares en el Iztaccíhuatl.

De forma anual y con base en el régimen climático de estos glaciares, este régimen glacial caracterizado principalmente por un imbalance negativo sobre la superficie de los glaciares en México puede verse conformado por las siguientes etapas: 1) acumulación y sublimación alternantes durante la estación fría-seca; 2) acumulación predominante durante la estación fría-húmeda; 3) fusión predominante durante la estación cálida-húmeda; 4) sublimación y acumulación esporádicas durante la estación

cálida-húmeda. De estas 4 etapas, el imbalance negativo puede darse principalmente si la etapa 2 no se presenta entre la primavera y el verano. Mientras que el imbalance positivo puede darse principalmente cuando la etapa 3 no se presente y haya sido reemplazada por un aumento en la duración de la etapa 2.

5.5. Caracterización de los glaciares mexicanos

Con base en los regímenes establecidos en esta investigación y las condiciones que los conforman, se pudo establecer una caracterización regional-geográfica-climática de los glaciares mexicanos acorde a las ya definidas en la literatura. Se encontró que los glaciares mexicanos son un tipo de glaciares Tropicales cuya precipitación dentro y fuera de las estaciones húmedas es menor a la que se presenta en los glaciares Tropicales. En cierta forma se aproximan a los glaciares Sub-tropicales sin embargo la precipitación y la humedad que existe en esta región de México reduce la estación seca determinada en esta investigación.

A excepción de lo ocurrido en la década de los 90's, la variación interanual de la temperatura es relativamente baja y su variación anual es similar a la variación diurna en altitudes cercanas a los 5000 m.s.n.m. Estos glaciares presentan una zona de acumulación en la parte alta del glaciar y un área de ablación que se mueve respecto a la posición de la ELA a lo largo del año. El balance de energía esta determinado principalmente por la radiación neta y los flujos de calor latente, el calor sensible no tiene algún efecto en este balance tal y como sucede en los glaciares de latitudes Medias. Por otra parte, la principal diferencia que existe entre los glaciares mexicanos y los glaciares Sub-Tropicales es que la variabilidad del balance de masa no depende directamente de la temperatura de superficie del mar (SST) y sí de la precipitación tal y como sucede en los glaciares Tropicales. La ablación sobre la superficie es constante a lo largo del año igual que pasa sobre los glaciares Tropicales, la cual se acentúa en la temporada cálida y húmeda incrementando así las tasas de

fusión. No obstante, cuando la temperatura del aire varía considerablemente y esta muestra un aumento acelerado dentro de un periodo corto, los glaciares mexicanos pueden comportarse de forma similar a los glaciares de latitudes Medias, con la gran diferencia de que la precipitación y acumulación de nieve sobre la superficie no se compara con la que ocurre en esas regiones. Por lo tanto, bajo esas condiciones los glaciares en México se vuelven vulnerables y tienden a desaparecer más rápidamente tal y como sucedió en la década de los 90's.

5.6. Perspectivas a futuro

Es importante mencionar que durante este trabajo se pudieron observar las limitantes y complicaciones que surgían al momento de entender cada uno de los aspectos climáticos, glaciológicos, energéticos y físicos que determinan el comportamiento y la evolución de los sistemas glaciales en México. La falta de material cartográfico, imágenes aéreas o de satélite, la escasez de MDE de alta resolución espacial y gran periodicidad, la continuidad de los vuelos fotogramétricos, la falta de estaciones meteorológicas con series de tiempo largas y buena calidad de datos, son sólo algunas de las complicaciones que tuvimos al momento de desarrollar cada una de las secciones o etapas de esta investigación. Esto no limitó nuestro análisis y lo llevó a un plano donde las bases de datos climáticos regionales, los recursos numéricos y de simulación y los resultados de investigaciones previas nos ayudarán a escoger e implementar de forma integral los métodos y recursos descritos en los capítulos 2 y 3.

En este sentido, los métodos fotogramétricos, cartográficos, geofísicos y de percepción remota implementados en esta investigación facilitaron la documentación del retroceso y extinción de los glaciares mexicanos. Permitiendo complementar y actualizar el Nuevo Inventario Glaciológico de México. El cual nos llevó a que los glaciares en México pueden retroceder fuertemente si las condiciones de temperatura

del aire, la posición de la Isotherma 0 °C y la evolución de la ELA quedan muy por encima de los límites más bajos de estos glaciares. Lo que en el caso de las lenguas glaciales de Jamapa y Chichimeco o el glaciar Atzintli terminó por desaparecerlos. Continuar con este tipo de análisis es primordial para documentar la eventual desaparición de estos cuerpos de hielo. Por lo tanto, explorar nuevas técnicas geodésicas y fotogramétricas sobre la superficie de los glaciares mexicanos es importante para poder establecer más y mejores mediciones del retroceso glacial y el balance de masa en México.

Finalmente, este trabajo es sólo un parteaguas para nuevas y mejores investigaciones en el futuro. Sobre todo, si consideramos que muchos de los métodos empleados tuvieron que ser ajustados lo más adecuadamente posible con el fin de responder a las preguntas planteadas al principio de esta investigación. Preguntas que pueden ser cuestionadas nuevamente y respondidas con base en nuevas ideas o mejores conceptos que nos conduzcan a un mayor conocimiento de estos glaciares tropicales.

Capítulo 6

CONCLUSIONES

Con base en los objetivos planteados al inicio de esta investigación, podemos concluir lo siguiente:

- Se encontró el régimen glacial y climático que caracteriza a los glaciares de los volcanes Iztaccíhuatl y Citlaltépetl. Estableciendo una relación entre la temperatura, la precipitación, la humedad relativa, el balance de energía, la variación de la ELA y la modelación del balance de masa.
- Se cumplió con la hipótesis de esta investigación haciendo un análisis integral del retroceso y evolución glacial en México.
- Se documentaron y compilaron todos los datos cartográficos, meteorológicos, las investigaciones previas y los modelos computacionales más importantes para el estudio de los glaciares mexicanos.
- Se determinaron los cambios físicos de los glaciares mexicanos para los últimos 60 años. A partir de la fotogrametría digital, el uso de Modelos Digitales de Elevación y la implementación de Sistemas de Información Geográfica, se pudo obtener un catálogo con los cambios del frente glacial, la cobertura glacial y el volumen de los glaciares del Iztaccíhuatl y Citlaltépetl. Con estos se evidenció



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

el claro retroceso glacial en México y los fuertes cambios ocurridos en la década de los 90's donde se perdió gran parte de la cobertura glacial.

- Se calculó el balance de energía sobre la superficie del Glaciar Norte en el volcán Citlaltépetl. Este balance arrojó que entre septiembre de 2006 y enero de 2010 las condiciones de temperatura y precipitación sobre el glaciar se vieron reflejadas en el balance de energía negativo calculado. Por lo tanto, durante ese periodo, las condiciones del flujo de calor latente favorecieron la acumulación de nieve sobre la superficie glacial.
- Se dedujo, con base en el balance de energía negativo encontrado en esta investigación, que la acumulación de masa sobre la superficie del Glaciar Norte en el Citlaltépetl fue a consecuencia de las bajas temperaturas, la precipitación y el fuerte flujo de calor latente provocado por el gradiente de temperaturas entre la superficie del glaciar y la atmósfera. Por lo tanto, la radiación neta se vio compensada con el calor latente en la superficie provocando un balance de energía acumulado completamente negativo.
- Se modeló el balance de masa en la superficie de los glaciares mexicanos pudiendo observar claramente el retroceso glacial en México para los periodos de 1979-1989 y 1999-2006, en este último se observó una zona de acumulación en las partes altas del Glaciar Norte en el Citlaltépetl. Los glaciares del volcán Popocatepetl mostraron una tendencia de retroceso que bajo condiciones nulas de actividad volcánica permitirían la permanencia actual de estos glaciares.
- El retroceso glacial en los volcanes Iztaccíhuatl y Citlaltépetl es similar y responde a los mismos factores climáticos, sin embargo, los glaciares del Popocatepetl no pudieron continuar con su retroceso paulatino debido a la fuerte actividad volcánica que comenzó en 1994. De no existir ésta los glaciares en esa zona aún existirían. Por lo tanto, estos glaciares se comportan de forma similar y pueden ser caracterizados como un mismo tipo de glaciares.

- La ELA en México se encuentra próxima a los 5300 m.s.n.m. por lo que los glaciares del Iztaccíhuatl están actualmente en una zona de constante ablación.
- Se determinaron los regímenes glacial y climático sobre los glaciares mexicanos. Comparados con los glaciares en latitudes medias y tropicales estos regímenes se acercan más a las condiciones presentes en los glaciares Tropicales. Finalmente, el parecido con los glaciares Sub-tropicales es muy grande pero depende de las condiciones de precipitación que existan en México. Por lo tanto, la caracterización de los glaciares mexicanos es la de unos glaciares tropicales cuya sensibilidad a la temperatura a largo plazo los acerca a glaciares de latitudes medias o templados.

Apéndice A

INVENTARIO GLACIOLÓGICO DE MÉXICO

La formación de un inventario glaciológico en México tiene como constante largas interrupciones a través de las últimas décadas. No sólo por la complejidad de realizar estas mediciones, sino también debido a la escasez de geo-científicos interesados en el estudio y conocimiento de los glaciares en México.

Los primeros reportes acerca de la existencia de glaciares en el país fueron documentados por autores como Alzate y Ramírez (1831); o Waitz (1910, 1921). Posteriormente, se comenzaron a hacer mediciones en los glaciares del volcán Popocatepetl por investigadores como White (1954) o Lorenzo (1964), siendo este último quien por primera vez realizara un estudio detallado de los cuerpos de hielo glacial en México. Al no establecerse un monitoreo continuo de los glaciares mexicanos, las actualizaciones del Inventario Glacial en México se han venido dando de forma interrumpida durante los últimos años. Por lo tanto, a lo largo de este Apéndice mostraremos un nuevo intento por actualizar y mejorar el Inventario Glacial de México, haciendo uso del formato establecido por el WGMS y los límites establecidos para la cobertura glacial entre 1959 y 2014: Figs. A.1, A.2, A.3, A.4



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

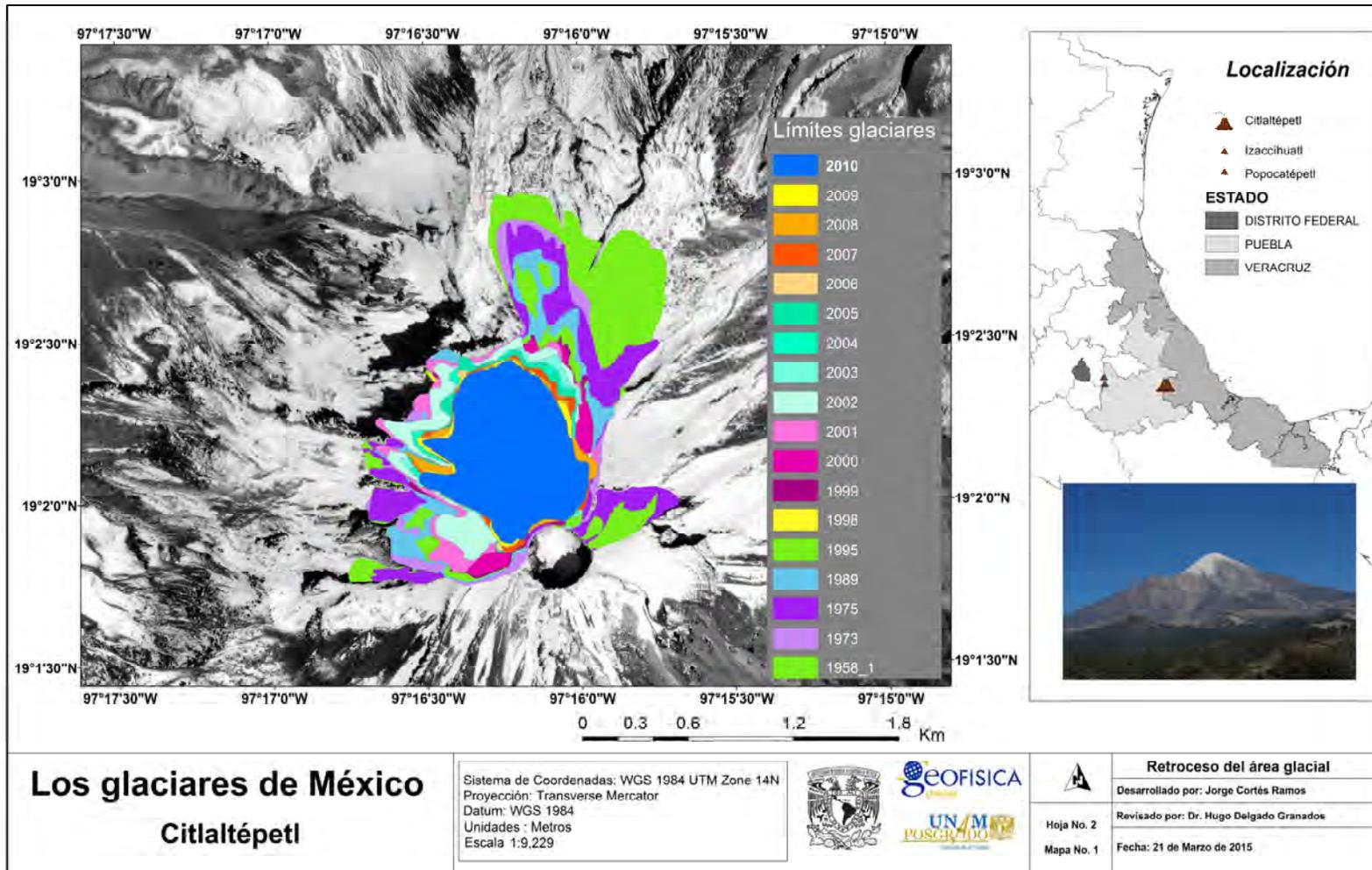


Figura A.1: Evolución de la cobertura glacial entre 1958 y 2010 sobre el volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba. [1] El límite glacial para 1958 mostrado en la figura fue reconstruido por Cortés-Ramos y Delgado Granados (2015)

