

**BALANCE DE ENERGÍA EN LA SUPERFICIE DEL GLACIAR
NORTE DEL VOLCÁN CITLALTEPÉTL.**

tesis que presenta

Guillermo Ontiveros Gonzalez

como requisito parcial
para obtener el grado de
Maestro

en

Ciencias de la Tierra

en el

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

de la

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO, INSTITUTO DE
GEOFISICA

Comite Tutorial:

Dr. Hugo Delgado Granados, Tutor academico

Dr. Amando Leyva Contreras

Dr. Victor Magaña Rueda

Dr. Agustin Muhlia Velázquez

Dr. Lorenzo Vázquez Selem

Enero 2008



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.

Agradecimientos

Al Consejo nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por su apoyo a través de una beca de posgrado, la cual me permitio cursar mis estudios de Maestría. Sin el apoyo del CONACyT a través del proyecto “Estudios glaciológicos y volcanológicos en México y su aplicación en la evaluación de peligros geológicos” a cargo del Dr. Hugo Delgado Granados, tampoco hubiera sido posible esta tesis.

A Hugo Delgado Granados por la oportunidad que me dió de hacer un trabajo de maestría relaciondo con la montaña.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM.

A los miembros del comité tutorial.

Al gobierno del estado de Puebla por el apoyo por medio del préstamo de helicópteros utilizados durante la instalación de la instrumentacion en el campo.

A los amigos que colaboraron durante la instalación de la instrumentación durante el mes de mayo de 2006, Hugo Delgado Granados, Isaac Abimelec Farraz Montes, Patricia Julio Miranda, Gabriela Abaunza Canales, Oscar Díaz Molina, José Manuel Álvarez Nieves, Erika Sohn, Luís Ignacio Rojas Godina, Thomas Berger (IRD-Bolivia) y Luís Maisincho (IRD-Ecuador).

A José Manuel Alvarez, Nacho Rojas y Oscar Díaz por su apoyo durante los posteriores trabajos de campo.

Resumen

La presencia de glaciares en México se debe a la altitud de los volcanes en que se encuentran. Los estudios glaciológicos en México previos han abordado el tema necesario de los inventarios glaciales, con mayor atención a los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Este estudio es el primer trabajo de su tipo en México con un reporte de datos cuantitativos de las condiciones meteorológicas de alta montaña.

La ganancia o pérdida de hielo que tenga un glaciar en un intervalo de tiempo; también llamada balance de masa, es un resultado inmediato de la entrada o salida de energía que tenga el glaciar en dicho intervalo de tiempo y esto, a su vez, depende de las condiciones de tiempo meteorológico que el glaciar experimente durante el periodo de interés. En la práctica, los procesos físicos que gobiernan el balance de energía pueden ser vinculados con variables meteorológicas.

En este trabajo se estudia el intercambio de energía entre la superficie del Glaciar Norte del volcán Citlaltépetl y la atmósfera que lo rodea. Se calcula el balance de energía en la superficie del Glaciar Norte del volcán Citlaltépetl y se muestra que su régimen anual de intercambio de energía es mas sensible a la radiación neta que a otras variables meteorológicas como humedad y temperatura. El objetivo fundamental de esta tesis es estimar el balance de energía sobre la superficie del glaciar norte del volcán Citlaltépetl para un año de observación.

Mediante la revisión de conceptos climatológicos y glaciológicos básicos para la clasificación de glaciares de acuerdo a su situación climática, se discute la clasificación de los glaciares mexicanos y se expresa el especial interés que poseen, al ser los únicos glaciares

de latitudes bajas que no pertenecen a la clasificación de glaciares tropicales. En este trabajo se presentan los elementos teóricos de física y meteorología necesarios para el desarrollo de un modelo de balance de energía que permite calcular el balance de energía.

El modelo presentado se utiliza aplicando los datos obtenidos en el campo mediante el uso de estaciones meteorológicas automáticas instaladas en el volcán Citlaltepétl, una sobre el Glaciar Norte y otra sobre una superficie rocosa cercana al glaciar.

Los resultados de la aplicación del modelo de balance de energía a los datos obtenidos en campo muestran que el periodo comprendido entre diciembre y abril, se caracteriza por un notable aumento en la radiación neta, acompañado de una disminución en temperatura y humedad relativa. Esto dificulta la alimentación del glaciar pues, a pesar de la baja temperatura, no hay suficiente humedad disponible para que ocurra la condensación. Por ello, el balance de energía es positivo. Por otra parte, entre mayo y noviembre, el balance de energía llega a ser negativo pero muy cercano a cero por lo que a lo largo del año es dominante la ablación sobre la acumulación.

Se compara el riesgo climático que el glaciar norte del Citlaltepétl posee con el de otros glaciares de latitudes similares y se toma en cuenta la climatología de la región en la que se encuentra ubicado el volcán Citlaltepétl.

Se concluye que el régimen de intercambio de energía en la superficie del glaciar está determinado por la periodicidad y variabilidad de la radiación neta.

Abstract

The presence of glaciers in Mexico is due to the altitude of the volcanoes they cap. So far, glaciological studies in Mexico have addressed the important issue of glacier inventories with particular interest on Popocatepetl and Iztaccíhuatl. This study is the first work of its type in Mexico providing quantitative data on the meteorological conditions in the high mountain.

Gain or loss of ice in a glacier in a time interval; namely the mass balance, is a result of the entrance or exit of energy from the glacier. This may depend on the meteorological regime of the glacier experiments along the period of interest. Actually, the physical processes that govern the energy balance can be linked to meteorological variables.

This work studies the energy interchange between the surface of the Glaciar Norte of Citlaltépetl volcano and the surrounding atmosphere. The energy balance at the surface is calculated and its annual regime of energy interchange is shown being more sensible to the net radiation than any other meteorological variable such as humidity or temperature. The objective of this thesis is the estimate of the energy balance at the surface of the Glaciar Norte of Citlaltépetl volcano over a year of observation.

The revision of basic climatologic and glaciological concepts for climatic classification of glaciers allows the discussion and classification of Mexican glaciers. These are the only glaciers of low latitudes that are not tropical glaciers. Also, the theoretical elements of physics and meteorology needed for the development of an energy balance model are presented.

The developed model was applied using the data collected in the field with two

automatic weather stations on Citlaltépetl volcano, one on the Glaciar Norte and another on a rocky surface near the glacier.

The results show that the period between December and April is characterized by a remarkable increase in net radiation, accompanied by a decrease in temperature and relative humidity. This makes difficult accumulation on the glacier in spite of the low temperature. There is not enough humidity available for the condensation to occur so, the energy balance is positive. On the other hand, between May and November, the energy balance is negative but close to zero. This explains why the ablation prevails over accumulation throughout the year.

The climatic risk of the north glacier of Citlaltépetl volcano is compared with other glaciers of similar latitudes and the climatology of the region is taken into account.

In conclusion, the energy interchange regime at the surface of the glacier is determined by the periodicity and variability of net radiation.

Índice general

Agradecimientos	II
Resumen	IV
Abstract	VI
Índice de figuras	XI
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1. ANTECEDENTES	3
1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	5
1.3. HIPÓTESIS	6
1.4. OBJETIVO	7
1.5. ÁREA DE ESTUDIO	7
1.6. ACCESO AL GLACIAR	9
1.7. METODOLOGÍA.	11
1.7.1. INSTALACIÓN DE INSTRUMENTACIÓN METEOROLÓGICA EN EL ÁREA GLACIAL DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL.	12
1.7.2. ELABORACIÓN DE UN MODELO TEÓRICO PARA CALCULAR EL BALANCE DE ENERGÍA EN LA SUPERFICIE DEL GLACIAR.	12
1.7.3. OBTENCIÓN DE MEDICIONES METEOROLÓGICAS EN CAMPO.	14
1.7.4. PRESENTACIÓN DE LOS DATOS.	15
1.7.5. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS OBTENIDOS DE ACUERDO AL MODELO TEÓRICO PROPUESTO.	15
2. GLACIOLOGÍA.	16
2.1. DEFINICION DE GLACIAR Y HIELO GLACIAL	16
2.2. TRANSFORMACION DE NIEVE EN HIELO	19
2.3. CLASIFICACION DE GLACIARES.	20
2.3.1. CLASIFICACIÓN DE ACUERDO A LA ZONA CLIMÁTICA.	21
2.4. GLACIARES TROPICALES	21
2.5. GLACIARES MEXICANOS	26
2.6. GLACIARES DEL CITLALTÉPETL	27

3. MARCO TEÓRICO.	30
3.1. ELEMENTOS DE TERMODINÁMICA.	31
3.1.1. SISTEMAS TERMODINÁMICOS	31
3.1.2. PRIMER PRINCIPIO DE LA TERMODINÁMICA	32
3.1.3. SISTEMAS COMPUESTOS DE GASES	34
3.2. LA ATMÓSFERA COMO UN SISTEMA COMPUESTO DE GASES.	36
3.2.1. COMPOSICION DEL AIRE EN LA ATMÓSFERA	36
3.2.2. LEY DE FICK	37
3.3. LA ATMÓSFERA COMO UN FLUIDO.	38
3.3.1. ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA	38
3.3.2. VELOCIDAD FRICCIONAL	40
3.4. LA ATMÓSFERA COMO MEDIO ÓPTICO.	41
3.4.1. ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO SOLAR.	42
3.4.2. ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA	43
3.4.3. DISPERSIÓN	43
3.4.4. ABSORCIÓN	45
3.4.5. REFLEXIÓN	47
3.4.6. RADIACIÓN NETA.	49
3.5. INTERACCIÓN ENTRE EL GLACIAR Y LA ATMÓSFERA.	51
3.5.1. FLUJOS TURBULENTOS	51
3.5.2. FLUJO DE CALOR SENSIBLE.	52
3.5.3. CALOR LATENTE.	53
4. MODELO DEL BALANCE DE ENERGÍA EN SUPERFICIES GLACIALES. 56	
4.1. EL GLACIAR COMO SISTEMA TERMODINÁMICO	56
4.1.1. BALANCE DE ENERGÍA GLACIAL	56
4.1.2. CÁLCULO DE LA ENERGÍA INTERNA.	59
4.2. CÁLCULO DE LAS COMPONENTES DEL BALANCE DE ENERGÍA	61
4.2.1. COMPONENTE RADIATIVA.	61
4.2.2. COMPONENTES DE CALOR SENSIBLE Y LATENTE	61
5. RESULTADOS, DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES. 68	
5.1. RESULTADOS	69
5.2. DISCUSIÓN	72
5.3. CONCLUSIONES.	95
Bibliografía 98	
A. INSTRUMENTACIÓN 102	
A.1. VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DEL VIENTO	102
A.1.1. R.M. YOUNG 03001-5 WIND SENTRY SET.	102
A.2. TEMPERATURA Y HUMEDAD RELATIVA	103
A.2.1. HMP50-TEMPERATURE AND RELATIVE HUMIDITY PROBE	103
A.3. RADIACIÓN NETA	104
A.3.1. NR LITE NET RADIOMETER	104