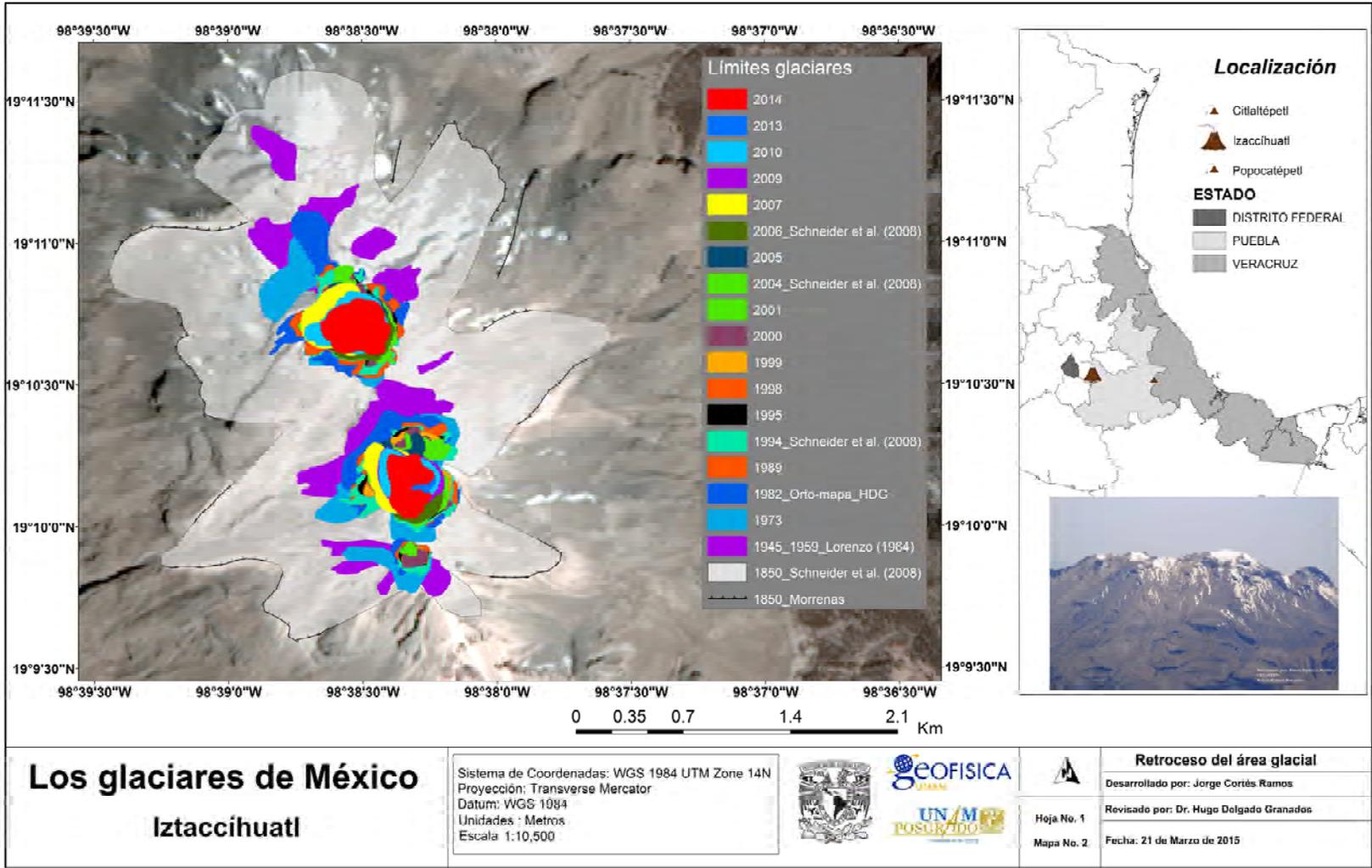


Figura A.2: Evolución de la cobertura glacial en el volcán Iztaccíhuatl: 1850-2014

A GENERAL GLACIER INFORMATION														
A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12a	A12b	A12c	
POLITICAL_UMIT	GLACIER_NAME	WGMS_ID	HYDROLOGICAL_CATCHMENT_AREA	FREE_POSITION	LOCAL_CODE	LOCAL_P_SFG	GEOGRAPHICAL_LOCATION_GENERAL	GEOGRAPHICAL_LOCATION_SPECIFIC	LATITUDE	LONGITUDE	PRIMARY_CLASSIFICATION	FORM	FRONTAL_CHARACTERISTICS	
alphanumeric code: 2 digits	alpha-numeric; up to 30 digits	numeric code: 5 digits	alpha-numeric code: 5 digits	alpha-numeric code: 2 digits	alpha-numeric code: 3 digits	alpha-numeric code: 5 digits	alpha-numeric; up to 30 digits	alpha-numeric; up to 30 digits	decimal degree North or South; up to 6 digits	decimal degree East or West; up to 7 digits	numeric code: 1 digit	numeric code: 1 digit	numeric code: 1 digit	
MX	Glaciar Norte		2H200	03	001	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.036	-97.270	3	5	0	
MX	Chichimeco		2H200	00	007	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.063	-97.267	3	5	1	
MX	Jamapa		2H200	00	006	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.058	-97.272	3	5	1	
MX	El toro		2H200	00	005	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.049	-97.274	3	5	1	
MX	La barba		2H200	00	004	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.049	-97.281	3	5	1	
MX	Noroccidental		2H200	00	003	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.040	-97.275	3	5	1	
MX	Occidental		2H200	00	002	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.036	-97.277	3	5	1	
MX	Suroccidental		2H200	00	001	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.031	-97.274	3	5	1	
MX	Oriental		2H200	00	008	0	CENTRAL MEXICO	Citlaltépetl V.	19.038	-97.257	3	5	1	
MX	La Cabeza		2I400	01	006	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.178	-98.643	3	5	0	
MX	El Cuello		2I400	01	007	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.176	-98.637	3	3	8	
MX	Atzintli		2I400	01	002	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.185	-98.642	3	5	6	
MX	San Augustin		2I400	01	001	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.187	-98.646	3	5	0	
MX	Centro Oriental		2I400	01	011	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.164	-98.639	3	3	6	
MX	Ayoloco		2I400	01	003	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.182	-98.644	3	3	6	
MX	Sudoriental		2I400	01	012	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.163	-98.637	3	5	0	
MX	La Panza		2I400	03	002	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.169	-98.638	3	5	6	
MX	Ayolotepito		2I400	01	005	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.179	-98.639	3	5	0	
MX	Oastenoroste		2I400	01	004	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.183	-98.642	3	3	8	
MX	Norte		2I400	01	008	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.172	-98.637	3	5	0	
MX	El Crater		2I400	01	009	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.169	-98.639	3	6	6	
MX	Nororiental		2I400	01	010	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.167	-98.636	3	5	0	
MX	El Pecho		2I400	03	001	0	CENTRAL MEXICO	Iztaccihuatl V.	19.178	-98.642	3	5	8	
MX	VENTORRILLO	914	2IPO	P	1	101	CENTRAL MEXICO	POPOCATEPETL V.	19.03	-98.625	3	6	6	
MX	NOROCCIDENTAL	915	2IPO	P	3	102	CENTRAL MEXICO	POPOCATEPETL V.	19.026	-98.618	3	9	0	
MX	Norte		2I400	02	003	0	Transmexican Volcanic Belt	Popocatepetl V.	19.029	-98.623	3	5	0	

Figura A.3: Información general de los glaciares incluidos en el Inventario

B STATE											
B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12
POLITICAL_U NIT	GLACIER_NAME	WGMS_ID	YEAR	MAXIMUM_ELEVATION_ OF_GLACIER	MEDIAN_ELEVATION_ OF_GLACIER	MINIMUM_ELEVATION_ OF_GLACIER	ELEVATION_A CCURACY	LENGTH	LENGTH_AC CURITY	SURVEY_DATE	SURVEY_METHOD
alphanumeric code; 2 digits	alpha-numeric; up to 30 digits	numeric code; 5 digits	year	m a.s.l.	m a.s.l.	m a.s.l.	m	km	km	numeric	alphanumeric code; 1 digit
MX	Chichimeco		1958	5010	4850	4740	20	1.73	0.007	19589999	E
MX	Jamapa		1958	5000	4800	4640	20	1.95	0.007	19589999	E
MX	El toro		1958	5109	5040	4930	20	1.16	0.007	19589999	E
MX	La barba		1958	5165	5130	5090	20	0.971	0.007	19589999	E
MX	Noroccidental		1958	5300	5100	4920	20	1.15	0.007	19589999	E
MX	Occidental		1958	5370	5180	4980	20	0.57	0.007	19589999	E
MX	Suroccidental		1958	5600	5400	4980	20	0.918	0.007	19589999	E
MX	Oriental		1958	5515	5300	5070	20	0.575	0.007	19589999	E
MX	Chichimeco		1973	SN	SN	SN	40	SN	0.1	19730525	A
MX	Jamapa		1973	5000	4830	4685	40	1.79	0.1	19730525	A
MX	El toro		1973	SN	SN	SN	40	SN	0.1	19730525	A
MX	La barba		1973	SN	SN	SN	40	SN	0.1	19730525	A
MX	Noroccidental		1973	SN	SN	SN	40	SN	0.1	19730525	A
MX	Occidental		1973	SN	SN	SN	40	SN	0.1	19730525	A
MX	Suroccidental		1973	SN	SN	SN	40	SN	0.1	19730525	A
MX	Oriental		1973	SN	SN	SN	40	SN	0.1	19730525	A
MX	Chichimeco		1975	5010	4950	4860	10	1.24	0.007	19750801	A
MX	Jamapa		1975	5000	4870	4700	10	1.77	0.007	19750801	A
MX	El toro		1975	5109	5040	4930	10	1.16	0.007	19750801	A

Figura A.4: Estado de los glaciares mexicanos

C FRONT VARIATION												
C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9	C10	C11	C12	C13
POLITICAL UNIT	GLACIER NAME	WGS84 ID	YEAR	FRONT VARIATION	FRONT VARIATION ACCURACY	QUALITATIVE VARIATION	SURVEY DATE	SURVEY METHOD	REFERENCE DATE	INVESTIGATOR	SPONSORING AGENCY	REMARKS
alphabetic code: 2 digits	alpha-numeric: up to 30 digits	numeric code: 5 digits	year	m	m	alphabetic code: 2 digits	numeric	alphabetic code: 1 digit	numeric	alpha-numeric	alpha-numeric	alpha-numeric
MX	Jamapa		1958	-300			19589999	A	18509999	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Cartographic correction of Lorenzo's work, 1964 and data from Palacios and Vazquez-
MX	Jamapa		1973	-45	40		19730525	A	19589999	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat MSS and Lorenzo's work of 1964 using 1:20,000 DEM
MX	Jamapa		1975	-15	30		19750801	A	19730525	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat MSS and Orthophoto with 1:20,000 DEM
MX	Jamapa		1989	-55	25		19891026	A	19750801	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat MSS and Orthophoto with 1:20,000 DEM
MX	Jamapa		1995	-185	25		19950901	A	19891026	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	This year Jamapa glacier is gone. Front variation here was considering a remainer
MX	Glaciar Norte		1999	0	20	-SN	19991209	A	19981201	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat ETM+ and Orthophoto with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2000	-10	20		20000906	A	19991209	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat ETM+ images with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2001	-5	20		20011020	A	20000906	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat ETM+ and ASTER with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2002	-15	20		20020329	A	20011020	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	ASTER images with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2003	-12	20		20030203	A	20020329	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	ASTER images with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2004	-33	20		20040309	E	20030203	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	ASTER images with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2005	-5	20		20051123	A	20040309	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	ASTER images with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2006	-25	20		20060315	A	20051123	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat ETM+ and ASTER with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2007	5	20		20070318	A	20060315	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat ETM+ and ASTER with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2008	-10	20		20081226	A	20070318	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	ASTER images with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2009	-5	20		20090323	A	20081226	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat ETM+ and ASTER with 1:20,000 DEM
MX	Glaciar Norte		2010	0	20	-SN	20101020	A	20090323	Cortés-Ramos and Delgado-Granados	UNAM	Landsat ETM+ and ASTER with 1:20,000 DEM