A.4. PRESIÓN BAROMÉTRICA	105
A.4.1. PTB210 DIGITAL BAROMETER	105

Índice de figuras

1.1. Distribución de glaciares al rededor del mundo; Satellite Image Atlas of Glaciers of the world. U.S. Geological Survey, Fact sheet 2005-3056, May 2005. revised 2007.	3
1.2. Ubicación y acceso al volcán Citlaltepétl.	7
1.3. Comparacion de la extension glaciari entre 1952 y 2007	10
1.4. Vista de las estaciones Glaciar y Morrena desde el suroeste.	11
1.5. Trabajos de instalacion y mantenimiento en el Citlaltepétl.	13
2.1. Principales zonas de un glaciar.	18
2.2. Transformación de la nieve en hielo (Paterson, 1994).	20
2.3. Ubicación de los trópicos meteorológicos y astronómicos. (Kaser y Osmaston, 2002)	23
2.4. Distintos regímenes de glaciares (Kaser y Osmaston, 2002).	25
2.5. Ubicación del Glaciar Norte en el Citlaltepétl (Lorenzo, 1959). La línea punteada muestra aproximadamente la extensión actual del glaciar y la zona marcada con un círculo, la ubicación aproximada de las estaciones meteorológicas.	29
3.1. Dispersión y reflexión atmosférica (Iqbal, 1983).	45
3.2. Flujos de energía en una superficie glacial (Francou y Puoyaud, 2004) . . .	52
5.1. Comportamiento de las variables medidas en campo por la estación "Glaciar". A) Temperatura ambiente, B) Humedad relativa, C) Presión barométrica, D) Radiación neta. En adelante nos referiremos con "temperatura" a la temperatura ambiente.	70
5.2. Presión de vapor calculada y filtrada.	71
5.3. Comparación de las componentes del balance de energía.	73
5.4. El balance de energía y sus componentes.	74
5.5. Delimitación de la temporada seca, señalada por la parte sombreada. A) Temperatura, B) Humedad relativa, C) Presión barométrica, D) Radiación neta.	75
5.6. Presión de vapor durante la temporada seca.	76

5.7. Radiación Vs. Balance.	78
5.8. Experimento del día 28 de noviembre (pasto a superficie blanca).	80
5.9. Experimento del 29 de noviembre (negro a pasto).	81
5.10. Penitentes sobre el glaciar norte del Citlaltépetl y detalle de de los mismos penitentes.	85
5.11. Regimen seguido por el Glaciar Norte del ctlaltépetl durande en el año de estudio (Agosto 2006 - Agosto 2007)	86
5.12. Régimen de intercambio energético glaciar-atmósfera durante el año de estudio	87
5.13. Temperatura ambiente en la región de estudio 2000-2007.	90
5.14. Humedad relativa en la región de estudio 2000-2007.	91
5.15. Lluvia en la region de estudio 2000-2007.	92
5.16. Proyección de Cambio Climático par América del Norte. (IPCC, 2007b) . .	94
A.1. Anemómetro y veleta.	103
A.2. Sensor de temperatura y humedad relativa.	104
A.3. Radiómetro NR-lite.	105
A.4. Barómetro digital.	106

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

El hielo glacial cubre aproximadamente el 10 % de la superficie continental de la tierra y de este porcentaje, solo una fracción corresponde a glaciares y capas de hielo fuera de Antártica y Groenlandia (IPCC, 2007a). La parte de criósfera que se encuentra sobre áreas continentales representa el 75 % del agua dulce del planeta (IPCC, 2007a). La distribución actual de glaciares en el mundo se puede observar en la Figura 1.1.

En general, los glaciares reaccionan a los cambios climáticos modificando su masa y, en consecuencia su tamaño, de acuerdo con las modificaciones que los cambios climáticos impliquen para el intercambio de energía entre la superficie del glaciar y la atmósfera; de esta manera, las características de los flujos energéticos, en cada glaciar en particular determinan, cómo reacciona éste a los cambios climáticos.

Los glaciares mexicanos experimentan un proceso de retroceso de acuerdo con la tendencia que presentan la mayoría de los glaciares en el mundo y que ha sido asociada con el proceso de cambio climático global.



Figura 1.1. Distribución de glaciares al rededor del mundo; Satellite Image Atlas of Glaciers of the world. U.S. Geological Survey, Fact sheet 2005-3056, May 2005. revised 2007.

1.1. ANTECEDENTES

Los glaciares y en especial los glaciares alpinos o de montaña, se adaptan a cambios en las condiciones climáticas más rápidamente que las grandes casqueras de hielo, dada la mayor proporción que existe entre su cambio anual de masa y su masa total. Los cambios en glaciares reflejan variaciones climáticas y en varios casos proveen información de áreas remotas donde no hay registros climáticos directos disponibles, como es el caso de grandes latitudes o montañas muy altas cuyas cumbres penetran la troposfera media. Tanto glaciares como capas de hielo contribuyen a modificar el nivel del mar y afectan la disponibilidad de agua dulce en las montañas y regiones que las circundan (IPCC, 2007a).

Existen descripciones de glaciares desde el siglo XI en la literatura, pero el hecho de que se mueven parece no haber sido notado o al menos no fue registrado hasta unos 500

años después. Desde entonces, el hecho de cómo una masa de hielo aparentemente sólida pueda fluir ha sido discutido por muchos científicos (Paterson, 1994). Sin embargo, a la interacción de los glaciares con el clima se le ha prestado atención más recientemente.

Los glaciares avanzan y retroceden en respuesta a los cambios climáticos en una relación compleja. Paterson en 1994 menciona que Ahlman, entre 1920 y 1940, desarrolló investigaciones clásicas acerca de este tema en glaciares de Escandinava y Groenlandia. Otros estudios complementarios acerca de cómo la superficie de los glaciares recibe calor durante la estación de derretimiento fueron empezados por Sverdrup en 1934.

Actualmente es posible conocer el comportamiento futuro de un glaciar, teniendo suficientes datos acerca de su condición actual y asumiendo algunos aspectos acerca del clima futuro (Paterson, 1994).

La comprensión del problema meteorológico no siempre es suficiente, pues los flujos energéticos pueden estar causados por factores de carácter no climático, como es el caso de glaciares que se encuentren sobre volcanes activos.

En México, el estudio de los glaciares comenzó en el siglo XVIII cuando se realizaron por primera vez mediciones barométricas en el volcán Iztaccíhuatl. Sin embargo, el volcán Citlaltépetl, por su lejanía respecto a la ciudad de México y sus relativas dificultades de acceso, ha sido poco estudiado en su aspecto glaciológico. Así, las primeras menciones encontradas según Lorenzo (Lorenzo, 1959) son de Waitz (1910) y Blázquez (1957). Posteriormente se han desarrollado algunos trabajos pero no en la dirección de estudiar el comportamiento glacial y su vínculo con el clima actual.

La presencia de glaciares en México se debe a la altitud de los volcanes que los

albergan y representan un peligro extra, conjuntamente con la actividad volcánica. Es por eso que, aunque eventualmente se han desarrollado estudios glaciológicos en México, los glaciares que más atención han recibido han sido los de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl.

Los glaciares del volcán Popocatepetl han desaparecido a causa de la acción conjunta del vulcanismo y de los factores climáticos, tanto regionales como locales, pues la atmósfera cercana a este volcán (Delgado-Granados, 2007) se encuentra afectada por su cercanía a las ciudades de México y Puebla (Julio y Delgado, 2003). Por su parte, el volcán Citlaltépetl se encuentra alejado de centros urbanos de grandes dimensiones y, por lo tanto, su atmósfera cercana sólo se afecta por factores climáticos de escala regional y global. En este estudio se tratará solamente con el volcán Citlaltépetl pues carece de actividad que modifique significativamente el comportamiento del glaciar. De esta forma, los cambios de estos glaciares están determinados principalmente por factores climáticos (Delgado-Granados, 2007). Gracias a la posibilidad de contar por primera vez con datos meteorológicos obtenidos a la altitud de estas masas de hielo, este trabajo aborda el estudio de los factores climáticos de los glaciares del Citlaltépetl.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los glaciares responden a fluctuaciones climáticas, independientemente de dónde estén localizados dichos glaciares. La ganancia o pérdida de hielo en un glaciar, también llamada balance de masa, depende de la cantidad de energía que el glaciar tenga disponible para realizar cambios de estado de agregación. Esta disponibilidad de energía es resultado

inmediato de las condiciones meteorológicas. En la práctica, los procesos físicos que gobiernan el balance de masa pueden ser vinculados con variables meteorológicas como la temperatura ambiente, la radiación solar global, la cubierta de nubes, la humedad relativa, precipitación, etc. Una de estas variables es la temperatura del aire, que tiene la mayor correlación con las fluctuaciones de glaciares en latitudes medias y altas. Sin duda puede esperarse que los cambios en la temperatura del aire tengan un impacto distinto en las fluctuaciones de glaciares en latitudes bajas que serían particularmente sensibles a alguna otra variable climática como pudiera ser la radiación o la humedad (Kaser et al., 2003).

En este trabajo se trata de identificar las variables meteorológicas a las cuales es más sensible el glaciar norte del volcán Citlaltépetl; para hacerlo se requiere: a) calcular el balance energético en la superficie del glaciar de acuerdo a un modelo teórico apto para cuantificar la contribución energética de las condiciones meteorológicas en el área de estudio; b) tener un registro meteorológico sistemático para el área glacial de este volcán; c) instrumentación que permita la obtención permanente de datos en campo para generar el registro meteorológico.

1.3. HIPÓTESIS

El régimen anual de intercambio de energía, determinado por el balance de energía en la superficie del glaciar norte del volcán Citlaltépetl, es más sensible a la variable radiación neta que a la humedad relativa o a la temperatura.