Figura A.5: Variación del frente glaciar en México

D CHANGE													
D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12	D13	D14
POLITICAL_UNIT	GLACIER_NAME	WGMS_ID	YEAR	LOWER_BOUNDS	UPPER_BOUNDS	AREA_SURVEY_YEAR	AREA_CHANGE	AREA_CHANGE_ACCURACY	THICKNESS_CHANGE	THICKNESS_CHANGE_ACCURACY	VOLUME_CHANGE	VOLUME_CHANGE_ACCURACY	SURVEY_DATE
alphabetic code; 2 digits	alpha-numeric; up to 30 digits	numeric code; 5 digits	year	m a.s.l.	m a.s.l.	km2	1000 m2	1000 m2	mm	mm	1000 m3	1000 m3	numeric
MX	GLACIAR NORTE		1973	9999	9999	1.58	-0.46	NA	-1.750959918	NA	-19680789.48	NA	19730525
MX	GLACIAR NORTE		1975	9999	9999	1.56	-0.02	NA	-1.667580874	NA	-3301810.131	NA	19750801
MX	GLACIAR NORTE		1989	9999	9999	1.29	-0.27	NA	-1.588172261	NA	-11053678.94	NA	19891026
MX	GLACIAR NORTE		1995	9999	9999	1	-0.29	NA	-1.512545011	NA	-10723944.13	NA	19950901
MX	GLACIAR NORTE		1998	9999	9999	0.924	-0.076	NA	-1.440519058	NA	-3630108.025	NA	19981201
MX	GLACIAR NORTE		1999	9999	9999	0.918	-0.006	NA	-1.371922912	NA	-1432287.52	NA	19991209
MX	GLACIAR NORTE		2000	9999	9999	0.87	-0.048	NA	-1.30659325	NA	-2453782.123	NA	20000906
MX	GLACIAR NORTE		2001	9999	9999	0.977	0.107	NA	-1.244374523	NA	1580355.645	NA	20011020
MX	GLACIAR NORTE		2002	9999	9999	0.89	-0.087	NA	-1.185118594	NA	-3219967.219	NA	20020329
MX	GLACIAR NORTE		2003	9999	9999	0.73	-0.16	NA	-1.128684375	NA	-4616319.094	NA	20030203
MX	GLACIAR NORTE		2004	9999	9999	0.687	-0.043	NA	-1.0749375	NA	-1709150.625	NA	20040309
MX	GLACIAR NORTE		2005	9999	9999	0.66	-0.027	NA	-1.02375	NA	-1256141.25	NA	20051123
MX	GLACIAR NORTE		2006	9999	9999	0.61	-0.05	NA	-0.975	NA	-1618500	NA	20060315
MX	GLACIAR NORTE		2007	9999	9999	0.64	0.03	NA	-0.975	NA	-39000	NA	20070318
MX	GLACIAR NORTE		2008	9999	9999	0.624	-0.016	NA	-0.92625	NA	-874380	NA	20081226
MX	GLACIAR NORTE		2009	9999	9999	0.623	-0.001	NA	-0.8799375	NA	-565799.8125	NA	20090323
MX	GLACIAR NORTE		2010	9999	9999	0.608	-0.015	NA	-0.835940625	NA	-759034.0875	NA	20101020
MX	PECHO		1973	9999	9999	0.375336	-0.160564	NA	-2.971155812	NA	-5567747.914	NA	19730315
MX	PECHO		1982	9999	9999	0.432	0.056664	NA	-2.652817689	NA	256962.5326	NA	19829999
MX	PECHO		1989	9999	9999	0.308892	-0.123108	NA	-2.368587222	NA	-3453163.311	NA	19890307
MX	PECHO		1994	9999	9999	0.276	-0.032892	NA	-2.11481002	NA	-1232917.323	NA	19941227
MX	PECHO		1995	9999	9999	0.225281	-0.050719	NA	-1.888223232	NA	-1319222.896	NA	19950228
MX	PECHO		1998	9999	9999	0.211285	-0.013996	NA	-1.6859136	NA	-576438.0246	NA	19980308
MX	PECHO		1999	9999	9999	0.199958	-0.011327	NA	-1.50528	NA	-460128.9728	NA	19990311
MX	PECHO		2000	9999	9999	0.194191	-0.005767	NA	-1.344	NA	-333333.952	NA	20000321
MX	PECHO		2001	9999	9999	0.162164	-0.032027	NA	-1.2	NA	-553299.2	NA	20010317
MX	PECHO		2004	9999	9999	0.20732	0.045156	NA	-1.2	NA	202776	NA	20041123
MX	PECHO		2005	9999	9999	0.171554	-0.035766	NA	-1.056	NA	-495901.824	NA	20050328
MX	PECHO		2006	9999	9999	0.170794	-0.00076	NA	-0.92928	NA	-164600.8883	NA	20060315
MX	PECHO		2007	9999	9999	0.158854	-0.01194	NA	-0.8177664	NA	-211273.2205	NA	20070302
MX	PECHO		2009	9999	9999	0.143861	-0.014993	NA	-0.719634432	NA	-193439.6543	NA	20090330
MX	PECHO		2010	9999	9999	0.143861	0	NA	-0.6332783	NA	-91104.04954	NA	20100504
MX	PECHO		2013	9999	9999	0.122084	-0.021777	NA	-0.557284904	NA	-169168.8482	NA	20130605
MX	PECHO		2014	9999	9999	0.122084	0	NA	-0.490410716	NA	-59871.30181	NA	20140131

Figura A.6: Cambios identificados sobre los glaciares mexicanos

Apéndice B

Algoritmos Matlab

B.1. Climatología y promedios mensuales en superficie

```
clear all
clc

%%% THIS PROGRAMM TRANSFORM THE NETCDF TO ASCII FILES
%%% MONTHLY MEANS VALUES FOR AIR TEMPERATURE AT SURFACE
LEVEL
%%% REFERENCE::: NARR
%%% TIME::: JANUARY 1979-DEC 2014 (FROM DAILY VALUES)
%%%-----
%%%-----
%%%-----
%%%-----

%%% Establishing path to the NETCDF data
%path(path, '/home/malinche/Descargas/DATOS-Reanalysis/MONTHLY
CLIMATOLOGY/Air_temp');
%path(path, '/home/jorge/Esritorio/NETCDF_data/Monthly
climatology/Air_temp');
path(path, 'C:\Users\Jorge\Documents\DATOS\NARR');

%%% Reading the netcdf info: variables and attributes
necessaries

%ncdisp('air.sfc.mon.mean.nc');

ncdisp('air.sfc.mon.mean.nc');
var=ncread('air.sfc.mon.mean.nc', 'air');
time=ncread('air.sfc.mon.mean.nc', 'time');
latitude=ncread('air.sfc.mon.mean.nc', 'lat');
long=ncread('air.sfc.mon.mean.nc', 'lon');

%%% -----
--
%%% -----
--

%%% Monthly MEANS
%%% (from 1979-2010)

%%% -----
--
%%% -----
--

var_1=double(zeros(349,277));
t=size(time);
t=t(1,1);
years=floor(t/12);
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB

B.1. CLIMATOLOGÍA Y PROMEDIOS MENSUALES EN SUPERFICIE

```
t=years*12;

%for i=348%:1:345;      % 345 means September 2007
%for i=373:1:384;      % 337:1:348 means jan-dec 2007
%for i=12:12:t;        % i=1 means January
for i=1:t              %All data

    var_new=var(:, :, i);   %%% monthly step

    %%% Offset and scale factor
    %var_new=0.01*var_new;
    iden=double(ones(349,277));
    iden=508*(iden);
    %var_new=var_new+iden;   %%%offset

    %UNCOMMENT to change from K to °C
    iden=double(ones(349,277));
    iden =273.15*(iden);
    var_new=var_new-iden;   %%%Celsius degrees

    %%-----

    var_1 = var_1 + var_new;
    %i;
end

%var_1=var_1/years;
%var_1=var_1/12;      % Annual average
var_1=var_1/t;      %Total Average
%image(var_1);

%% Making the rotation of the geographic space for air
temp and lat long
%%% matrix
n=length(var_1);
a=size(var_1);
m=a(1,2);
    for j=m:-1:1
        k=m+1-j;
        for i=1:n
            var_2(k,i)=var_1(i,j);
        end
    end
end
%figure
%image(var_2);

n=length(latitude);
a=size(latitude);
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.1. CLIMATOLOGÍA Y PROMEDIOS MENSUALES EN SUPERFICIE

```
m=a(1,2);
  for j=m:-1:1
    k=m+1-j;
    for i=1:n
      lat(k,i)=latitude(i,j);
    end
  end
end
%image(lat);

n=length(long);
a=size(long);
m=a(1,2);
  for j=m:-1:1
    k=m+1-j;
    for i=1:n
      lon(k,i)=long(i,j);
    end
  end
end
%image(lon);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%% MONTHLY MEAN OF AIR TEMPERATURE AT SURFACE
January, Feb, March...
%%% (FROM 1979-2010)

%%% HERE WE START WITH THE TRANSFORMATION OF THE NETCDF
TO XYZ MATRIX
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

siz=size(lat);
row=siz(1);
col=siz(2);

t=row*col; %%% 277x349
parameter=zeros(t,3); %%% We could chose the hgt or
copy and paste this routine to oder variables
latitude=zeros(t,3);
longitude=zeros(t,3);

row_var=size(var_2);
row_lat=size(lat);
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB

B.1. CLIMATOLOGÍA Y PROMEDIOS MENSUALES EN SUPERFICIE

```
row_long=size(lon);

n_var=row_var(1,1);
m_var=row_var(1,2);

n_lat=row_lat(1,1);
m_lat=row_lat(1,2);

n_long=row_long(1,1);
m_long=row_long(1,2);

j=0; %% initializing the loop for columns changes
r=0; %% initializing the row counter

while j < m_var
    for i=1:n_var;
        col=j+1;    %% line counter of the original
matrix
        k=i+r;    %% row counter of the new matrix
        parameter(k,3)=var_2(i,col);    %%% Here is
necessary to change the variable of interest
    end
    r=r+i;
    j=j+1;
end

j=0; %% initializing the loop for columns changes
r=0; %% initializing the row counter

while j < m_lat
    for i=1:n_lat;
        col=j+1;    %% line counter of the original
matrix
        k=i+r;    %% row counter of the new matrix
        latitude(k,2)=lat(i,col);    %%% Here is
necessary to change the variable of interest
    end
    r=r+i;
    j=j+1;
end

j=0; %% initializing the loop for columns changes
r=0; %%% initializing the row counter

while j < m_long
    for i=1:n_long;
        col=j+1;    %% line counter of the original
matrix
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.2. CLIMATOLOGÍA Y PROMEDIOS MENSUALES EN NIVELES DE PRESIÓN

```
        k=i+r;      %% row counter of the new matrix
        longitude(k,1)=lon(i,col);    %%% Here is necessary to change
the variable of interest
    end
    r=r+i;
```

B.2. Climatología y promedios mensuales en niveles de presión

```
%clear all
%var=ncread('air.mon.mean.nc','air');

clc

%%%% THIS PROGRAMM TRANSFORM THE NETCDF TO ASCII FILES
%%%% MONTHLY MEANS VALUES FOR AIR TEMPERATURE AT PRESSURE
LEVELS
%%%% REFERENCE:::: NARR MONTHLY AVERAGE
%%%% TIME::::      JANUARY 1979-DEC 2014 (FROM 3 HOURLY
DAILY MEANS)
%%%------
%%%------
%%%------
%%%------

%%% Establishing path to the NETCDF data
%path(path,'/home/malinche/Descargas/DATOS-
Reanalysis/MONTHLY CLIMATOLOGY/Air_temp');
path(path,'C:\Users\Jorge\Documents\DATOS\NARR');

%%% Reading the netcdf info: variables and attributes
necessaries

ncdisp('air.mon.mean.nc');

time=ncread('air.mon.mean.nc','time');
latitude=ncread('air.mon.mean.nc','lat');
long=ncread('air.mon.mean.nc','lon');
level=ncread('air.mon.mean.nc','level');

%l=1;    %%% level 1 = 1000 mbar
%l=13;   %%% level 13 = 700 mbar
%l=14;   %%% level 14 = 650 mbar
%l=17;   %%% level 17 = 500 mbar
%l=18;   %%% level 18 = 450 mbar

%%%------
%%%------
%%%------

%%%%                               Monthly MEANS
%%%%                               (from 1979-2010)
%%%------
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.2. CLIMATOLOGÍA Y PROMEDIOS MENSUALES EN NIVELES DE
PRESIÓN

```
-----  
%%% -----  
-----  
  
var_1=double(zeros(349,277));  
t=size(time);  
t=t(1,1);  
years=floor(t/12);  
t=years*12;  
  
%for i=339:1:339      % means March 2007  
%for i=337:1:348;    % 337:1:348 means jan-dec 2007  
for i=12:12:t        % i=1 means January  
  
    var_new=var(:, :, 1, i);  %%% monthly step  
  
    %%% Offset and scale factor  
    %var_new=0.01*var_new;  
    %iden=int16(ones(349,277));  
    %iden=465*(iden);  
    %var_new=var_new+iden;    %%%offset  
    %iden=int16(ones(349,277));  
    %iden =273.15*(iden);  
    %var_new=var_new-iden;    %%%Celsius degrees  
    %%-----  
  
    %UNCOMMENT to use Kelvin for temperature  
    iden=double(ones(349,277));  
    iden =273.15*(iden);  
    var_new=var_new-iden;    %%%Celsius degrees  
  
    %%-----  
    var_1=var_1+var_new;  
    %i;  
end  
  
var_1=var_1/years;  
%var_1=var_1/12;  
%image(var_1);  
  
%%% Making the rotation of the geographic space for air  
temp and lat long  
%%% matrix  
n=length(var_1);  
a=size(var_1);  
m=a(1,2);  
    for j=m:-1:1  
        k=m+1-j;
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.2. CLIMATOLOGÍA Y PROMEDIOS MENSUALES EN NIVELES DE PRESIÓN

```

        for i=1:n
            var_2(k,i)=var_1(i,j);
        end
    end
end
%figure
%image(var_2);

n=length(latitude);
a=size(latitude);
m=a(1,2);
    for j=m:-1:1
        k=m+1-j;
        for i=1:n
            lat(k,i)=latitude(i,j);
        end
    end
end
%image(lat);

n=length(long);
a=size(long);
m=a(1,2);
    for j=m:-1:1
        k=m+1-j;
        for i=1:n
            lon(k,i)=long(i,j);
        end
    end
end
%image(lon);

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%%%      MONTHLY MEAN OF AIR TEMPERATURE January, Feb,
March...
%%%
                                     (FROM 1979-2010)

%%% HERE WE START WITH THE TRANSFORMATION OF THE NETCDF TO
XYZ MATRIX
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

t=96673;   %%% 277x349
parameter=zeros(t,3);   %%% We could choose the hgt or

```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.2. CLIMATOLOGÍA Y PROMEDIOS MENSUALES EN NIVELES DE
PRESIÓN

```
copy and paste this routine to oder variables
latitude=zeros(t,3);
longitude=zeros(t,3);

row_var=size(var_2);
row_lat=size(lat);
row_long=size(lon);

n_var=row_var(1,1);
m_var=row_var(1,2);

n_lat=row_lat(1,1);
m_lat=row_lat(1,2);

n_long=row_long(1,1);
m_long=row_long(1,2);

j=0; %%% initizialing the loop for columns changes
r=0; %%% initizialing the row counter

while j < m_var
    for i=1:n_var;
        col=j+1; %%% line counter of the original matrix
        k=i+r; %%% row counter of the new matrix
        parameter(k,3)=var_2(i,col); %%% Here is necessary to
change the variable of interest
    end
    r=r+i;
    j=j+1;
end

j=0; %%% initizialing the loop for columns changes
r=0; %%% initizialing the row counter

while j < m_lat
    for i=1:n_lat;
        col=j+1; %%% line counter of the original matrix
```

B.3. Extracción de datos netcdf a *.txt* o *.xlsx*

```
clc
clear all
clc

%%% THIS PROGRAMM TRANSFORM THE NETCDF TO ASCII FILES
IN A SELECTED
%%% COORDINATE
%%% USUALLY FOR MONTHLY MEANS ANOMALIES OF AIR AND SEA
TEMPERATURE AT SURFACE
%%% PRECIPITATION SURFACE TEMPERATURE AT PRESSURE
LEVELS....
%%% REFERENCE:::

%%%-----
-----
%%%-----
-----
%%%-----
-----

%%% Establishing path to the NETCDF data
%path(path, 'C:\Users\Jorge
Cortés\Documents\DOCTORADO\DESARROLLOS 2013-2\Netcdf
data_interpol\Monthly climatology');
%path(path, 'C:\Users\Jorge
Cortés\Documents\DOCTORADO\DESARROLLOS 2012-2\Procesos-
Datos NOAA\NETCDF_data\Monthly climatology\Masks');
path(path, 'C:\Users\Jorge\Documents\DATOS\NARR');
%path(path, 'C:\Users\Jorge\Documents\DATOS\NARR\NARR_3ho
urly\air');
path(path, 'C:\Users\Jorge\Desktop');
```

replay= input(';Quieres trabajar datos mensuales
(anomalías) o datos diarios (3 x hora)? M/D: ', 's');

%When the user works with 3 hourly data from NARR
if replay=='D' | replay=='d'

%%% Reading the netcdf info: variables and attributes
necessaries and
%%% invariants from hgt
%ncdisp('hgt.sfc.nc');
hgt=ncread('hgt.sfc.nc', 'hgt');
%var=ncread('air.2m.1999.nc', 'air');
%time=ncread('air.2m.1999.nc', 'time');

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.3. EXTRACCIÓN DE DATOS NETCDF A .TXT O .XLSX

```
lat=ncread('hgt.sfc.nc', 'lat');
long=ncread('hgt.sfc.nc', 'lon');

%%%%%Setting variables for search
lon_set=-97.27;    %PICO DE ORIZABA (GLACIAR)
lat_set=19.03;    %PICO DE ORIZABA (GLACIAR)
search_radius= 0.12; %%Consider the minimum resolution
%search_radius=0.012;
sel_lon=-999;
sel_lat=-999;
dim=size(long);
n=dim(1,1);
m=dim(1,2);
cnt=0;    %count matches
%dim_temp=size(time);
%dimt=dim_temp(1,1);

%%%%% Finding matches for longitud
for i=1:n;
    for j= 1:m;
        if (long(i,j) > (lon_set-search_radius) &&
long(i,j) < (lon_set+search_radius))
            sel_lon=long(i,j);
            cnt=cnt+1;
            coord(cnt,1)=i; %coordinates where the
condition is satisfied
            coord(cnt,2)=j; %coordinates where the
condition is satisfied
        else
            sel_lon=sel_lon;
        end
    end
end
disp('Matches for longitude:'), cnt

if cnt==0
    break
end

%Establishing the values of latituted to match in order to
found both
%matches and considering the matches found for the
longitud
for i=1:cnt;
    new_lat(i)=lat(coord(i,1),coord(i,2));
end
new_lat=new_lat';
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB

B.3. EXTRACCIÓN DE DATOS NETCDF A *.TXT* O *.XLSX*

```
cnt2=0;

%%%Founding the last matches for latitude
for i=1:cnt;
    if (new_lat(i) > (lat_set-search_radius) &&
new_lat(i) < (lat_set+search_radius))
        sel_lat=new_lat(i);
        cnt2=cnt2+1;
        coord_fin(cnt2,1)=coord(i,1);
        coord_fin(cnt2,2)=coord(i,2);
        sel_lon=long(coord(i,1),coord(i,2));
    else
        sel_lat=sel_lat;
    end
end
disp('Matches for latitude:'), cnt2

%%%If there is not matches for both coordinates after the
latitude finding
if sel_lat == -999;
    disp('There is not cells where both longitud and
latitude matches');
end

ans1=['latitud: ', num2str(sel_lat)]
ans2=['longitud: ', num2str(sel_lon)]
ans3=['celdas: ', num2str(coord_fin)]

%for l=1:dimt
%    var_int(l)=var(coord_fin(1,1),coord_fin(1,2),l);
%end
%var_int=var_int';

else

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%% MONTHLY RESOLUTION OF ANOMALIES (DATA FROM NARR
ANOMALIES)
    if replay=='M' | replay=='m'

%%% Reading the netcdf info: variables and attributes
necessaries
        %ncdisp('air.mon.anom_3_2014.nc');
        %var=ncread('air.mon.anom_3_2014.nc','air');
        %time=ncread('air.mon.anom_3_2014.nc','time');
        %lat_1=ncread('air.mon.anom_3_2014.nc', 'lat');
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.3. EXTRACCIÓN DE DATOS NETCDF A .TXT O .XLSX

```
%lon=ncread('air.mon.anom_3_2014.nc', 'lon');

%ncdisp('air.mean.nc')
%var=ncread('air.mean.nc','air');
%time=ncread('air.mean.nc','time');
%lat_1=ncread('air.mean.nc', 'lat');
%lon=ncread('air.mean.nc', 'lon');

%ncdisp('air.mon.mean.nc')

%level=ncread('air.mon.mean.nc', 'level');
%var=ncread('air.mon.mean.nc','air');
%time=ncread('air.mon.mean.nc','time');
%lat_1=ncread('air.mon.mean.nc', 'lat');
%lon=ncread('air.mon.mean.nc', 'lon');

%ncdisp('precip.mon.anom.nc');
%var=ncread('precip.mon.anom.nc','precip');
%time=ncread('precip.mon.anom.nc','time');
%lat_1=ncread('precip.mon.anom.nc', 'lat');
%lon=ncread('precip.mon.anom.nc', 'lon');

%ncdisp('precip.1x1.combined.mon.mean.v4.nc');

%var=ncread('precip.1x1.combined.mon.mean.v4.nc','precip')
;

%time=ncread('precip.1x1.combined.mon.mean.v4.nc','time');

%lat_1=ncread('precip.1x1.combined.mon.mean.v4.nc',
'lat');
%lon=ncread('precip.1x1.combined.mon.mean.v4.nc',
'lon');

%ncdisp('apcp.mon.mean.nc');
%var=ncread('apcp.mon.mean.nc','apcp');
%time=ncread('apcp.mon.mean.nc','time');
%lat_1=ncread('apcp.mon.mean.nc', 'lat');
%lon=ncread('apcp.mon.mean.nc', 'lon');

ncdisp('rhum.mon.mean.nc');
var=ncread('rhum.mon.mean.nc','rhum');
time=ncread('rhum.mon.mean.nc','time');
lat_1=ncread('rhum.mon.mean.nc', 'lat');
lon=ncread('rhum.mon.mean.nc', 'lon');
level=ncread('rhum.mon.mean.nc', 'level')
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB

B.3. EXTRACCIÓN DE DATOS NETCDF A *.TXT* O *.XLSX*

```
%%% It is necessary to foudimnt if the lat_1 and lon are
matrix
    dim1=(size(lon));
    dim2=(size(lat_1));

    if dim1(1,2)==1
        replay= input('Hola, este archivo requiere de
crear la matriz de lat y lon? Y/N: ', 's');
        if replay=='Y' | replay=='y'
            dim_1=dim1(1,1);
            dim_2=dim2(1,1);
            disp('Creando las matrices de latitude y
longitud')
%%% Making the long matrix
            long=zeros(dim_1,dim_2);
            for i=1:dim_2
                long(:,i)=lon(:,1)-360;
            end
%%% Making the lat matrix
            lat_1=lat_1';
            lat=zeros(dim_1,dim_2);
            for i=1:dim_1
                lat(i,:)=lat_1(1,:);
            end
            disp('READY')
        else
            break
        end
    else
        long=lon;
        lat=lat_1;
        clear lon
        clear lat_1
    end

%%%%%%Setting variables for search
    %lon_set=-97.27;    %PICO DE ORIZABA (GLACIAR)
    %lat_set=19.03;    %PICO DE ORIZABA (GLACIAR) e
IZTA
    lon_set=-98.6;    %Izta
    lat_set=19.18;    %Izta

    %search_radius=1.09;    %%Precip anomalies 2.5 x
2.5 (grid cell)
    search_radius=1.25;    %%Rhum Igual Pico-Izta
    %search_radius=0.5;    %%Precip mean 1 x 1 (grid
cell)
    %search_radius= 1.2;    %%Monthly anomalies temp
```

APÉNDICE B. ALGORITMOS MATLAB
B.3. EXTRACCIÓN DE DATOS NETCDF A .TXT O .XLSX

```
GHCN 5° x 5°
    %search_radius= 0.13;    %%Mean temp sfc NARR
    %search_radius= 1.0;    %%Mean temp CDC Derived NCEP Reanalysis
Products level 500mb
    %search_radius_lat= 1.9;    %%Monthly anomalies temp GHCN 5° x
5°
    %search_radius_lat= 1.0;    %%Mean temp
    %search_radius_lat=1.0;    %%Mean temp CDC Derived NCEP
Reanalysis Products level 500mb
    %search_radius_lat=0.13;    %%NARR
    %search_radius_lat=0.5;    %%Precip anomalies 2.5 x 2.5 (grid
cell)
    search_radius_lat=1.5;    %%Rhum levels Igual Pico-Izta
    %search_radius_lat=0.5;    %%Precip mean 1 x 1 (grid cell)

    sel_lon=-999;
    sel_lat=-999;
    dim=size(long);
    n=dim(1,1);
    m=dim(1,2);
    cnt=0;    %count matches
    dim_temp=size(time);
    dimt=dim_temp(1,1);

%%%% Finding matches for longitud
    for i=1:n;
```

B.4. Cálculo de la climatología y anomalías

```
clear all
clc

%%This program calculates de climatology of any
meteorological parameter
%%in the format DATE dd/mm/yyyy PARAMETER contained in a
.xlsx file.

path(path, 'C:\Users\Jorge\Desktop');

%Original File READ and metadata
[data, txt_hdr, alldata] = xlsread('raw_data.xlsx');
dim=(size(data));
rows=dim(1,1);
cols=dim(1,2);

for vars=1:cols;

%Searching data from an specific month
%mes=1 means January
for mes=1:12;

    j=1; %Count matches
    for i=1:dim;
        if month(txt_hdr(i+1,1),'dd/mm/yyyy')==mes %Month
            matching
            fecha(j,mes)=txt_hdr(i+1,1); %date match
            param(j,mes)=data(i,vars); %meteorological
            parameter value of match
            j=j+1;
        end
    end

    %Calculating mean value of matches for month=mes
    monthly(mes,vars)=0; %Initializing the sum
    count=0; %Initializing the counter
    for i=1:j-1;
        if isnan(param(i, mes))
            i=i+1;
        else

monthly(mes,vars)=monthly(mes,vars)+param(i,mes);
            count=count+1;
        end
    end