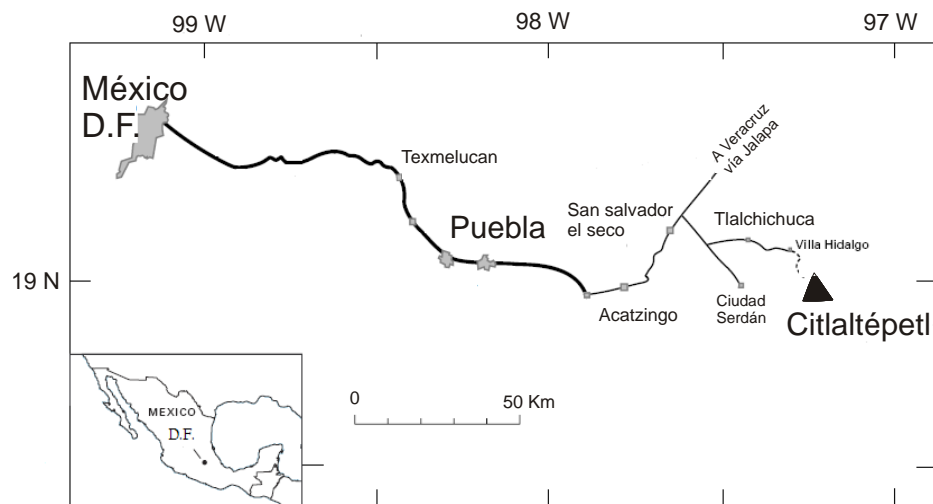


Figura 1.2. Ubicación y acceso al volcán Citlaltépetl.

1.4. OBJETIVO

Estimar el balance de energía sobre la superficie del glaciar norte del volcán Citlaltépetl para un año de observación.

1.5. ÁREA DE ESTUDIO

El volcán Citlaltépetl, o Pico de Orizaba, es la montaña más alta de México, y se encuentra entre los estados de Puebla y Veracruz. El área circundante del volcán adquirió el estatus de Parque Nacional en 1937, vía decreto presidencial elaborado por el Gral. Lázaro Cárdenas (D.O.F., 1937). Se accede al parque nacional desde las ciudades de Tlalchichuca en el estado de Puebla o Coscomatepec en el estado de Veracruz; las posiciones relativas de estas ciudades se pueden ver en la Figura 1.2.

En el Pico de Orizaba y la Sierra Madre Oriental, la vertiente de barlovento es

la oriental, que da al Estado de Veracruz, donde las precipitaciones pluviales varían de 1,000 a 1 200 mm. Anuales; la de sotavento, la occidental, que da al Estado de Puebla, las precipitaciones son de 800 a 1 000 mm. Gran parte de las precipitaciones son en forma de nieve (Parque Nacional Pico de Orizaba www.picodeorizaba.com.mx/pdf/pico.pdf).

En la vertiente oriental se originan varios ríos de caudal casi constante, alimentados tanto por los deshielos de los glaciares y nieves perpetuas, como por las abundantes lluvias que caen en la región.

Lo quebrado del terreno hace que su cauce presente una fuerte pendiente, con numerosos rápidos y cascadas, aprovechables para la producción de energía eléctrica. O sea, por su alimentación son ríos nivoso - pluviales y por su actividad erosiva, jóvenes.

Entre esos ríos figuran, de norte a sur: el Jamapa (que nace de dos arroyos, en el glaciar del mismo nombre), el Cotaxtla, el Metlac, el Orizaba y el Blanco.

El potencial hidrológico del Pico de Orizaba y la Sierra Madre Oriental, tan sólo en la región de clima frío, es de unos 31 000 000 de metros cúbicos anuales, cantidad calculada matemática teniendo en cuenta que la superficie de clima frío en el Pico de Orizaba y su área circundante es de unos 31 km² y que las precipitaciones pluviales alcanzan en promedio 1 000 mm. anuales (Parque Nacional Pico de Orizaba www.picodeorizaba.com.mx/pdf/pico.pdf)

Aunque dicha cantidad no sea muy grande (equivalente apenas a la vigésima parte del escurrimiento promedio anual del río Jamapa, que es de unos 597 000 000 de metros cúbicos), representa un recurso natural valiosísimo, ya que, por las bajas temperaturas imperantes en la zona, las precipitaciones en el Pico de Orizaba casi no sufren los efectos

de la evaporación y proveen a las corrientes que allí se originan de un caudal apreciable de agua, incluso en las sequías más intensas y prolongadas (Parque Nacional Pico de Orizaba www.picodeorizaba.com.mx/pdf/pico.pdf).

1.6. ACCESO AL GLACIAR

El acceso al glaciar no ha cambiado mucho desde la década de los años 50; de hecho, la descripción que hizo en su tiempo Lorenzo (1959) sería válida para la actualidad, sólo que el refugio de Piedra Grande es ahora más grande y está hecho de piedra y no de madera como lo fue anteriormente. En la actualidad son necesarias de dos a tres horas de caminata para llegar desde el refugio hasta el pie del glaciar, debido al retroceso del mismo y no una hora como sucedía en esos años como, la Figura 1.3 muestra el retroceso del glaciar.

Desde la ciudad de México es necesario ir por la carretera 150, que lleva a Veracruz pasando por Puebla, al llegar a San Salvador el Seco es necesario tomar la desviación que lleva a Tlalchichuca y una vez ahí se debe tomar el camino que lleva a Villa Hidalgo, a 3400 m.s.n.m. De Villa Hidalgo sale un camino de terracería transitable solo por vehículos de doble tracción y que lleva al refugio de Piedra Grande a 4200 m.s.n.m. A partir del refugio de Piedra Grande sólo es posible continuar a pie; la ruta sigue por una cañada que sube por el volcán en dirección sur, casi alineada con la dirección en la que se ve la cumbre, después de una hora y media de camino se llega al lugar llamado “Los Nidos”, y que es un sitio para acampar. Poco después de este sitio, se llega a una cresta rocosa que hay que seguir por el costado izquierdo, y al terminar esta parte rocosa es posible ver el glaciar. Se continúa hasta el pie del glaciar desde donde hay que caminar como si se quisiera



febrero 1942



febrero 2007

Figura 1.3. Comparacion de la extension glaciara entre 1952 y 2007



Figura 1.4. Vista de las estaciones Glaciar y Morrena desde el suroeste.

cruzar el glaciar en dirección poniente; unos metros antes de salir del glaciar, se encuentra la estación meteorológica denominada “Glaciar” y siguiendo en la misma dirección, pero inmediatamente después de haber dejado el glaciar se encuentra la estación “Morrena”. En la Figura 1.4 se puede observar la cercanía entre ambas estaciones. Ambas estaciones fueron instaladas en mayo de 2006.

1.7. METODOLOGÍA.

Para estimar el balance energético en la superficie del glaciar norte del volcán Citlaltépetl y comprobar la hipótesis de la sensibilidad a la radiación neta del régimen de intercambio de energía entre la superficie del glaciar y la atmósfera se aplicó la metodología siguiente:

1.7.1. INSTALACIÓN DE INSTRUMENTACIÓN METEOROLÓGICA EN EL ÁREA GLACIAL DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL.

Para la realización de este trabajo se instalaron dos estaciones meteorológicas en el área de estudio (Figura 1.5); una de ellas, denominada “Glaciar” se encuentra sobre el glaciar y la otra llamada “Morrena” que está situada a unos 20 metros de la anterior sobre una superficie de roca. Los instrumentos que componen estas estaciones son adecuados para condiciones meteorológicas extremas en cuanto a temperatura, radiación y humedad. Además, dado el difícil acceso, tienen un alto grado de autosuficiencia y automatización. En el apéndice A se encuentra una tabla con las especificaciones y características técnicas de los instrumentos instalados en las estaciones.

Las variables que se miden son: temperatura ambiente, humedad relativa, dirección del viento, velocidad del viento, radiación neta, distancia al suelo y presión barométrica. Adicionalmente, la estación “Glaciar” mide cada 5 segundos la temperatura del hielo a 0.5 m y 1.0 m de profundidad bajo su base, aunque estas mediciones no fueron utilizadas en este trabajo.

1.7.2. ELABORACIÓN DE UN MODELO TEÓRICO PARA CALCULAR EL BALANCE DE ENERGÍA EN LA SUPERFICIE DEL GLACIAR.

Con base en experiencias previas de otros autores que han trabajado con balance de energía en glaciares de latitudes medias como Paterson (Paterson, 1994) y Oerlemans (Oerlemans, 2001), y tomando en cuenta las consideraciones pertinentes para glaciares trop-



Figura 1.5. Trabajos de instalacion y mantenimiento en el Citlaltepetl.

icales (Francou y Puoyaud, 2004); se ha elaborado un modelo teórico para cuantificar el intercambio de energía en la interfase glaciar-atmósfera adecuado para los glaciares mexicanos y con la instrumentación disponible. Este modelo toma al glaciar como un sistema termodinámico con paredes adiabáticas, excepto por la interfase glaciar-atmósfera. Utiliza ecuaciones de flujo de calor y ecuaciones de flujo de vapor de agua considerando a la atmósfera como un fluido o como un sistema compuesto de gases respectivamente.

1.7.3. OBTENCIÓN DE MEDICIONES METEOROLÓGICAS EN CAMPO.

Las estaciones meteorológicas instaladas, miden cada cinco segundos la temperatura del aire, la humedad relativa, la velocidad del viento y la radiación neta, y cada treinta minutos, la distancia al terreno.

Estas estaciones funcionan utilizando energía eléctrica generada por paneles solares que se encuentran instalados en cada estación; también cuentan con un sistema de transmisión de datos vía satélite y un sistema de almacenamiento de información por medio de tarjetas de memoria Compact Flash de 512mb. En estas tarjetas se almacenan archivos de datos correspondientes a los promedios diarios y también tomados cada 30 minutos de los parámetros que se miden cada cinco segundos.

Se da mantenimiento aproximadamente mensual a las estaciones y se cambian las tarjetas de memoria para bajar los datos (Figura 1.5).

1.7.4. PRESENTACIÓN DE LOS DATOS.

Dadas las condiciones ambientales en las que se encuentran los instrumentos de medición, en ocasiones han sido afectados por congelamiento de sus partes móviles durante algunos días. En casos en que un instrumento no puede realizar una medición, si el otro instrumento esta funcionando correctamente; entonces los datos de un mismo parámetro medido por ambas estaciones, se utilizan de manera intercambiable dada su cercanía. En el caso en que ambos instrumentos fueran afectados, los valores faltantes fueron sustituidos por valores obtenidos por medio de interpolaciones numéricas de los datos cercanos, sin embargo esto solo es posible cuando la falta de datos abarca un intervalo corto de tiempo. Afortunadamente solamente en muy escasas ocasiones fue necesario hacer la interpolación.

En el caso de la presión barométrica, en que se tuvo ausencia de datos durante la primera parte del periodo de medición debido a la falta del instrumento, los datos faltantes fueron sustituidos por el promedio tomado sobre toda la parte del periodo de medición en el que hay datos disponibles.

1.7.5. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS OBTENIDOS DE ACUERDO AL MODELO TEÓRICO PROPUESTO.

Las variables meteorológicas medidas en el lugar de interés se usan para alimentar el modelo teórico propuesto para el lugar de interés, permitiendo la estimación del balance energético mediante el cálculo independiente de cada una de sus componentes correspondientes a calor latente, calor sensible y radiación neta. También se compara la contribución de cada una de estas componentes al balance energético.

Capítulo 2

GLACIOLOGÍA.

2.1. DEFINICION DE GLACIAR Y HIELO GLACIAL

Un glaciar es un cuerpo de hielo originado en tierra de manera natural y con un movimiento pendiente abajo que transporta hielo desde un área de acumulación hasta un área de ablación (Sharp, 1988). Esta forma de transporte es una característica crítica del glaciar, el hielo debe moverse en parte por mecanismos de reajuste interno y de esta manera el hielo marino, los bloques desprendidos de cuerpos de hielo que caen montaña abajo y los suelos congelados no reúnen las características necesarias para considerarse glaciares. Aunque hay glaciares que cubren el Polo Sur, no hay glaciares en el Polo Norte, solo hay hielo marino flotando sobre el Océano Ártico (Sharp, 1988).

Es necesario reconocer el hielo glacial como un tipo de roca que cubre una porción del planeta, un área más grande que la que cubre cualquier otro tipo de roca. Una roca es un cuerpo sólido natural que consiste de un agregado de uno o más minerales en forma de partículas o cristales. Ahora bien, un mineral es un sólido inorgánico natural de composición

química fija y estructura cristalina definida. El hielo es un mineral poco usual dado su bajo punto de fusión (cero grados centígrados), la mayoría de los minerales se funden a cientos de grados centígrados y generalmente no son vistos en estado derretido a temperatura ambiente como sucede con el hielo. El hielo consiste de un solo compuesto químico (H_2O) y por lo tanto es una roca monominerálica (Sharp, 1988).

La mayoría del hielo glacial tiene una historia compleja; comienza como un sedimento y termina como una roca metamórfica. Las rocas sedimentarias están formadas de partículas minerales depositadas en la superficie terrestre por alguno de muchos procesos. El material consolidado es el sedimento, el estado consolidado es la roca sedimentaria. Las rocas metamórficas se forman a partir de rocas preexistentes mediante calor, presión, tensión y recristalización.

Se puede reconocer a la nieve fresca como un sedimento que es convertido mediante compactación y solidificación en roca sedimentaria, que a su vez, sufre metamorfosis por presión, tensión, flujo y recristalización hasta ser hielo glacial. Los grandes glaciares están formados principalmente de roca metamórfica, hacia su cabecera posee una cantidad considerable de sedimento y roca sedimentaria; muchos glaciares pequeños pueden consistir mayormente de roca sedimentaria. Todos los glaciares tienen temporalmente una cubierta de sedimento en invierno en forma de nieve nueva (Sharp, 1988). Estos procesos de formación de hielo se dan en todo el cuerpo del glaciar, pero el sedimento en forma de nieve nueva es más comúnmente visible en la parte superior del glaciar, en lo que se llama zona de acumulación, y el hielo ya bien formado en la parte baja, llamada zona de ablación; estas zonas se encuentran separadas entre sí por lo que se denomina línea de equilibrio y se

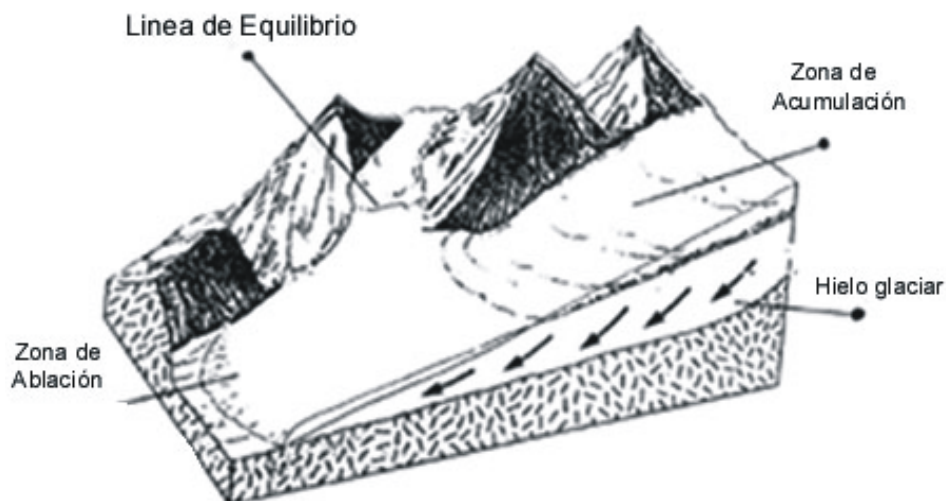


Figura 2.1. Principales zonas de un glaciar.

identifica como el límite entre neviza y hielo en la superficie del glaciar (Paterson, 1994), en la Figura 2.1, se pueden ver estas zonas.

Un tercer tipo de roca, las ígneas, comprende aquellas rocas formadas por la cristalización de minerales de sustancias fundidas o enfriamiento súbito y congelamiento de materia fundida. Entonces un cubo de hielo en nuestro refrigerador es una pequeña porción de roca ígnea, un vidrio. Muchos geólogos no consideran el hielo formado en la naturaleza por congelamiento como una roca ígnea así que, respetando tal postura respecto a ese tipo de hielo, se le llama hielo pseudoígneo. Los glaciares contienen también hielo formado dentro de ellos mismos por congelamiento de agua por lo que se dice que contienen alguna cantidad de material pseudoígneo (Sharp, 1988).

2.2. TRANSFORMACION DE NIEVE EN HIELO

La transformación de nieve en hielo glacial comienza con la caída de nieve sobre una superficie glacial y es un proceso que requiere de la fusión y recongelamiento de esta nieve a fin de minimizar la cantidad de aire que se encuentra mezclada con el agua en estado sólido. Como puede verse en la Figura 2.2, los copos de nieve pasan por distintas formas como la nieve granular y la neviza desde que caen hasta llegar a formar hielo glacial.

El proceso mismo de la formación de hielo glacial y el tiempo que éste tarde en desarrollarse dependen de la temperatura. Para los glaciares situados en regiones templadas, el proceso de transformación de nieve en hielo es más rápido que para aquellos situados por ejemplo, en la Antártica Central pues para el caso de los segundos la temperatura se mantiene bajo el punto de fusión durante todo el año, mientras que para los primeros existen periodos alternados en que la nieve se derrite y se recongela. Existe pues no solo un mecanismo de transformación de nieve en hielo sino distintos mecanismos en distintas áreas de un solo glaciar, es por eso que estos pueden subdividirse según la cantidad de derretimiento que ocurra en cada una de sus áreas (Paterson, 1994).

El agua en estado sólido en un glaciar puede encontrarse en más de una forma, así se identifica principalmente nieve, neviza y hielo. Se llama nieve al material que no ha cambiado mucho desde que se precipitó, el material que se encuentra en la fase intermedia entre la nieve y el hielo se llama neviza o congesta. Se puede identificar pues la neviza como nieve húmeda que ha sobrevivido el verano sin transformarse en hielo aunque en este caso el término no puede ser aplicado en regiones en las que no hay derretimiento; es entonces notable que la diferencia entre nieve y neviza no es muy clara, no así con la diferencia entre

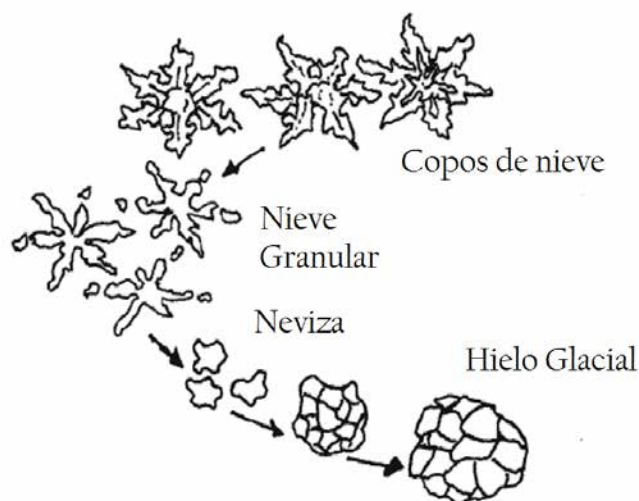


Figura 2.2. Transformación de la nieve en hielo (Paterson, 1994).

hielo y neviza que es el hecho de que los pasajes de aire interconectados existentes en la neviza han sido totalmente cerrados en el hielo glacial lo cual sucede cuando se alcanza una densidad aproximada de $830 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$. De manera que existe aire dentro del hielo glacial aunque sólo en forma de burbujas, y este aire aumenta de densidad al comprimirse las burbujas (Paterson, 1994).

2.3. CLASIFICACION DE GLACIARES.

Los glaciares pueden ser clasificados de acuerdo a su régimen de temperatura, el tipo de nieve o hielo que exponen en su superficie durante el verano, su morfología y la región climática en la que se encuentran. Aquí nos interesa clasificarlos de acuerdo a este último criterio.

2.3.1. CLASIFICACIÓN DE ACUERDO A LA ZONA CLIMÁTICA.

De acuerdo a la zona climática en que los glaciares se encuentran, se clasifican en tropicales, de latitudes medias y polares (Kaser y Osmaston, 2002). Esta clasificación obedece a la forma en que la radiación solar incide sobre la zona de interés y a la manera en que se comporta la humedad llevada hacia los glaciares por la circulación de la atmósfera. En la sección siguiente se describe la clase de los glaciares tropicales que es la clase que más se acerca al tipo de los glaciares mexicanos.

2.4. GLACIARES TROPICALES

Los métodos y teorías, tanto tradicionales como modernos, utilizados para el estudio de los glaciares de montaña están actualmente casi completamente basados en estudios y observaciones de glaciares en montañas de zonas templadas; así es que aún quedan preguntas abiertas acerca de los glaciares ubicados en zonas tropicales (Kaser y Osmaston, 2002).

Desde el punto de vista glaciológico, la radiación y los factores geométricos relacionados con ésta, así como las condiciones de humedad y temperatura son de especial interés.

Astronómicamente, los trópicos se encuentran bien definidos, pero no sucede así meteorológicamente.

Desde el punto de vista astronómico los trópicos son latitudes a las cuales el sol alcanza el cenit una vez al año, así son regiones tropicales aquellas que se encuentran entre esas dos latitudes conocidas como Trópico de Cáncer y Trópico de Capricornio (Figura 2.3). En esas regiones las variaciones anuales de temperatura son menores que las variaciones

diurnas, esto sucede también en las grandes altitudes de las montañas de esas regiones. A causa de los diferentes retrasos que los diferentes tipos de superficies que se encuentran sobre la tierra tienen al reaccionar al calor y temperatura bajo la influencia de procesos de advección en océanos y atmósfera; las líneas donde las variaciones anuales y diurnas de temperatura son iguales, pueden considerarse como trópicos meteorológicos y coinciden más con el trópico astronómico respectivo en el hemisferio norte que en el hemisferio sur como puede verse en la Figura 2.3. La compleja interacción entre las condiciones energéticas y la dinámica de la circulación global conduce a un alto grado de homogeneidad térmica en la atmósfera tropical (Kaser et al., 2003).