monthly(mes,vars)=monthly(mes,vars)/(count);
end

%Calculating anomalies month by month
%mes=1 means January

for mes=1:12;
    %j=1; %Count matches
    for i=1:dim;
        if month(txt_hdr(i+1,1),'dd/mm/yyyy')==mes %Month matching
            date(i,vars)=txt_hdr(i+1,1);
            data(i,vars)=data(i,vars)-monthly(mes,vars);
            %meteorological parameter value of match
        end
    end
end
```

Apéndice C

CONCEPTOS

C.1. Fotogrametría y Percepción Remota

La fotogrametría es una herramienta que nos sirve para derivar información geométrica de objetos a partir del procesamiento, análisis y medición de imágenes. En otras palabras, la fotogrametría es un conjunto de métodos con los cuales obtener información cuantitativa acerca de las dimensiones físicas de un objeto a través de una imagen - “ciencia de medir a partir de fotos”. En esta ciencia, la fotografía y la geometría son la clave para el estudio de objetos, sus texturas, dimensiones, rasgos y características. En particular, la topografía del terreno es uno de los principales aportes de esta ciencia mediante el uso de fotografías aéreas de la superficie terrestre. Por ejemplo, en 1859, el fotógrafo militar Aime Laussedat usó las fotografías terrestres para la construcción de planos de la ciudad de París. Meydenbauer usó fotografías terrestres para hacer planos de la catedral de Wetzlar en Alemania y Sebastian Finsterwalder de Munich usó fotografías para la cartografía de glaciares en los Alpes en 1889. Al primero de estos se le ha considerado como el padre de la fotogrametría (Konecny, 2003).

La fotografía terrestre y la adquirida por globos aerostáticos no fueron las he-

APÉNDICE C. CONCEPTOS

C.1. FOTOGRAMETRÍA Y PERCEPCIÓN REMOTA

ramientas más adecuadas para la generación de un sistema de cobertura global de la superficie terrestre. Esto fue posible gracias al uso de aeronaves como plataforma para las cámaras aéreas en el transcurso de la Primera Guerra Mundial. Por lo tanto, fue necesario desarrollar nuevos instrumentos analógicos con los cuales aplicar la estereoscopia a las fotografías aéreas adquiridas. En este sentido, el concepto de estéreo juega un papel primordial en el desarrollo de la fotogrametría, ya que sin éste no podría dar un análisis y cuantificación de los objetos a partir de una imagen.

Los seres humanos tenemos la capacidad de ver objetos de forma tal que es posible estimar la distancia relativa que hay entre un objeto y nosotros mismos. Esta capacidad proviene directamente de nuestro cerebro y del arreglo de visión que forman nuestros ojos. Este arreglo permite captar dos imágenes con ángulos de visión diferentes pero con un mismo punto de referencia, el cual está dado por la perspectiva central de la visión. Dicha configuración es la que origina el principio de visión estereoscópica y como dijimos anteriormente, en fotogrametría se usa para extraer la información de la superficie del terreno en tres dimensiones a partir de las fotos o imágenes planas. En términos geométricos si tenemos dos o más fotografías del mismo objeto, pero tomadas desde diferentes posiciones, es posible calcular las coordenadas tridimensionales de cualquier punto representado en ambas imágenes.

Aunque esto parece fácil, es necesario realizar un gran trabajo para poder alcanzar dicho objetivo. Hoy en día con la llegada de los nuevos sistemas satelitales, los cuales incluyen sensores en arreglos estereoscópicos de alta resolución, la fotogrametría analítica se ha fusionado a las nuevas metodologías digitales de la percepción remota con el fin de pasar de las imágenes planas a los modelos digitales del terreno en 3D (tres dimensiones). Todo esto tomando como base lo ya desarrollado para la fotogrametría aérea análoga.

En la década de los 20's, Alemanes, Franceses, Italianos y Suizos desarrollaron una gran variedad de instrumentos fotogramétricos. Instrumentos que fueron utilizados durante la 2ª Guerra Mundial para satisfacer la alta demanda de mapeo de

las naciones involucradas en la guerra. Después de la Segunda Guerra Mundial las modificaciones y simplificaciones de los instrumentos de trazado óptico y mecánico, desarrollados en Suiza, Gran Bretaña, Francia, Italia, USA y USSR, jugaron un papel muy importante para satisfacer todas las demandas de mapeo a nivel mundial. Gracias al desarrollo de las computadoras, en las décadas de los 70's y 80's, y al incremento en velocidad y almacenamiento de éstas, finalmente fue posible analizar las imágenes aéreas de forma digital una vez que éstas fueran escaneadas o digitalizadas mediante el uso de escáneres raster.

Por todo lo anterior, la fotogrametría digital comenzó a ser una nueva herramienta para: la medición automática (parcial o total) de un punto sobre la superficie del terreno, la transformación de coordenadas, el apareamiento de imágenes, la derivación de rasgos en 3D y la rectificación diferencial de imágenes con las cuales obtener orto-imágenes cuya geometría sea similar a la de un mapa.

C.1.1. ¿Por qué utilizar la fotogrametría

Por sí misma la fotogrametría representa una de las partes más importantes de la geodesia y la percepción remota. Ya que como lo hemos venido mencionando, una de sus principales tareas es la de corregir la geometría original de las imágenes para la producción de mapas e imágenes geo-referenciadas en alguno alguno de los sistemas cartográficos. Más aún, el monitoreo de los cambios en la superficie de los glaciares la mayoría de las veces requiere de más de una fotografía aérea o imagen de satélite para establecer las foto-interpretaciones o producción de mapas dentro de un Sistema de Información Geográfica. Lo cual sólo puede hacerse si todas las imágenes están *geo-codificadas* bajo un mismo sistema coordenado.

Por otro lado, es bastante obvio que a partir de una fotografía (plano bidimensional) sólo se pueden obtener coordenadas en dos dimensiones. Sin embargo, si requerimos calcular las coordenadas de un objeto en tres dimensiones (tal y como

muchas veces se necesita en el monitoreo de glaciares) es necesario establecer alguna forma o mecanismo con el cual extraer la tercera dimensión de ese objeto sobre el terreno. Por lo tanto, la fotogrametría se basa en las propiedades de la visión humana con el objetivo de encontrar esa tercera dimensión, es decir, la fotogrametría busca la forma de establecer un *modelo estéreo* de la observación a fin de obtener la misma geometría de la visión humana. Ya que los seres humanos tenemos la capacidad de ver objetos de una manera muy especial y con esto podemos estimar la distancia que hay entre un objeto y nosotros mismos. ¿Cómo...? Nuestro cerebro tiene la respuesta, ya que éste todo el tiempo está captando de forma simultánea dos imágenes ligeramente diferentes producto de dos posiciones o ángulos de visión: la imagen del ojo izquierdo y la imagen del ojo derecho, ambas de con respecto a la perspectiva central de visión que en nuestro caso esta en la nariz. Este principio, llamado también visión estereoscópica, es el que se usa para obtener la información en 3D de una imagen proyectada en 2D.

Por lo tanto, si nosotros tenemos dos o más fotografías del mismo objeto tomadas desde diferentes ángulos, las coordenadas tridimensionales de cualquier punto representado en al menos dos de esas imágenes, son (después de un trabajo considerable) completamente calculables. A esto es lo que llamamos la tarea principal de la fotogrametría. Ya que si logramos calcular las coordenadas tridimensionales de cada punto en las fotografías, tendremos también la capacidad de rectificar las imágenes y proyectarlas dentro de un espacio geográficamente referenciado produciendo lo que comúnmente llamamos: “orto-fotos”. Así, a partir de estas orto-fotos es posible digitalizar puntos, líneas o zonas en la superficie que nos lleven a la generación de mapas temáticos del terreno.

Cosas que en nuestro caso son útiles para medir distancias, áreas y cambios sobre la superficie de los glaciares mexicanos. Además como lo veremos más adelante, durante la producción de estas orto-fotos existe la posibilidad de generar Modelos Digitales de Elevación a partir de las coordenadas del terreno en tres dimensiones. Con

APÉNDICE C. CONCEPTOS

C.1. FOTOGRAMETRÍA Y PERCEPCIÓN REMOTA

éstos podríamos también calcular pendientes, aspectos del terreno, espesores promedio y volúmenes de nuestra zona de interés; siempre que la resolución y calidad del MDE creado lo permitan. Eureka! hemos encontrado el porque de la fotogrametría en el monitoreo de los glaciares y en general de la superficie del terreno.

La figura C.1 muestra el flujo de trabajo que se sigue en Fotogrametría para el monitoreo de los glaciares; en este, puede verse de forma más clara y sintetizada cómo la Fotogrametría sigue una línea de procesos para obtener las orto-fotos necesarias en la producción de mapas o análisis de la superficie de la tierra.

APÉNDICE C. CONCEPTOS
C.1. FOTOGRAMETRÍA Y PERCEPCIÓN REMOTA

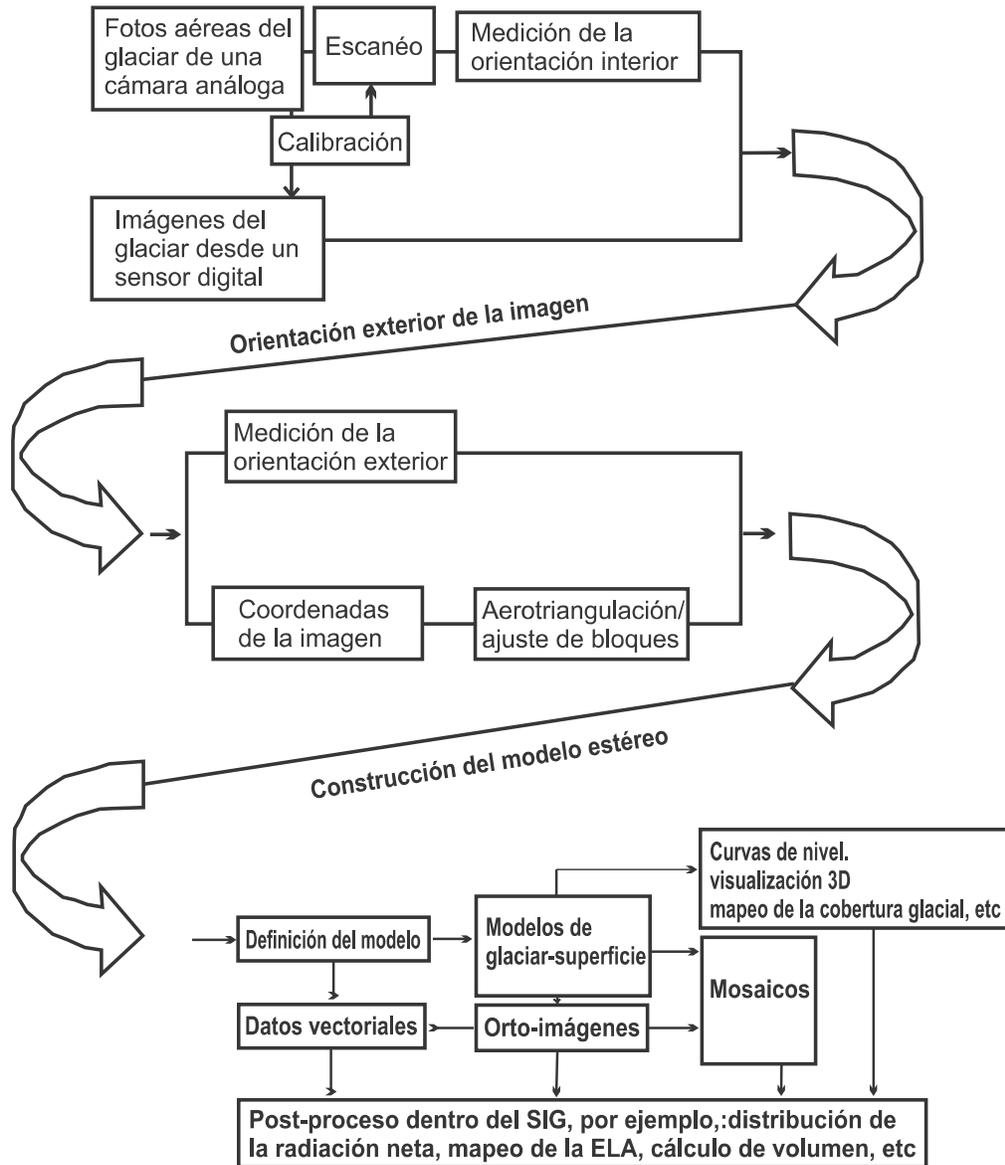


Figura C.1: Flujo de trabajo típico que sigue la fotogrametría para la corrección y uso de fotografías aéreas. Éste diagrama fue modificado de su original ubicado en el libro de Linder (2009)

C.1.2. Principio básico de estereoscopía

El concepto de estereoscopía o *modelo estéreo*, como ya lo hemos mencionado, está basado en la geometría y óptica de la visión humana la cual permite extraer información en tres dimensiones de los objetos ubicados dentro de un plano vistos desde dos ángulos o perspectivas diferentes.

Al respecto, la figura C.2 despliega un arreglo estereoscópico en el que un punto sobre la superficie del terreno queda representado en dos imágenes con ángulos de visión diferentes. Bajo este arreglo, siempre que tengamos la capacidad de reconstruir todos los parámetros geométricos del momento en que se tomaron ambas fotografías, podremos calcular las coordenadas tridimensionales (x, y, z) del punto P una vez que hayamos resuelto el sistema de ecuaciones establecido para los rayos $[P' \rightarrow P]$ y $[P'' \rightarrow P]$ de forma tal que encontremos su punto de intersección.

De la misma manera que para el punto P , cualquier punto sobre la superficie del terreno que quede proyectado en ambas imágenes tiene la capacidad de establecer sus propias ecuaciones del rayo de las cuales obtener sus coordenadas (x, y, z) a partir de la geometría epipolar mostrada en la Figura C.2. Es por esto que el concepto de estereoscopía es la base para el resto de herramientas fotogramétricas con las cuales corregir la geometría de las imágenes y crear Modelos Digitales de Elevación o Modelos Digitales del Terreno ¹.

¹La diferencia entre un Modelo Digital de Elevación y un Modelo Digital del Terreno es la cantidad de información que ambos contienen, es decir, el MDE representa las elevaciones de todos los objetos presentes en la superficie (relieve, infraestructura, vegetación) en cambio el MDT sólo representa los rasgos topográficos del terreno sin incluir vegetación, infraestructura o edificios. Con base en el INEGI, cada que nos referimos a un MDE en esta investigación nos estamos refiriendo propiamente al MDE tipo terreno, ya que los MDE adquiridos aquí no son una representación de todos los objetos sobre la superficie

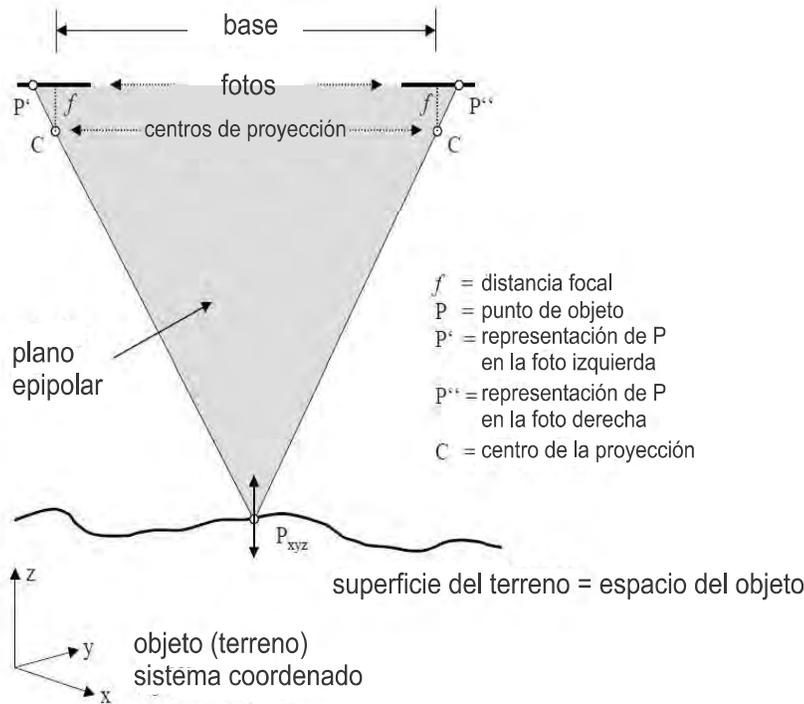


Figura C.2: Geometría del modelo estéreo o geometría estereoscópica. Si subimos o bajamos el punto P , ubicado sobre la superficie, se moverán de izquierda a derecha los puntos P' y P'' lo largo de las líneas epipolares en el plano formado por ambas fotografías. La imagen mostrada aquí es una modificación de la figura 1 de libro de Linder (2009).

C.1.3. Corrección geométrica y orto-rectificación