Las condiciones de humedad en los trópicos están estrechamente relacionadas con la posición del sol. El ecuador meteorológico es térmica y dinámicamente inducido por la circulación global. En el centro de este ecuador meteorológico dominan los procesos convectivos; caracterizados por la variación diurna de radiación solar, la humedad disponible y el relieve local. Retrasado algunas semanas en la tropósfera baja con respecto a la oscilación solar, este ecuador meteorológico llamado Zona Intertropical de Convergencia (ver Figura 2.3) alcanza su punto de retorno una vez al año y causa dos estaciones de lluvia (Kaser et al., 2003).

La oscilación anual de la zona intertropical de convergencia causa la existencia de dos subzonas meteorológicas importantes para la clasificación de los glaciares, una que todo el año se encuentra dentro de la zona intertropical de convergencia y que por esta razón se caracteriza por presentar precipitación durante todo el año y otra que durante una parte del año está fuera de la zona intertropical de convergencia y que por lo tanto

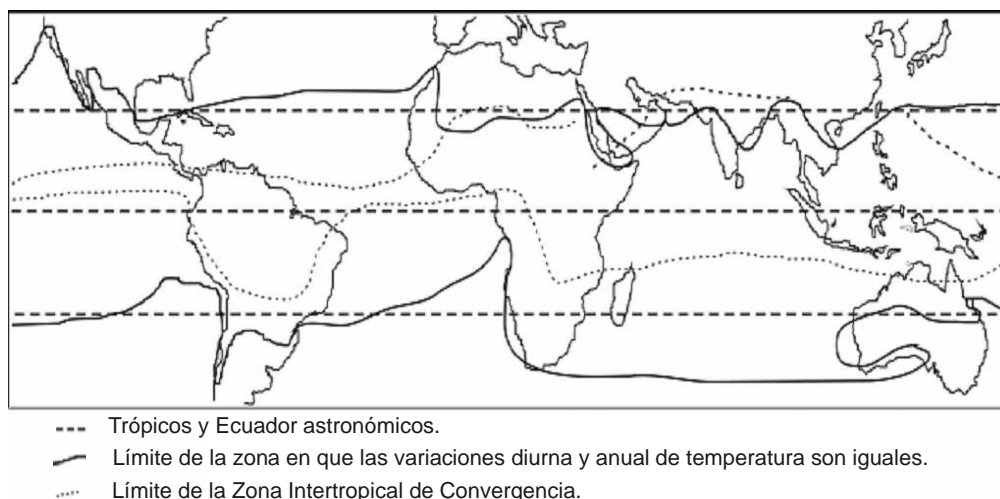


Figura 2.3. Ubicación de los trópicos meteorológicos y astronómicos. (Kaser y Osmaston, 2002)

se caracteriza por presentar un periodo seco y un periodo húmedo a lo largo del año y que corresponden con la oscilación anual de la zona intertropical de convergencia. De esta manera se puede hablar de glaciares de los trópicos interiores, refiriéndose a aquellos que están permanentemente dentro de la zona intertropical de convergencia y de glaciares de los trópicos exteriores refiriéndose a aquellos que se encuentran en la zona de influencia de la zona intertropical de convergencia, pero no permanentemente dentro de la misma (Kaser y Osmaston, 2002).

Se consideran glaciares tropicales sólo aquellos situados dentro de la zona intertropical de convergencia o de su área de influencia, pues para los glaciares situados dentro de los trópicos astronómicos pero fuera del área de influencia de la zona intertropical de convergencia se deben hacer distintas consideraciones de presupuesto energético (Kaser et al., 2003).

Por esta razón, desde este punto de vista, los glaciares mexicanos no se consideran dentro de la clase de los glaciares tropicales. Sin embargo, los glaciares mexicanos, presentan características similares a las de los trópicos exteriores.

Partiendo de las hipótesis de que, a cierta altitud en la atmósfera tropical, la temperatura es constante espacial y temporalmente (tomando intervalos de tiempo mayores que un día); y de que en la parte externa de los trópicos el clima y los glaciares son tropicales sólo dentro de ciertos límites temporales, pues durante la estación seca predominan las condiciones subtropicales, pueden describirse dos tipos de régimen completamente distintos para los glaciares tropicales: de los trópicos interiores y de los trópicos exteriores, estos regímenes son además claramente distintos de aquellos que se observan en latitudes medias y altas (Kaser et al., 2003).

En la Figura 2.4 puede verse esquematizado el régimen característico de los glaciares de latitudes medias y los regímenes para glaciares tropicales. El régimen de las partes externas de los trópicos está caracterizado por un periodo de precipitación y un periodo seco y el régimen de la parte interior de los trópicos por condiciones permanentemente húmedas (Kaser et al., 2003).

Mientras en latitudes altas y medias, la variación estacional de ablación y acumulación está determinada por la temperatura; en los trópicos los regímenes de los glaciares están controlados por la humedad. La distribución espacial de ablación y acumulación en los glaciares está determinada por la temperatura. Mientras que toda el área glacial está muy por debajo del punto de congelamiento durante el invierno en zonas altas y templadas hay ablación en las lenguas de los glaciares tropicales durante todo el año; sin embargo

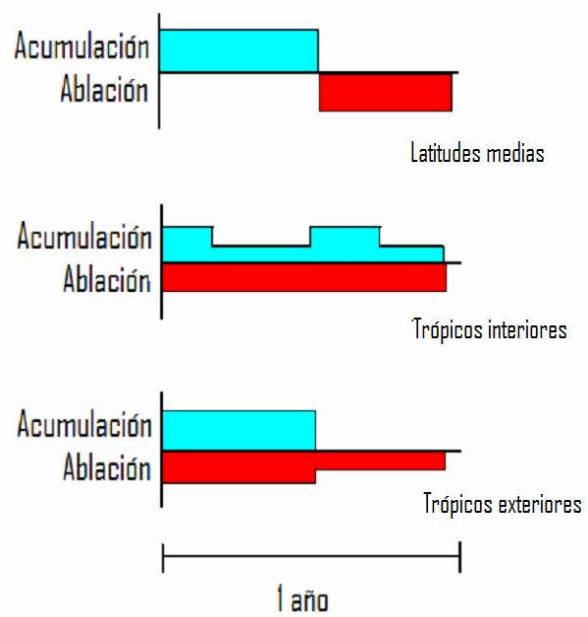


Figura 2.4. Distintos regímenes de glaciares (Kaser y Osmaston, 2002).

la acumulación está limitada a periodos de precipitación en las áreas altas de los glaciares (Kaser et al., 2003).

2.5. GLACIARES MEXICANOS

En México existen glaciares en el Pico de Orizaba (Citlaltépetl), e Iztaccíhuatl pues los glaciares del Popocatépetl han desaparecido en años recientes (Delgado-Granados et al., 2006). Con una altitud de más de 5000 m.s.n.m; de estos glaciares, los de mayor extensión son los del Citlaltépetl.

Los volcanes mexicanos están fuera del área de influencia de la zona intertropical de convergencia así que, sus glaciares no pueden considerarse tropicales en términos estrictos, sin embargo tienen una estación húmeda y una seca como sucede con algunas regiones en los trópicos. La razón de esto es que la circulación del hemisferio norte causa condiciones secas de diciembre a abril y los vientos del noreste traen humedad del caribe entre mayo y octubre (Kaser et al., 2003).

Los sistemas atmosféricos a escala regional que afectan el área de estudio son (Jauregui, 2004):

a) Las masas de aire polar que descienden en latitud desde Norteamérica durante la estación fresca (noviembre a abril) asociadas a un aumento de nubosidad y precipitación así como con vientos del norte que pueden ser violentos en la costa. Con la llegada del viento norte se abate la temperatura (ligeramente en la planicie costera y marcadamente a medida que se asciende en la montaña) aumentando la humedad ambiente.

b) Durante los meses del verano el clima está regido por la corriente húmeda y calida de los vientos alisios del Atlántico Tropical que en ocasiones acarrear tormentas tropicales aunque rara vez la región se ve afectada por un ciclón.

De esta manera, los glaciares ubicados en volcanes mexicanos a pesar de estar fuera del área de influencia de la zona intertropical de convergencia, pueden ser tratados como glaciares de los trópicos exteriores pues, al igual que estos, reciben radiación solar de una forma que está determinada por los trópicos astronómicos y tienen estaciones de lluvia parecidas a las de los trópicos exteriores aunque causadas por distintos sistemas atmosféricos.

Hasta ahora, la mayor parte del conocimiento existente acerca de los glaciares mexicanos viene de inventarios glaciológicos pero no de datos cuantitativos acerca de las condiciones meteorológicas en el entorno de alta montaña. Nunca se habían obtenido datos glaciológicos sistemáticamente. Actualmente la investigación en los glaciares mexicanos comprende la adquisición de datos meteorológicos y determinación de balances de masa, energía e hidrológicos (Delgado-Granados et al., 2006).

2.6. GLACIARES DEL CITLALTÉPETL

Según el informe que rindió la sección de glaciología del Comité Nacional de México para el Año Geofísico Internacional en 1958 “las zonas glaciadas del Citlaltépetl ocupan sobre todo la parte norte del cono superior y la porción existente entre éste y el llamado Sarcófago u Hombro Azul (5080 m), derramándose después en distintas direcciones, posiblemente siguiendo la topografía que dejaron las antiguas efusiones de lava”. En ese mis-

mo informe se menciona la existencia de cuatro glaciares principales (Gran Glaciar Norte, Glaciar Oriental, Glaciar Occidental y Glaciar Suroeste) y numerosas lenguas de glaciar. De esos cuatro glaciares principales sólo sobrevive a la fecha el llamado Gran Glaciar Norte y escasamente la lengua oeste de Jamapa que emerge de este glaciar a 5000 m. s. n. m. en el collado que se forma entre el Sarcófago y el pico de la cumbre. La lengua del Chichimeco ya ha desaparecido habiendo sido la segunda más prominente de las que emergían del Gran Glaciar Norte (Figura 2.5) después de la de Jamapa (Lorenzo, 1959). En ese mismo año de 1958 se estimó que la superficie del Gran Glaciar Norte era de aproximadamente 9 km^2 siendo el área glaciada mas grande de la República Mexicana.

Los glaciares del Citlaltépetl aún son los cuerpos de hielo más grandes del país, aunque su extensión se ha reducido marcadamente . La actividad volcánica del Citlaltépetl no es tan importante como en el Popocatépetl o en el Iztaccíhuatl, aunque cerca de la cumbre hay alguna actividad fumarólica de baja temperatura. La actividad no es importante para los glaciares del Citlaltépetl y no está rodeado por ciudades grandes como es el caso de los otros dos volcanes. Entonces, la razón principal para el retroceso de estos glaciares debe ser principalmente un cambio en las condiciones climáticas (Delgado-Granados et al., 2006).

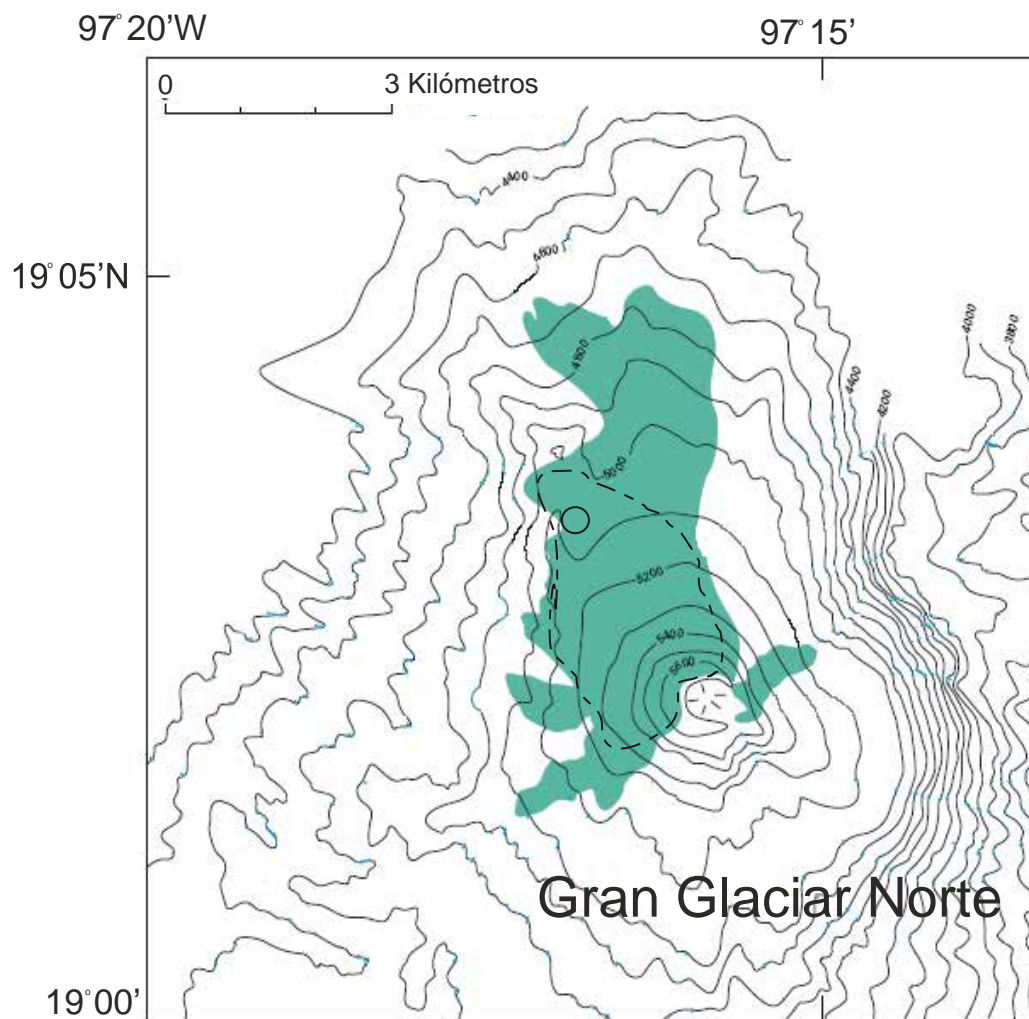


Figura 2.5. Ubicación del Gran Glaciar Norte en el Citlaltépetl (Lorenzo, 1959). La línea punteada muestra aproximadamente la extensión actual del glaciar y la zona marcada con un círculo, la ubicación aproximada de las estaciones meteorológicas.

Capítulo 3

MARCO TEÓRICO.

Como se mencionó anteriormente, el comportamiento de los glaciares está determinado por las condiciones climáticas y meteorológicas del lugar en que se encuentran a través de las relaciones energéticas entre el glaciar y la atmósfera cercana.

Un glaciar intercambia energía con la atmósfera a través de procesos radiativos, conductivos y convectivos, en forma de radiación, calor sensible y calor latente.

Para calcular la magnitud de estos intercambios de energía se considera al glaciar como un sistema termodinámico que interactúa con la atmósfera y, a su vez, se considera a la atmósfera de tres maneras distintas: como un fluido, a fin de calcular la energía transferida en forma de calor sensible; como un sistema compuesto de gases, a fin de calcular la energía transferida en forma de calor latente y como un medio óptico que afecta la radiación solar en su paso hacia la superficie terrestre.

3.1. ELEMENTOS DE TERMODINÁMICA.

En esta sección se exponen los conceptos básicos que posteriormente serán utilizados para delimitar y definir al glaciar como sistema termodinámico.

3.1.1. SISTEMAS TERMODINÁMICOS

En termodinámica se estudian las propiedades de porciones finitas de materia denominadas sistemas y su interacción con otros cuerpos.

Los sistemas termodinámicos pueden ser abiertos o cerrados según intercambien o no materia con el exterior. Esta característica que tienen los sistemas termodinámicos de ser cerrados o abiertos corresponde a tener paredes que los separan o no del resto del universo. Se llaman paredes adiabáticas aquéllas que impiden la interacción del sistema con sus alrededores, sistemas adiabáticos son aquellos delimitados por este tipo de paredes y procesos adiabáticos los que se dan en este tipo de sistemas.

Un sistema está descrito en un instante dado por medio de sus propiedades, esto es, por los valores de las variables físicas que definen esas propiedades. De todas las variables que describen el estado termodinámico de un sistema, sólo algunas son independientes, a estas variables se les llama variables de estado; las variables dependientes al ser descritas como funciones de las variables de estado son conocidas como funciones de estado (Iribarne y Godson, 1996).

Para todo sistema termodinámico existe una ecuación

$$f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n) = 0$$

Que relaciona las variables de estado $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ y se llama ecuación de estado. Para

sistemas homogéneos de gases, se tiene

$$f(p, V, T) = 0,$$

donde

$$p = \text{presión}$$

$$V = \text{volumen}$$

$$T = \text{temperatura}$$

3.1.2. PRIMER PRINCIPIO DE LA TERMODINÁMICA

Todo cambio de estado en un sistema termodinámico A , separado de su entorno por medio de paredes adiabáticas, se llevará a cabo mediante un proceso adiabático durante el cual, se realiza un trabajo W_{ad} en el sistema que, a su vez, provoca el cambio de estado termodinámico. Sin embargo, para sistemas no adiabáticos, se observa experimentalmente que, para provocar el mismo cambio de estado termodinámico en el mismo sistema A , es necesario realizar un trabajo W que en general es distinto de W_{ad} , así es que se define $Q = W - W_{ad}$. La diferencia entre el trabajo realizado en estos dos procesos se denomina calor. Para el caso en que $Q = 0$, que corresponde precisamente al caso adiabático, sucede que $W = W_{ad}$. Así, se define la variable de estado U llamada energía interna del sistema, de manera tal que $W_{ad} = \Delta U = U_{final} - U_{inicial}$. Entonces es posible escribir

$$Q = -\Delta U + W$$

que es la forma matemática usual para expresar el primer principio de la termodinámica (Iribarne y Godson, 1996). Aquí es importante señalar que U es una variable termodinámica

de estado mientras que Q y W son variables que dependen del proceso termodinámico seguido, es decir que son formas de intercambio de energía.

Una modificación en la energía interna de un sistema ΔU puede producirse mediante un proceso adiabático, en este caso $\Delta U = W_{ad}$. Pero también puede producirse mediante un proceso que no produzca trabajo alguno, en este caso $Q = -\Delta U$. Comparando ambas expresiones es posible calcular Q por medio de mediciones realizadas sobre el sistema termodinámico. Es de esta manera como se calcula el equivalente mecánico del calor, dicha equivalencia establece que el trabajo necesario para elevar un grado Kelvin un gramo de agua (cantidad llamada una caloría) es de 4.1855 J (Iribarne y Godson, 1996).

La determinación de Q también es posible en procesos a presión o volumen constante en los que no se realiza trabajo. Para ello se usan los resultados experimentales de la calorimetría, que se resumen a continuación (Iribarne y Godson, 1996).

1) Si en un sistema considerado homogéneo no hay cambios de estado ni reacciones químicas, el calor absorbido por tal sistema es proporcional a su masa y a la variación de temperatura, si el proceso se realiza a presión constante:

$$d'Q_p = c_p m dT ,$$

y si el proceso se realiza a volumen constante:

$$d'Q_v = c_v m dT$$

donde $c_p m$ y $c_v m$ se llaman capacidades caloríficas del sistema a presión y a volumen constante respectivamente; y el apóstrofe que sigue a los diferenciales señala que se trata de

diferenciales inexactas.

2) Si el efecto de absorción de calor a presión o a temperatura constante es un cambio de estado de agregación, Q es proporcional a la cantidad de materia que ha cambiado de estado de agregación:

$$d'Q = ldm$$

la constante de proporcionalidad l se llama calor latente del cambio de estado.

3) Si el efecto de absorción de calor es una reacción química, Q es proporcional a la masa que reaccionó y la constante de proporcionalidad se denomina calor de reacción.

3.1.3. SISTEMAS COMPUESTOS DE GASES

Se llama gas ideal a aquél gas cuyas moléculas no interaccionan entre sí. Existen muchos gases cuyo comportamiento puede ser aproximado por el de un gas ideal, y su comportamiento puede ser expresado adecuadamente en la ecuación de estado del gas ideal (Iribarne y Godson, 1996)

$$pV = nR^*T = \frac{m}{M}R^*T = mRT$$

donde n es el número de moles contenidos en el sistema, M es el peso molecular del gas que compone el sistema, y

$$R = \frac{R^*}{M}$$

es la constante específica del gas constituyente del sistema y $R^* = 8.3143 \text{ Jmol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ es la constante universal de los gases ideales.

En general, es raro estudiar sistemas termodinámicos homogéneos. En una mezcla de gases se define la presión parcial p_i de un cierto gas i como la presión que dicho gas tendría si él solo ocupara todo el volumen de la mezcla a la misma temperatura y análogamente, el volumen parcial V_i . Con estas definiciones se puede expresar la ley de Dalton de la siguiente manera:

$$p = \sum p_i$$

y

$$V = \sum V_i$$

donde p y V son respectivamente la presión y el volumen total del sistema. Así, para la ley de Dalton, se tiene:

$$pV = \left(\sum n_i \right) R^*T = \left(\sum m_i R_i \right) T$$

Donde $(\sum n_i) = n$ es el número total de moles. Si se define una constante específica media del gas $\bar{R} = \frac{(\sum m_i R_i)}{m}$, se puede escribir:

$$pV = nR^*T = m\bar{R}T.$$

Así mismo se define el peso molecular medio de la mezcla gaseosa

$$\bar{M} = \frac{m}{n} = \frac{\sum n_i M_i}{n},$$

de manera que $\bar{M} = \frac{R^*}{\bar{R}}$ y la fracción molar de un gas $N_i = \frac{p_i}{P} = \frac{V_i}{V}$ (Iribarne y Godson, 1996).