Las fotografías aéreas y en general cualquier imagen del terreno tienen que estar geoméricamente corregidas previo al uso y análisis de éstas dentro de un Sistema de Información Geográfica. Por ejemplo, éstas deben ser corregidas de las distorsiones y desplazamientos debidos a la lente de la cámara, a la inclinación de la cámara, a la curvatura de la tierra, a la refracción, y a los efectos del relieve en la imagen. Estos defectos deben ser corregidos en su totalidad o al menos minimizados de tal forma que la geometría de la imagen se ajuste lo más posible a la geometría de un mapa. Los procesos de corrección para los desplazamientos antes mencionados se pueden englobar en dos pasos principales: 1) pre-proceso de las imágenes para corregir los errores sistemáticos (i.e., distorsión de la lente, curvatura de la tierra,

refracción); 2) rectificación de las imágenes para remover la inclinación de la cámara y establecer la escala y marco geográfico. Al respecto, una buena parte del proceso de rectificación consiste en establecer relaciones matemáticas entre el sistema de coordenadas geográfico y las fotos aéreas escaneadas, de tal forma que la imagen digitalizada sea remuestreada para crear una imagen rectificada o geo-codificada (Fig. 3.5). Así, la rectificación diferencial corrige también los efectos del relieve a partir del uso de modelos digitales de elevación o MDE (Welch y Jordan, 1996).

Con base en lo anterior y según Welch y Jordan (1996) el proceso de rectificación de una fotografía aérea es el siguiente:

1. Escanear el filme fotográfico y convertirlo en una imagen raster de 8-bit (256 niveles de gris) o 24-bit (color). La resolución de escaneo de una fotografía aérea depende de la escala original de la fotografía y el tamaño de píxel deseado para la fotografía rectificada. En nuestro caso, para las escalas que se tenían de las fotografías aéreas una resolución de 600 dpi era suficiente para obtener un tamaño de píxel entre 1 y 3 m². Este tamaño de píxel puede incrementar o decrecer en el proceso de rectificación/remuestreo hasta alcanzar la resolución deseada para la orto-foto.
2. Crear una lista de Puntos de Control en el Terreno (GCPs, por sus siglas en Inglés). Los puntos de control son marcas o rasgos sobre el terreno fácilmente indentificables sobre la fotografía y que además sus coordenadas x, y, z son completamente conocidas y en un sistema coordenadas geográficas como las coordenadas UTM. Estos puntos de control pueden ser obtenidos mediante mediciones con GPS, imágenes previamente orto-rectificadas o mapas.
3. Posicionamiento de las marcas fiduciales y GCPs. Las posiciones de las marcas fiduciales y los GCPs deben estar localizadas en la imagen escaneada y digitalizadas con el fin de obtener las coordenadas x, y de las fotografías. Relación

²Para identificar mejor la resolución de escaneo de una fotografía aérea se sugiere ver la Sección 3.2 de Linder (2009)

entre las coordenadas x , y de la imagen digital (pantalla) y sus correspondientes dentro del sistema coordenado de adquisición.

4. Transformación matemática de sistemas coordenados. En este paso se establece una relación entre las coordenadas x , y , z del terreno con las coordenadas x , y , z de la imagen o fotografía. Esta relación depende del algoritmo matemático que se emplee, i.e., interpolación polinomial, proyectiva o rectificación diferencial. Dependiendo del tipo de algoritmo matemático que se use, los GCPs van de 3 hasta cientos o miles si la resolución y grado de exactitud lo requieren.
5. Finalmente, la foto digital se rectifica hacia el sistema coordenado del terreno. Durante la rectificación la imagen es remuestreada y el tamaño del píxel modificado según se requiera para poder usar esta imagen junto con otras capas raster.
6. La rectificación diferencial (usada en este trabajo) requiere de un paso adicional que consiste en usar la información de la elevación de la superficie del terreno a través de un MDE y corregir los desplazamientos debidos al relieve (Fig. C.3) en la imagen de salida.

Así, todos los procesos anteriores constituyen lo que hoy en día conocemos como Fotogrametría Digital. Ya que estos sustituyen los procesos de la fotogrametría análoga en la cual se utilizaban grandes herramientas mecánicas que hacían todas las correcciones antes mencionadas. Haciendo más fácil la tarea de combinar mapas y productos cartográficos con las orto-fotos digitalizadas para analizarlas y trabajarlas dentro de un SIG.

C.1.4. Generación de Modelos Digitales de Elevación

En general, un MDE puede ser visto como una representación digital del terreno dada por una cantidad más o menos grande de puntos con coordenadas en tres

APÉNDICE C. CONCEPTOS

C.1. FOTOGRAMETRÍA Y PERCEPCIÓN REMOTA

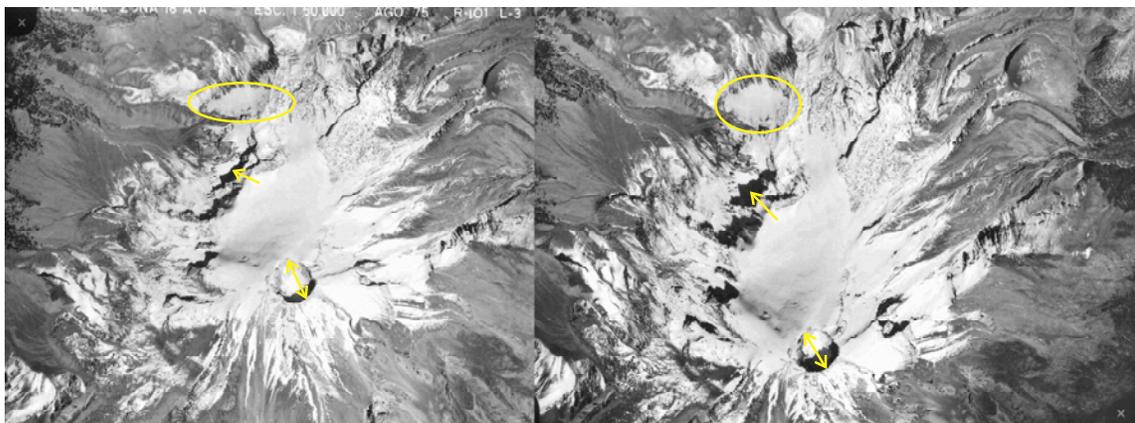


Figura C.3: Esta figura muestra algunos de los desplazamientos que existen en las fotografías aéreas debido a las condiciones de la topografía del terreno. Fotografía del Volcán Citlaltépetl, 1975.

dimensiones (x, y, z) . En otros términos, para cada par de valores (x, y) el valor de elevación z es único y representa la elevación de la superficie. Por lo tanto, existen dos tipos de modelos digitales de elevación: el primero donde las elevaciones son dadas al tope de la superficie de la tierra (MDE del terreno) y el segundo es un modelo que contiene valores de z por encima de los objetos que hay sobre la superficie: árboles, edificios, etc. (MDE de la superficie). Estos últimos son un resultado directo de la comparación de imágenes durante la obtención de orto-fotos. Sin embargo, lo que nosotros por lo general deseamos es la generación de un MDE tipo terreno (MDT) para calcular elevaciones, curvas de nivel, pendientes y otros rasgos característicos de la superficie de la tierra (Linder, 2009).

En este sentido, uno de los principales métodos para la generación de MDT es la *comparación basada en zonas* a partir del apareamiento de dos fotografías aéreas en un espacio estereoscópico³. Al igual que en la ortorectificación, el proceso consiste en comparar un punto de referencia en la imagen de la izquierda (a veces llamada *matriz de referencia*) con los puntos vecinos que rodean la posición aproxi-

³La generación de un MDE entra dentro del flujo de procesos descrito en la Figura C.1 una vez que el modelo estéreo haya quedado bien definido. A partir de ahí, el proceso de correlación de imágenes es el principal involucrado en la generación de estos MDE

APÉNDICE C. CONCEPTOS

C.1. FOTOGRAMETRÍA Y PERCEPCIÓN REMOTA

mada de este mismo punto pero en la imagen de la derecha (a veces llamada *matriz de búsqueda*). Esto mueve el punto a la posición correcta después de un número determinado de movimientos de los píxeles a la izquierda o a la derecha y de arriba a abajo. Así sucesivamente para todas las posiciones dentro de las imágenes ya que para cada una de éstas se calcula un valor de **correlación**. Este coeficiente de correlación varía entre 0 y 1 dónde 0 significa que ambas matrices de píxeles son completamente diferentes, y 1 significa que estas matrices son idénticas. De esta forma, el método reconoce la posición correcta del punto de análisis en donde se cumpla el máximo valor para el coeficiente de correlación. Para más detalles se recomienda consultar los trabajos de Hannah (1988) y Heipke (1996).

Entonces, lo que la matriz de búsqueda va haciendo al ir desplazando los píxeles de izquierda a derecha y de arriba hacia abajo es lo que comúnmente la mayoría de los programas de fotogrametría digital hacen, ya que estos trabajan dentro del *espacio de la imagen*. En la práctica, esto puede producir una serie de problemas ya que los programas tiene que comparar todas las partes de dos imágenes distintas que muestran el mismo objeto en diferentes posiciones. Haciendo que las condiciones de luminosidad y de contraste sobre la superficie produzcan desplazamientos ficticios (radiales y simétricos) reflejados directamente en la geometría de los objetos dentro de las imágenes. En nuestro caso podemos ver en la Figura C.3 cómo las flechas marcadas indican estos desplazamientos ficticios en las zonas donde justamente el contraste y luminosidad provocan dichos efectos. Como resultado, los vecinos cercanos a los puntos correspondientes en ambas imágenes son, por lo general, no idénticos. Lo que significa que los valores del coeficiente de correlación para las matrices en ambas imágenes nunca alcance el valor de 1. Y por lo tanto no se puedan calcular correctamente los valores de x , y , z con los cuales general el MDT que reproduzca adecuadamente la topografía de la superficie.

Un claro ejemplo de esto es la Figura C.4 en la cual se muestran las entradas y salidas durante el proceso de generación de un MDT. De estas puede verse como uno

de los productos posteriores al MDE son justamente las orto-fotos de las fotografías aéreas. Este ejemplo es bastante útil para visualizar los defectos en los valores del MDE debido a las zonas de bajo contraste dentro de las imágenes. En la Fig. C.4 se puede ver en el Modelo y las orto-fotos una gran cantidad de nieve sobre el glaciar y diversas sombras en el terreno las cuales representan justamente zonas de bajo contraste, que en la Figura C.5, se ven representadas como defectos o artificios dentro del MDE.

La explicación a esto es que en zonas donde el contraste es bajo y/o la topografía es bastante compleja (como en las regiones de alta montaña) puede suceder que el coeficiente de correlación no sea superior a 0.3, incluso en posiciones que correspondan exactamente una con la otra. Este defecto también puede aparecer en imágenes con mucha nubosidad o imágenes con zonas de gran cobertura de nieve; ya que éstas presentan un bajo contraste entre píxeles vecinos tal y como sucede en la Figura C.4. Esto significa que una de las principales complicaciones durante el desarrollo de MDE de la superficie de un glaciar a partir de fotografías aéreas es justamente el bajo contraste que existe entre los píxeles que cubren la superficie del glaciar. Sin embargo, dependiendo de la escala de adquisición de la fotografía y la resolución de escaneo, es posible elegir matrices más grandes dentro de la imagen a fin de aumentar el coeficiente de correlación entre vecinos cercanos. El problema sería que ventanas más grandes disminuyen la resolución vertical y horizontal del MDE resultante, perdiendo con esto información importante de la topografía que nos permita comparar entre sí diferentes MDE en distintas fechas. Sobre todo, si la finalidad de esta comparación consiste en estimar de la forma más exacta los cambios de volumen sobre la superficie del glaciar.

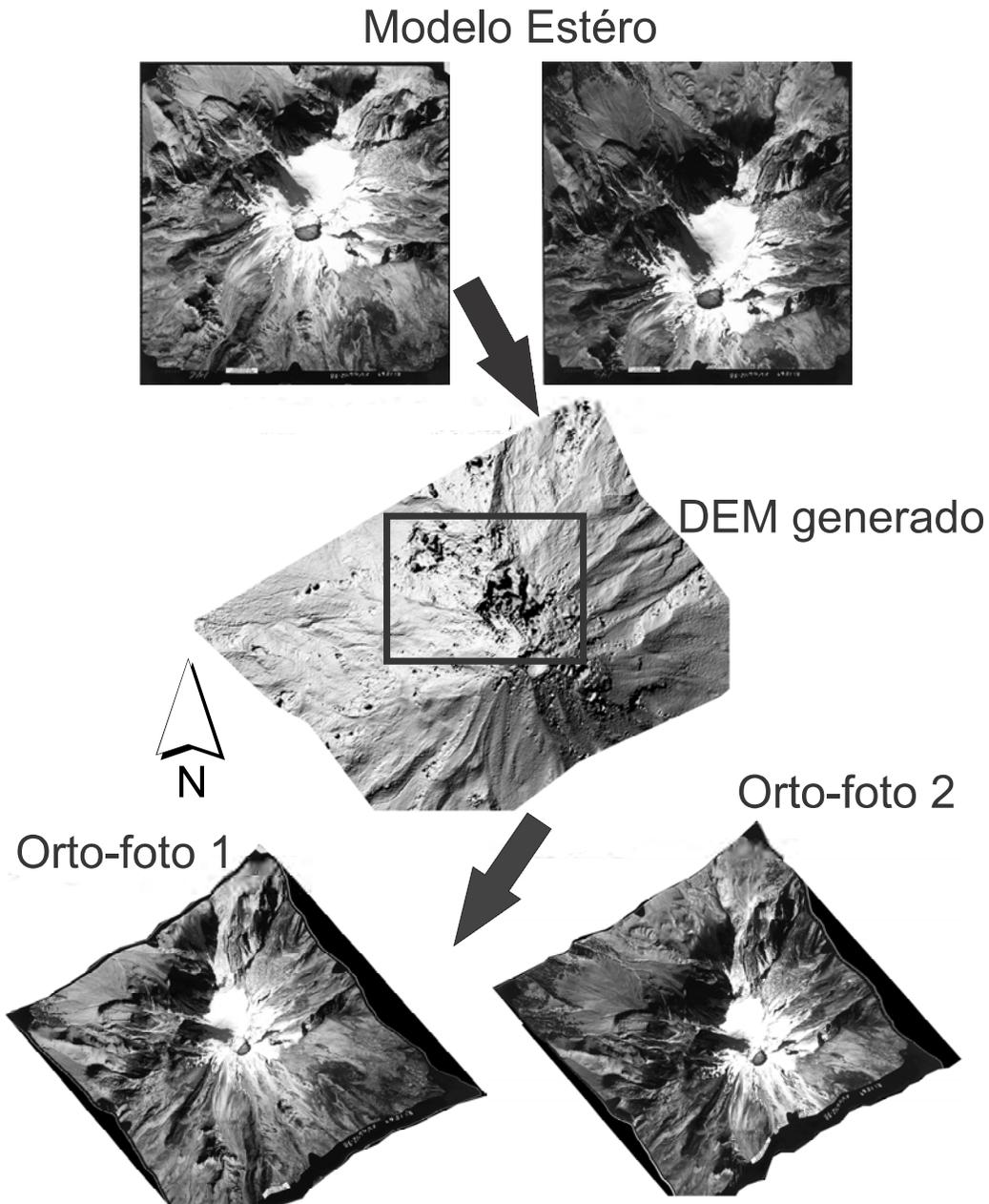


Figura C.4: Proceso de orto-rectificación y generación de MDE a partir de dos fotografías aéreas con geometría epipolar (Modelo estéreo. Este modelo esta formado a partir de dos fotografías aéreas (imagen de referencia e imagen de búsqueda respectivamente) del Pico de Orizaba en Diciembre de 1998. El recuadro enmarca la zona del terreno donde el bajo contraste induce fuertes defectos en la topografía

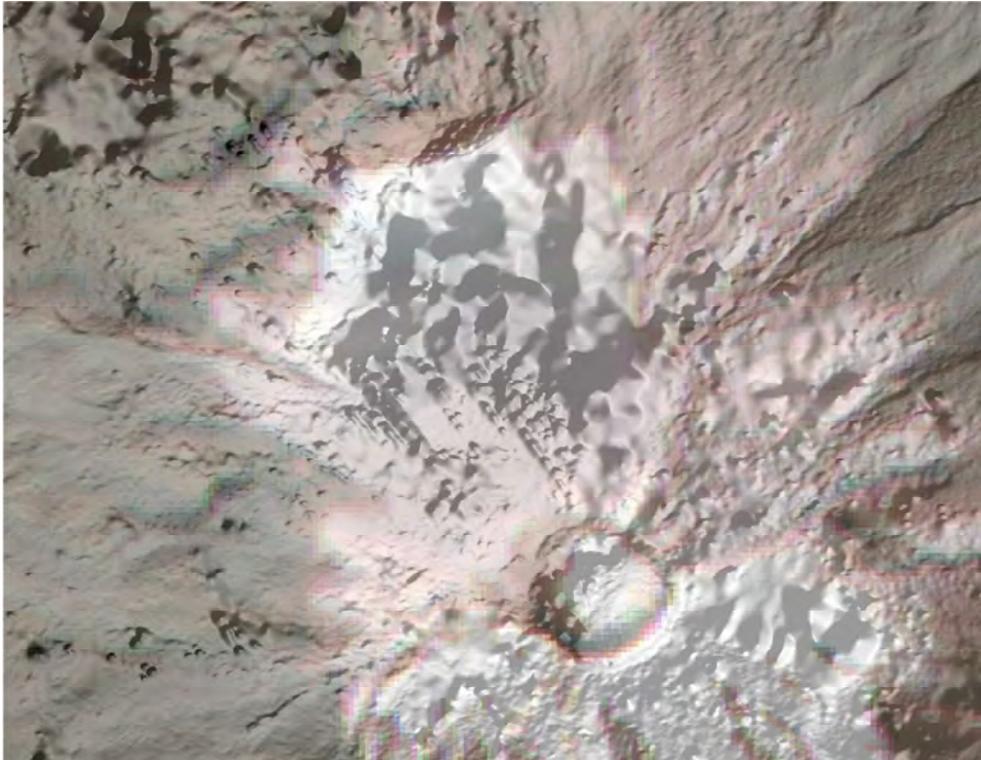


Figura C.5: Defectos en el Modelo Digital del Terreno generado con base en las fotografías de la figura C.4. En esta ampliación podemos ver cómo la topografía de la superficie del glaciar no está bien definida y por lo tanto no representa las condiciones reales del glaciar para Diciembre de 1998.

C.1.5. Fotogrametría Digital

La llegada de las computadoras en la fotogrametría a finales de los años 50's no sólo permitió la automatización parcial de las tareas de restitución análogas, sino también ayudo en la mejora de la exactitud, precisión y fiabilidad del proceso de restitución.

El desarrollo de las computadoras en los 70's y 80', junto con el incremento en la velocidad y almacenamiento de las mismas, finalmente permitió a los usuarios manejar las fotografías aéreas en forma digital una vez que estas fueran escaneadas o rasterizadas. La fotogrametría digital combinada con las técnicas de procesamien-

to de imágenes finalmente se convirtió en una nueva herramienta para: la medición parcial o total de un punto sobre la imagen, la transformación de coordenadas, el apareamiento de imágenes para la obtención de coordenadas en 3D y para la rectificación de imágenes a orto-fotos y la generación de MDE. Esta nueva ***fotogrametría digital*** no sólo es adecuada para el análisis de las fotografías aéreas sino también, bajo algunas modificaciones, para imágenes de cámaras digitales o imágenes de satélite.