3.2. LA ATMÓSFERA COMO UN SISTEMA COMPUESTO DE GASES.

En esta sección se trata a la atmósfera como un sistema compuesto de gases de distintas especies químicas, a fin de introducir la ley de difusión de Fick.

3.2.1. COMPOSICION DEL AIRE EN LA ATMÓSFERA

El aire en la atmósfera está compuesto de:

- a) Una mezcla de gases llamada aire seco.
- b) Agua en cualquiera de sus tres estados físicos. Su proporción es altamente variable aunque es un componente muy importante en los procesos atmosféricos.
- c) Partículas sólidas o líquidas muy pequeñas. Estas partículas componen lo que se llama el aerosol atmosférico y son muy importantes en química atmosférica, física de nubes y precipitación. Sin embargo, no son de mucha importancia en la termodinámica de la atmósfera.

El aire seco contiene cuatro componentes primarios cuyas proporciones se muestran a continuación (Iribarne y Godson, 1996):

Tabla 1. Proporciones de las componentes primarias del aire seco.

GAS	Peso molecular	Fracción molar	Fracción de masa	Constante específica ($JKg^{-1}K^{-1}$)	$\frac{m_i R_i}{m}$ ($JKg^{-1}K^{-1}$)
N_2	28.013	0.7809	0.7552	296.80	224.15
O_2	31.999	0.2095	0.2315	259.83	60.15
Ar	39.948	0.0093	0.0128	208.13	2.66
CO_2	44.010	0.0003	0.0005	188.92	0.09

Así, para esta mezcla $\bar{R} = 287.05$. El aire seco también tiene varios componentes secundarios. Para los componentes primarios, excepto para el CO_2 la composición del aire es notablemente constante hasta la altura de 100 km lo que indica que los procesos de mezcla atmosféricos son altamente eficientes. En la troposfera, se puede tratar el aire seco como un gas ideal con constante específica $R_d = \bar{R} = 287.05 \frac{J}{kgK}$ y peso molecular medio $M_d = 28.964 \frac{g}{mol}$ donde el subíndice d siempre indicará que se trata de aire seco (Iribarne y Godson, 1996).

3.2.2. LEY DE FICK

En situaciones en las que existen gradientes de concentración de una sustancia, o de temperatura, se produce un flujo de partículas o de calor que tiende a homogeneizar el sistema y uniformizar la concentración o la temperatura.

Este flujo irá en el sentido opuesto al gradiente y, si éste es débil, podrá aproximarse por el primer término de la serie de Taylor, resultando la ley de Fick

$$\vec{J} = -D\nabla c$$

siendo D el coeficiente de difusión de la especie de concentración c .

En el caso particular del calor, la ley de Fick se conoce como ley de Fourier y se escribe como

$$\vec{q} = -k\nabla T$$

Siendo k la conductividad térmica (Geankoplis, 1993).

Combinando la ley de Fick con la ley de conservación para la especie c

$$\frac{dc}{dt} + \nabla \cdot \vec{J} = 0$$

Resulta la ecuación de difusión o segunda ley de Fick (Geankoplis, 1993)

$$\frac{dc}{dt} - D\nabla^2 c = 0$$

Si existe producción o destrucción de la especie c (por una reacción química), a esta ecuación debe añadirse un término de fuente en el segundo miembro (Geankoplis, 1993).

Para el caso particular de la temperatura, si se aplica que la energía interna es proporcional a la temperatura, el resultado es la ecuación del calor.

$$C \frac{dT}{dt} - k\nabla^2 T = 0$$

siendo C la capacidad calorífica (Geankoplis, 1993).

3.3. LA ATMÓSFERA COMO UN FLUIDO.

Para introducir el concepto de estabilidad atmosférica y definir la velocidad friccional, en esta sección la atmósfera será considerada como un fluido.

3.3.1. ESTABILIDAD ATMOSFÉRICA

Existen varios tipos de estabilidad dependiendo de la variable que se utilice para su definición aunque aquí me refiero únicamente a estabilidad estática por medio del término “estabilidad”. La estabilidad atmosférica se refiere en gran parte a movimientos verticales debidos a la fuerza de empuje (Iribarne y Godson, 1996).

En términos matemáticos, la boyanza (?) que es la aceleración neta que afecta a una parcela de aire de densidad ρ' , debido a un movimiento vertical adiabático en una atmósfera de densidad ρ , está dado por

$$b = g \left(\frac{\rho' - \rho}{\rho} \right)$$

Suponiendo que la atmósfera se comporta como un gas ideal, esta aceleración puede ser expresada en términos de temperatura como

$$b = g \left(\frac{T - T'}{T'} \right)$$

Donde T' es la temperatura de la parcela de aire y T es la temperatura del aire circundante (Iribarne y Godson, 1996).

Se consideran ahora los gradientes verticales de temperatura tanto para la atmósfera como para la parcela de aire con movimiento adiabático.

$$\Gamma = \frac{dT'}{dz} \text{ para la parcela de aire (gradiente vertical adiabático)}$$

$$\Lambda = \frac{dT}{dz} \text{ para la atmósfera (gradiente vertical atmosférico)}$$

De esta manera, la aceleración también puede escribirse

$$db = g \left(\frac{\Lambda - \Gamma}{T'} \right) dz$$

Así la aceleración es positiva si $\Lambda > \Gamma$ y negativa si $\Lambda < \Gamma$, en el primer caso la parcela de aire tenderá a elevarse y, en el segundo caso, a desacelerarse y descender. Esto nos lleva a definir que la atmósfera puede presentar tres condiciones distintas (Iribarne y Godson, 1996):

1. Estabilidad: cuando las fuerzas de empuje se oponen al movimiento vertical adiabático de una parcela de aire ($\Lambda < \Gamma$).

2. Neutralidad: cuando las fuerzas de empuje no afectan al movimiento vertical de una parcela de aire ($\Lambda = \Gamma$).

3. Inestabilidad: Cuando las fuerzas de empuje facilitan el movimiento vertical adiabático de una parcela de aire ($\Lambda > \Gamma$).

Típicamente el gradiente adiabático atmosférico se encuentra entre -5 y -10 $\frac{\text{K}}{\text{km}}$.

3.3.2. VELOCIDAD FRICCIONAL

Este parámetro tiene unidades de velocidad y relaciona el esfuerzo cortante en la superficie con la densidad del aire, es decir que se trata de una medida del flujo turbulento de momentum hacia la superficie. En efecto, el flujo de un fluido sobre una superficie rugosa, establece un perfil vertical de velocidades, así como remolinos relacionados con los obstáculos geométricos, matemáticamente se define como:

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$$

Donde τ_0 es el esfuerzo cortante en la superficie de contacto con el aire y ρ es la densidad del aire (Paterson, 1994).

En general, es complejo determinar el esfuerzo cortante, así es que para calcular la velocidad friccional se utilizan expresiones que suponen perfiles verticales determinados por la rapidez del viento, los cuales entregan una formulación para el esfuerzo cortante en la superficie.

En las atmósferas neutras, la velocidad del viento cambia logarítmicamente con la altura en los primeros metros sobre la superficie; esto se escribe

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{k_0} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)$$

$$\implies \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{k_0 z}$$

donde:

k_0 es la constante de Von Karman cuyo valor es de 0.4

z_0 es el parámetro de rugosidad superficial, es decir, la pequeña distancia sobre la superficie promedio a la cual la velocidad del viento es cero (Peixoto y Oort, 1992).

z_0 puede ser determinada midiendo la velocidad del viento en dos alturas distintas pues

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

Así, teniendo el valor de z_0 se puede conocer el valor de la velocidad friccional u^* que para superficies glaciales en punto de fusión de encuentra entre 0.1 y 0.5 $\frac{\text{m}}{\text{s}}$ (Kuhn, 1979).

3.4. LA ATMÓSFERA COMO MEDIO ÓPTICO.

En esta sección la atmósfera será considerada como un medio óptico a fin de describir los fenómenos que ocurren a la radiación solar en el medio atmosférico y definir la radiación neta.

Básicamente, toda la energía que llega a la tierra proviene del sol. Antes de alcanzar cualquier punto de la superficie de la Tierra, la radiación solar atraviesa la atmósfera terrestre en la que se ve sometida a un proceso de atenuación dependiente de la longitud del camino recorrido. Este proceso viene determinado por la altura y posición del sol, con notable influencia de las variaciones en los componentes de la atmósfera terrestre (aire seco, vapor de agua y aerosol atmosférico). La absorción y emisión de energía radiante por la tierra y la atmósfera son en gran medida responsables del clima, tanto a escala planetaria como local. Aquí se considerará el papel de la atmósfera como regulador de la cantidad de energía que llega a la superficie terrestre y de la cantidad de energía que es liberada al espacio.

3.4.1. ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO SOLAR

Si se considera que la energía radiante se transmite en forma de ondas electromagnéticas, estas ondas se propagan a la velocidad de la luz, y así, la energía radiante ordenada según su longitud de onda, constituye el espectro de radiación electromagnético. El sol emite radiación en todas las longitudes de onda del espectro, aunque la mayor parte de su energía se encuentra en el intervalo de la luz visible (Iqbal, 1983) pero también se distinguen otros intervalos del espectro.

La cantidad de energía emitida por un cuerpo depende en gran parte de su temperatura. Experimentalmente se ha encontrado que, para un cuerpo a temperatura fija, existe una intensidad de radiación máxima independiente de su composición. A esta intensidad de radiación máxima se le llama “radiación de cuerpo negro”. Un cuerpo que emite de esta manera para cada longitud de onda considerada, se le llama “cuerpo negro”, un cuerpo

negro puede ser caracterizado por su propiedad de absorber toda la energía radiante que llega a su superficie (Iqbal, 1983).

El espectro de la energía solar es semejante al de un cuerpo negro a 6000 K, aunque el sol no tiene el equilibrio termodinámico que un por definición el cuerpo negro debe tener, su intensidad máxima se produce dentro del intervalo visible y en las proximidades a los 5000 Å. Por otra parte el espectro de emisión de la tierra se asemeja al de un cuerpo negro a 300 K; en este caso, la intensidad máxima de radiación se produce a 100000 Å, dentro de la banda infrarroja que es invisible (Iqbal, 1983).