Hoy en día, los vuelos equipados con GPS permiten establecer la posición de los sensores (cámaras) en tiempo real con una precisión de hasta 15 cm. Las unidades de medición inercial permiten determinar la inclinación del sensor con una precisión relativamente alta. El propósito de esto es resolver el problema de control en la adquisición sin necesidad de aplicar triangulación aérea (Konecny, 2003).

En este sentido, las imágenes ASTER en el nivel 1B vienen con una corrección geométrica y radiométrica que es procesada con base en sus parámetros de adquisición. Ésta tiene una geometría bien definida y su posición queda bien determinada debido a todos los estabilizadores y al conocimiento de la trayectoria del satélite con respecto al terreno. Esta corrección puede verse con mayor detalle en los trabajos de Abrams (2000) o Abrams y Hook (2002).

C.1.6. Percepción Remota

La Percepción Remota (PR) consiste en la identificación o cuantificación de objetos de forma indirecta a partir de campos creados por fuerzas naturales o artificiales. El mejor ejemplo de estos campos es el campo electromagnético de cuyo espectro se basan muchas de las técnicas de la percepción remota (Konecny, 2003). Este campo permite al usuario separar direccionalmente la energía reflejada desde los objetos en las imágenes.

La percepción remota contiene todas las técnicas y herramientas desarrolladas

en la fotogrametría y la fotogrametría digital para el procesamiento y análisis de las imágenes de sensores remotos. Y ya que en esta investigación nos enfocamos en la fotogrametría digital para la generación de MDE del terreno, es importante mencionar la utilidad y funcionalidad de todas las técnicas de la percepción remota para el análisis de la superficie de la tierra, en particular, para el de los glaciares mexicanos. Técnicas que nos permiten extraer no sólo la información de la geometría o topografía del glaciar, sino también datos como la temperatura de superficie, el albedo, la radiación neta o simplemente la cobertura de nieve sobre la superficie.

Los aeroplanos y los satélites son las plataformas más comunes para realizar las observaciones remotas de la superficie de la Tierra. En este caso, el Sol es quien emite de forma natural la radiación que después es reflejada por la Tierra y por los objetos situados en su superficie. Esta energía es la más común y utilizada por los sensores pasivos en la percepción remota y es también la que nos permite ver los objetos situados a nuestro alrededor. Otra opción dentro de la PR es cuando el sensor remoto incorpora un emisor de radiación electromagnética, tal y como sucede en los sistemas de radar, los cuales usan una antena que emite pulsos de radiación electromagnética la cual es reflejada por los objetos en la superficie llegando nuevamente al propio sensor. Este sistema por lo general es el más utilizado para la detección de objetos lejanos en el campo militar, para la medición de los desplazamientos y transformaciones del terreno y para la generación de MDE de tipo terreno, como ejemplo los MDE del SRTM.

De esta forma, el objetivo principal de la percepción remota es el de analizar las características de la radiación que abandona la superficie de la Tierra y que es captada y procesada posteriormente por sensores situados sobre alguna de las plataformas antes mencionadas. El análisis de esta señal permite determinar los elementos físicos, topográficos y climáticos que producen ciertos rasgos característicos dentro de las imágenes (Cortés-Ramos y Delgado Granados, 2013).

Cortés-Ramos y Delgado Granados (2013) mencionan en su trabajo que los sen-

sores Landsat y ASTER permiten desarrollar de forma eficiente y detallada estudios evolutivos acerca de los cambios acontecidos en la superficie de la tierra. Con estos y con las técnicas que se han ido desarrollando para el monitoreo y estudio de los glaciares en zonas montañosas, es posible establecer en México inventarios, caracterizaciones y análisis de los glaciares tal y como lo han hecho en los Alpes Suizos y otras cordilleras del mundo. Una referencia básica para entender las nuevas tendencias en el monitoreo de los glaciares en zonas montañosas es el trabajo de Kääb (2005) en el cual se desarrollan los principales métodos para el estudio de los glaciares y el permafrost.

En esta investigación, la PR fue la herramienta principal para el análisis evolutivo de los glaciares mexicanos, así como también, para el cálculo y análisis del albedo y la radiación neta sobre la superficie de los mismos. Gracias al procesamiento de las imágenes ASTER, el cual es desarrollado por el mismo programa de la NASA, en este trabajo pudimos obtener directamente las imágenes del albedo, temperatura y emisividad de la superficie con las cuales calcular la radiación neta sobre la superficie de los glaciares en México. Todo esto, siguiendo el método descrito en los trabajos de Cortés-Ramos y Delgado Granados (2012; 2013).

C.2. Sistemas de Información Geográfica

Los sistemas de información geográfica nacieron a partir de las diferentes necesidades que había en los campos de la cartografía, de la computación, las bases de datos y la percepción remota. Ya sea por la necesidad de automatizar el desarrollo de mapas, la vectorización de la información, el análisis computacional de los datos vectoriales y gráficos, la gestión estructurada de la información, los cálculos matemáticos y el procesamiento de imágenes digitales, los sistemas de información geográficos resultan una herramienta primordial para el manejo sistemático de la información espacial. La Figura C.6 nos muestra de forma gráfica cómo es que los

Sistemas de Información Geográfica (SIG) se inter-relacionan con las áreas antes mencionadas.

Gracias al desarrollo computacional, al incremento de la velocidad de procesamiento y a la nueva capacidad de almacenamiento en los años 80's y 90's, fue que pudo darse la apertura de los SIG de la industria y las instituciones gubernamentales a los usuarios en general. Permitiendo así la integración de muchas de las disciplinas de la geografía, geodesia, fotogrametría, percepción remota y actualmente los GPS para el estudio y análisis de la superficie de la tierra y de los sistemas terrestres en general.

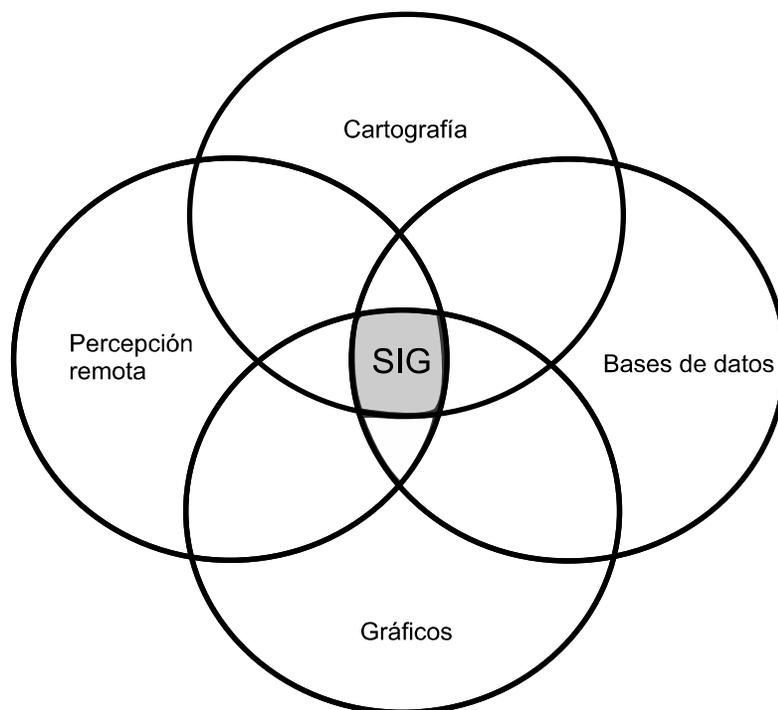


Figura C.6: Interconexiones entre las diferentes disciplinas de los SIG

BIBLIOGRAFÍA

Abrams, M. (2000). The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *International Journal of Remote Sensing*, 21(5):847–859.

Abrams, M. y Hook, S. (2002). *ASTER User Handbook - Version 2*. Jet Propulsion Laboratory & EROS Data Center. Disponible en http://asterweb.jpl.nasa.gov/content/03_data/04_Documents/aster_user_guide_v2.pdf; último acceso: 26 de Noviembre de 2014.

Ahlmann, H. W. (1949). The Present Climate Fluctuation. *Journ. Geog.*, 112:165–93.

Alvarez, R. y Delgado, H. (2002). Characterization of a tropical ice body on Iztaccíhuatl volcano, Mexico. In *Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR2002)*, pages 438–442. International Society for Optics and Photonics.

Alzate y Ramírez, J. A. (1831). Observaciones físicas ejecutadas por D. José Antonio Alzate en la Sierra Nevada. *Gacetas de literatura de México: Puebla, México*, 1:99–107. Reimpreso en la oficina del hospital de S. Pedro, a cargo del ciudadano M. Buen Abad.

Benn, D. I., Owen, L. A., Osmaston, H. A., Seltzer, G. O., Porter, S. C. y Mark, B.



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.

- (2005). Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138:8–21.
- Benn, D.I. y Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65:15–29.
- Chen, M., Xie, P., Janowiak, J. E. y Arkin, P. A. (2002). Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3):249–266.
- Climate Prediction Center NOAA (2014). Cold and Warm Episodes by Season. Disponible en http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. Último acceso: 26 de Noviembre de 2014.
- Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arendt, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L. y Zemp, M. (2011). *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.
- Corripio, J. G. (2003). Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modelling in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*, 17(1):1–23.
- Cortés-Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2012). The recent retreat of Mexican glaciers on Citlaltépetl Volcano detected using ASTER data. *The Cryosphere Discuss.*, 6(4):3149–3176.
- Cortés-Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2013). *La evolución del mayor glaciar de México: vista desde el espacio*. Coordinación de Estudios de Posgrado, UNAM, 1a edición. Disponible en http://www.posgrado.unam.mx/publicaciones/ant_col-posg/; último acceso: 26 de Noviembre de 2014.

- Cortés-Ramos, J. y Delgado Granados, H. (2015). Reconstruction of glacier area on Citlaltépetl volcano, 1958 and implications for Mexico's deglaciation rates. *Geofísica Internacional*, 54(2):111–125.
- Delgado Granados, H. (1997). The glaciers of Popocatépetl volcano (Mexico): Changes and causes. *Quaternary International*, 43-44:53–60.
- Delgado Granados, H. (2007). Climate change vs. Volcanic Activity: Forcing Mexican Glaciers to Extinguish and Related Hazards. In *First International Conference on the Impact of Climate Change on High-Mountain Systems*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia, pp. 153 – 168.
- Delgado Granados, H. (2010). Recent glacier changes in Mexico. In *WGMS General Assembly of the National Correspondents*. Zermat, Suiza.
- Delgado Granados, H., Arciniega Dettmer, R. y Calvario Benítez, D. (1985). Los glaciares del Popocatépetl y el Iztaccíhuatl. *GEOS Boletín: Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Oaxaca*, page 16.
- Delgado Granados, H., Julio-Miranda, P., Álvarez, R., Cabral-Cano, E., Cárdenas González, L., Correa-Mora, F., Luna Alonso, M. y Huggel, C. (2005). Study of Ayoloco Glacier at Iztaccíhuatl Volcano (Mexico): hazards related to volcanic activity-ice cover interactions. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 140:181–193.
- Delgado Granados, H., Julio-Miranda, P., Huggel, C., Ortega del Valle, S. y Alatorre Ibarguengoitia, M.A. (2007). Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatépetl volcano (Mexico). *Global and Planetary Change*, 56(1):13–22.
- Delgado Granados, H., Vázquez-Selem, L., Julio-Miranda, P., Cortés-Ramos, J., Ontiveros-González, G. y Soto, V. (En proceso). La Criósfera en México. In *Primer Reporte Mexicano de Cambio Climático*, chapter 4. En proceso. En revisión.

- Delgado-Granados, H. y Brugman, M. (1995). *Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl*, chapter Estudios realizados durante la Crisis de 1994-1995, pages 221–241. Volcan Popocatepetl. Centro Nacional de Prevención de Desastres, Secretaría de Gobernación. México, D.F.
- Dyurgerov, M., Meier, M. y Armstrong, R. L. (2002). *Glacier mass balance and regime: data of measurements and* . Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado Boulder, USA.
- Favier, V., Wagnon, P., y Ribstein, P. (2004). Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, 31(16).
- Franco, B., Ribstein, P., Sémiond, H., Portocarrero, C. y Rodríguez, A. (1995). Balances glaciares y clima en Bolivia y Perú: impacto de los eventos ENSO. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24(3):661–670.
- Franco, B., Vuille, M., Favier, V. y Cáceres, B. (2004). New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D18).
- Franco, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J. y Sicart, J. E. (2003). Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16 S. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D5).
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana)*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía. 5a. edición.
- Goff, J. A. y Gratch, S. (1946). Low pressure properties of water from -160 to 201 °F. *Trans. ASHVE*, 52:95–121.

- Hannah, M. J. (1988). Digital stereo image matching techniques. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 27(B3):280–293.
- Heine, K. (1973). Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México. *Proyecto Puebla-Tlaxcala: comunicaciones*, 7:51–58. Disponible en http://epub.uni-regensburg.de/9589/1/ubr04421_ocr.pdf.
- Heine, K. (1983). Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispielen der Cordillera Neovolcánica, Mexiko. In Poser, H. y Ekkehard, S., editor, *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum: Bericht über ein Symposium.*, pages 403–424, Folge 3, Nr. 35. Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse. Recuperado a partir de http://epub.uni-regensburg.de/9706/1/ubr04488_ocr.pdf.
- Heine, K. (1984). The classical late weichselian climatic fluctuations in Mexico. In Mörner, N. A. y Karlen, W., editor, *Climatic changes on a yearly millennial basis*, pages 95–115. Reidel, Dordrecht.
- Heine, K. (1988). Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes. *Geowissenschaften*, 6:197–205.
- Heine, K. (2004). Gletscherschwankungen als Zeugen für Umweltveränderungen in den Randtropen der Neuen Welt (Mexiko, Bolivien). *Deutscher Geographentag Bern, Verhandlungsband u. Tagungsbericht*, pages 103–111.
- Heine, K. y Vázquez-Selem, L. (2002). Das 8,2 ka-Ereignis in Mexiko: Gletscherverhalten und klimatische Folgerungen. *Schriftenreihe Deutsche Geol. Ges.*, 21.
- Heine, K. y Vázquez-Selem, L. (2005). Das 8,2 ka-Ereignis in Mexiko: Gletscherverhalten und klimatische Folgerungen. In *Jahrestagung AK Hochgebirge*, pages 95–115. Berlin, Abstracts.

- Heipke, C. (1996). Overview of image matching techniques. *OFFICIAL PUBLICATION-EUROPEAN ORGANISATION FOR EXPERIMENTAL PHOTOGRAMMETRIC RESEARCH*, pages 173–192.
- Huggel, C. y Delgado Granados, H. (2000). Glacier monitoring at Popocatepetl Volcano, México: glacier shrinkage and possible causes. *Beiträge zur Geomorphologie.-Proceedings Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, pages 97–106.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (1975). Archivo aéreo-fotográfico escala 1:50,000. Volcán Citlaltépetl, zona 18-A-A. Información fotográfica del INEGI, México.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (1995). Archivo aéreo-fotográfico escala 1:75,000. Volcán Citlaltépetl. Información fotográfica del INEGI, México.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) (2015). Datos vectoriales escala 1:1 000 000. Unidades climáticas. Catálogo en línea. Disponible en <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reccat/clima/infoescala.aspx>; última visita: 23 de Mayo de 2015.
- Iqbal, M. (2012). *An introduction to solar radiation*. Elsevier.
- Jauregui, E. (1997). Climate changes in Mexico during the historical and instrumented periods. *Quaternary International*, 43:7–17.
- Julio-Miranda, P. y Delgado Granados, H. (2003). Fast hazard evaluation employing digital photogrammetry: Popocatepetl glaciers. *Geofísica Internacional*, 42(2):275–283.
- Julio-Miranda, P., Delgado Granados, H., Huggel, C. y Käab, A. (2008). Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatepetl Volcano (México) during 1994 – 2004. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1):86–98.

- Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H. y Kääb, A. (2004). Glacier Retreat Popocatepetl Volcano, Mexico. Mapa.
- Julio-Miranda, P., González-Huesca, A. E., Delgado Granados, H. y Kääb, A. (2005). Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatepetl volcano (México). *Zeitschrift für Geomorphologie, Special Issue on Volcanic Geomorphology and Hazards*, 140:93–102.
- Kääb, A., Chiarle, M., Raup, B. y Schneider, C. (2007). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56(1):vii–ix.
- Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Wessels, R., Raup, B., Kieffer, H. y Kargel, J. (2002). Glacier monitoring from ASTER imagery: accuracy and applications. In *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space*, volume 2, pages 43–53. Citeseer.
- Kääb, Andreas (2005). *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Geographisches Institut der Universität Zürich.
- Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gómez, J. y Tamayo, W. (2003). The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Hydrology*, 282(1):130–144.
- Kaser, G. y Georges, C. (1997). Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24:344–349.
- Kaser, G. y Georges, C. (1999). On the mass balance of low latitude glaciers with particular consideration of the Peruvian Cordillera Blanca. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4):643–651.
- Kaser, G. y Osmaston, H. (2002). *Tropical glaciers*. Cambridge University Press.

- Klok, E. J. y Oerlemans, J. (2002). Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 48(163):505–518.
- Konecny, G. (2003). *Geoinformation: Remote Sensing, Photogrammetry and Geographic Information Systems*. Taylor & Francis.
- Kurowski, L. (1891). Die Höhe der Schneegrenze. *Penck's Geographische Abhandlungen*, 5 1(124):119–160.
- Linder, W. (2009). *Digital Photogrammetry*. Springer. 3a edición.
- Lorenzo, J. L. (1964). *Los glaciares de México - Volumen 1*. Universidad Nacional Autónoma de México, 2ed.
- Machguth, H., Paul, F., Kotlarski, S. y Hoelzle, M. (2009). Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: A methodical description and interpretation of the results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 114(D19).
- Matthew, L. S. y Vazquez-Selem, L. (2005). Last glacial maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela). *Quaternary International*, 138:129–144.
- Méndez, M. y Magaña, V. (2010). Regional aspects of prolonged meteorological droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 23(5):1175–1188.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D., and Shi, W. (2006). North American Regional Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3):343–360.

- Mölg, T. y Hardy, D. R. (2004). Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on kilimanjaro. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D16):2156–2202. D16104.
- Ontiveros-González, G. (2007). Balance de Energía en la Superficie del Glaciar Norte del Volcán Citlaltépetl. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Ontiveros González, G., Delgado Granados, H. y Cortés-Ramos, J. (2015). Surface Energy Balance model for high-altitude glacial system at 19°N on Glaciar Norte, Mexico. *Geofísica Internacional*, 54(4):299–314.
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area× Altitude, the Area× Altitude Balance Ratio and the Area× Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138:22–31.
- Paffen, Karlheinz (1967). Das Verhältnis der tages-zur jahreszeitlichen Temperaturschwankung: Erläuterungen zu einer neuen Weltkarte als Beitrag zur allgemeinen Klimageographie (The Relationship of Diurnal to Annual Temperature Variations). *Erdkunde*, pages 94–111.
- Palacios, D., Parrilla, G., y Zamorano, J. J. (1999). Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28(1):95–118.
- Palacios, D. y Vázquez-Selem, L. (1996). Geomorphic Effects of the Retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico). *Geografis Annaler. Series A, Physical Geography*, 78(1):19–34.
- Paradis, M (1981). De l'arpentage à la géomatique (From Surveying to Geomatics). *The Canadian Surveyor*, 35(3):262–268.
- Paterson, W. (1994). *The physics of glaciers*. Pergamon, New York.

- Paterson, W. (2010). *The physics of glaciers*. Elsevier Academic Press.
- Prinz, R., Nicholson, L. y Kaser, G. (2012). Variations of the Lewis glacier, Mount Kenya, 2004-2012. *Erdkunde*, 66(3):255–262.
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S. y Schlax, M. G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, 20(22):5473–5496.
- Schneider, D., Delgado Granados, H., Huggel, C. y Käab, A. (2008). Assessing lahars from ice-capped volcanoes using ASTER satellite data, the SRTM DTM and two different flow models: case study on Iztaccíhuatl (Central Mexico). *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(3):559–571.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., y Ziese, M. (2011). GPCP full data reanalysis version 6.0 at 0.5: monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data. doi: 10.5676/DWD_GPCP.
- Secretaría de Comunicaciones y Transportes (1998). Archivo aéreo-fotográfico escala 1:25,000. Volcán Citlaltépetl. Material fotográfico de la SCT, México.
- Sicart, J. E., Hock, R. y Six, D. (2008). Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 113(D24).
- Sissons, J. (1974). A late-glacial ice cap in the central grampians, scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, pages 95–114.
- Sissons, J. (1980). The loch lomond advance in the lake district, northern england. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 71(01):13–27.
- Sistemas de Información Geográfica S. A. (2006a). Información Cartográfica Digital. Proyecto México, Ortofotos Digitales, Escala 1:10,000.

- Sistemas de Información Geográfica S. A. (2006b). Información Cartográfica Digital. Proyecto México, Modelos Digitales de Elevación, Escala 1:20,000.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T.C. y Lawrimore, J. (2008). Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21(10):2283–2296.
- Vázquez-Selem, L. (1997). Late quaternary glaciations of téyotl volcano, central Mexico. *Quaternary International*, 43-44:67–73.
- Vázquez-Selem, L. y Heine, K. (2011). Late Quaternary Glaciation in Mexico. In Ehlers, J., Gibbard, P. L. y Hughes, P. D., editor, *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. A closer look, Volume Developments in Quaternary Science*. Developments in Quaternary Science, Amsterdam, Elsevier. Vol. 15, pp. 849-861.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G. y Bradley, R. S. (2008a). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-science reviews*, 89(3):79–96.
- Vuille, M., Kaser, G. y Juen, I. (2008b). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global and Planetary Change*, 62(1):14–28.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. y Sicart, J. E. (2001). Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, 47(156):21–28.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Kaser, G. y Berton, P. (1999). Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, 22(1):49–58.
- Waitz, P. (1910). Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 7:67–76.

- Waitz, P. (1921). La nueva actividad y el estado actual del Popocatépetl. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 37:295–313.
- Welch, R. y Jordan, T. R. (1996a). Digital orthophoto production in a desktop environment. *GIM Magazine*, 10(7):26–27.
- Welch, R. y Jordan, T. R. (1996b). Using Scanned Air Photographs. In Morain, S. y Baros, S. L., editor, *Raster Imagery in Geographic Information Systems*. Onward Press. pp. 55-69.
- WGMS, Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, W., Hoelzle, M. y Haeberli, W., editor (2012). *Fluctuations of Glaciers 2005-2010*, volume 10. World Glacier Monitoring Service, Zurich.
- White, S. E. (1954). The firm of the popocatépetl volcano. *J. Glaciology*, 2:389–392.
- White, S. E. (1981a). Equilibrium Line Altitudes of Late Pleistocene and Recent Glaciers in Central Mexico. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 63(3):241–249.
- White, S. E. (1981b). Neoglacial to recent glacier fluctuations on the volcano Popocatépetl, Mexico. *Journal of Glaciology*, 27:359–363.
- White, S. E. (1986). Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico. *Quaternary Science Reviews*, 5:201–205.
- White, S. E. (1956). Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico. *Journal of Geology*, 64:289–295.
- Yan, Y., Doin, M. P., Lopez-Quiroz, P., Tupin, F., Fruneau, B., Pinel, V. y Trouvé, E. (2012). Mexico City Subsidence Measured by InSAR Time Series: Joint Analysis Using PS and SBAS Approaches. *IEEE Journal of selected topics in applied earth observation and remote sensing*, 5(4):1312–1326.

Zemp, M., Hoelzle, M. y Haeberli, W. (2007). Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change*, 56(1):83–100.