3.4.2. ATENUACIÓN DE LA RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA

Cuando la radiación solar entra en la atmósfera terrestre, una parte de la energía incidente es removida por dispersión y otra por absorción. Tanto absorción como dispersión al actuar sobre el espectro de radiación extraterrestre modifican considerablemente el espectro de energía que pasa a través de la atmósfera. De acuerdo con la ley de Bouguer, también llamada ley de Lambert o ley de Beer, la atenuación de la luz que cruza por un medio es proporcional a la distancia recorrida en el medio y al flujo local de radiación (Iqbal, 1983).

3.4.3. DISPERSIÓN

Cuando una onda electromagnética interacciona con una partícula, una parte de la energía incidente es dispersada en todas direcciones. Esta energía dispersada se llama radiación difusa (Figura 3.1). La energía dispersada por partículas esféricas puede ser obtenida teóricamente resolviendo las ecuaciones de Maxwell en coordenadas polares esféricas. Todas

las partículas de la naturaleza, desde el tamaño de un electrón hasta el de un planeta dispersan radiación. Una solución particular se obtiene cuando la partícula es esférica y más pequeña que la longitud de onda de la radiación incidente, esta solución llamada teoría de Rayleigh es particularmente útil en el estudio de la dispersión de radiación solar por moléculas de aire. Mediante esta teoría se explica el azul del cielo en días con cielo extremadamente claro (Iqbal, 1983).

La dispersión por moléculas de aire descrita por la ley de Rayleigh se basa en la suposición de que las partículas son esféricas, que sus radios son dos ordenes de magnitud menores que las longitudes de onda de la radiación solar, lo cual hace que la teoría sea aplicable casi exclusivamente a moléculas de aire seco. También se supone que cada partícula dispersa de manera independiente de las otras partículas. El tamaño de las moléculas de vapor de agua es comparable al de muchas moléculas de aire seco. Sin embargo, frecuentemente hay coagulación de muchas moléculas de vapor de agua que crean partículas líquidas que son muchas veces más grandes que las moléculas que las forman. Bajo condiciones favorables de humedad, las partículas pequeñas de polvo crecen a causa de la condensación de agua sobre ellas. Entonces, la presencia de vapor de agua influye sobre el número y tamaño de las partículas en la atmósfera (Figura 3.1) (Iqbal, 1983).

La dispersión de radiación solar por partículas de polvo, es muy difícil de cuantificar por que difícilmente se puede disponer de toda la información requerida para la aplicación de la teoría.

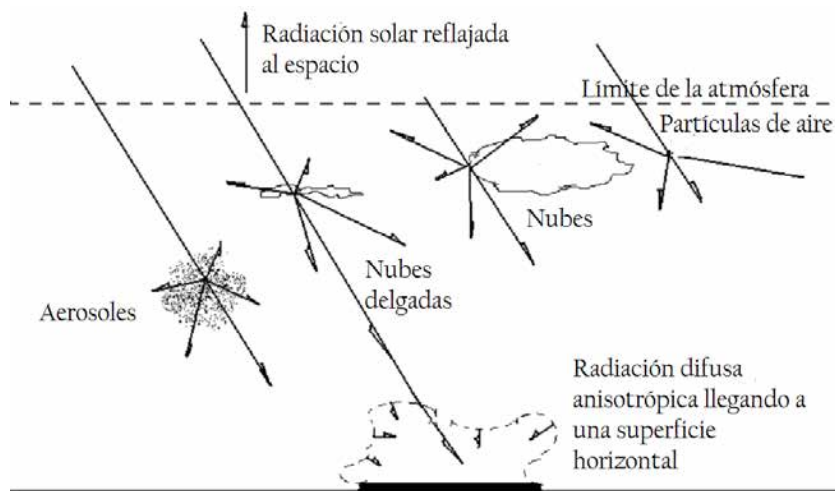


Figura 3.1. Dispersión y reflexión atmosférica (Iqbal, 1983).

3.4.4. ABSORCIÓN

Cuando en 1940 fueron presentados los coeficientes de atenuación por partículas, se asumía que la atenuación era causada solo por dispersión; sin embargo, las partículas también absorben radiación electromagnética.

La emisión de radiación se da cuando un electrón decae hacia un nivel inferior de energía, la diferencia de energía entre el nivel anterior de energía y el nuevo nivel al que el electrón pasa, es la energía que será emitida como radiación y directamente se relaciona con la frecuencia de la onda correspondiente por medio de la ecuación:

$$\Delta\epsilon = h\nu = h\frac{c}{\lambda}$$

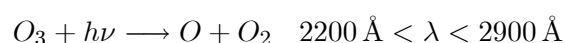
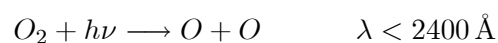
donde,

$$h = 6.6260755 \times 10^{-34} \text{ J s}$$

$$c = \lambda\nu = 2.99792458 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$$

Esta ecuación no sólo se aplica a la emisión de energía sino también cuando una molécula absorbe radiación, esto quiere decir que una molécula puede absorber solo radiaciones cuya energía sea igual a la diferencia de energía entre sus niveles energéticos. Las moléculas de diferentes compuestos químicos tienen diferentes niveles energéticos y por lo tanto serán capaces de absorber radiación de diferentes frecuencias (Iqbal, 1983).

Como se sabe, las moléculas de los gases pueden absorber radiación convirtiéndola en energía vibratoria, rotacional o electrónica. Un fotón de alta energía puede expulsar un electrón de una molécula dejándola ionizada con carga positiva; un fotón con energía aún mayor puede disociar una molécula. En la atmósfera son comunes las siguientes reacciones de disociación



Los cambios de energía rotacional requieren fotones cuyas longitudes de onda estén alrededor de los 6000 Å, y los cambios vibratorios necesitan energías aún más bajas. Los compuestos más absorbentes en la atmósfera terrestre son O_2 , O_3 y H_2O aunque no son los compuestos más abundantes de la atmósfera (Iqbal, 1983).

Varias investigaciones permiten suponer que la atenuación debida a dispersión o absorción o ambas, causada por aerosoles es una función continua de la longitud de onda

sin bandas o líneas selectivas (Iqbal, 1983).

Considerando que tanto la dispersión por la atmósfera y la absorción por partículas atmosféricas individuales son funciones continuas de la longitud de onda, la absorción de radiación solar por gases (vapor de agua y moléculas de aire seco) es un proceso selectivo. Entre las moléculas de aire seco y los principales absorbedores de radiación están el CO_2 , O_3 , N_2O , CO , O_2 , CH_4 y N_2 . Los absorbedores de menor eficiencia son óxidos de nitrógeno NO_2 , N_2O_4 , N_2O_5 ; hidrocarburos C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8 ; y gases que contienen azufre como H_2S . El vapor de agua y los gases descritos son generalmente llamados absorbedores moleculares, muchos de ellos son activos principalmente en las longitudes de onda correspondientes al infrarrojo tanto lejano como cercano. Por otro lado, los gases monoatómicos N y O absorben principalmente el ultravioleta y longitudes de onda menores (Iqbal, 1983).

Los gases diatómicos O_2 y N_2 , el oxígeno atómico, el nitrógeno atómico y el ozono O_3 , son los principales absorbedores en la región del espectro correspondiente al ultravioleta y el visible (Iqbal, 1983).

3.4.5. REFLEXIÓN

Se llama reflectancia a la razón de la radiación reflejada sobre la incidente. En meteorología, a la reflectancia se le conoce también como albedo.

Albedo de la atmósfera.

Considerando la atmósfera como una capa comprendida entre dos planos paralelos irradiada por una unidad de rayos monocromáticos y paralelos, el albedo de la atmósfera es la componente de la radiación difusa reflejada en dirección del espacio. Entonces, el albedo

de la atmósfera no es constante y depende de la concentración y tipo de gases y partículas suspendidos en la atmósfera, así como del tipo, espesor y altura de la capa de nubes que contiene, para cielos no despejados.

Albedo terrestre.

Cuando sobre una superficie incide energía radiante, parte de esta energía se refleja, parte se transmite y parte se absorbe. Así, cuando la radiación tanto directa como difusa alcanzan la superficie terrestre, parte de esta radiación es absorbida por el suelo, parte es transmitida hacia el suelo y parte es reflejada hacia la atmósfera. El albedo de la superficie terrestre en el intervalo visible depende en gran medida del color del suelo así, las superficies de colores claros tienen un albedo más alto que las de colores oscuros.

Tabla 2. Densidades de nieve y hielo.

Tipo de material	rango	promedio
nieve seca	80-97	84
nieve derritiendose	66-88	74
neviza	43-69	57
hielo limpio	34-51	40
hielo ligeramente sucio	26-33	25
hielo sucio	15-75	21
hielo cubierto de detritos	10-15	12

En el caso de las áreas montañosas, el albedo de las superficies cubiertas de nieve o hielo es más alto que el de las superficies cubiertas de arena, rocas o vegetación. Estas diferencias de albedo pueden ocasionar modificaciones muy locales en la circulación de aire. En la Figura 3.1 se muestran esquemáticamente las formas de dispersión y reflexión que se dan en la atmósfera. y en la Tabla 2 pueden verse los distintos valores que puede tomar el albedo en superficies glaciales (Paterson, 1994).

3.4.6. RADIACIÓN NETA.

La radiación solar directa interacciona con las moléculas de aire húmedo, aerosol atmosférico y nubes (capas de nubes), resultando de ello flujos de radiación difusa que se propagan en la atmósfera terrestre en direcciones diferentes a la del flujo de radiación solar. Más aún, una porción de la radiación directa y difusa que alcanza la superficie es reflejada nuevamente hacia el cielo contribuyendo a multiplicar la irradiancia reflejada por el planeta. Estas interacciones dependen fuertemente de las propiedades del sistema de nubes. La intensidad direccional de la irradiancia difusa depende de la posición de las nubes dando origen a la radiación difusa anisotrópica (Figura 3.1) (Iqbal, 1983).

La determinación teórica de estos parámetros es difícil ya que requiere de conocer las propiedades ópticas de las nubes, su espesor, posición y número de capas; tales datos son raramente conocidos (Iqbal, 1983).

Un instrumento de medición, colocado en un plano horizontal con respecto a la superficie terrestre y orientado hacia arriba, captaría tanto la componente de radiación solar directa como la componente de radiación atmosférica difusa; esta última, proveniente de todas las direcciones del casquete atmosférico que se encuentra por encima del plano horizontal. Por otro lado, si en el mismo plano horizontal, otro instrumento de medición estuviera orientado hacia abajo, este instrumento captaría la radiación terrestre emitida y reflejada por el suelo, así como una porción de radiación difusa proveniente de todas las direcciones por debajo del plano horizontal. Sumando algebraicamente las mediciones realizadas por el instrumento orientado hacia arriba y las realizadas por el instrumento orientado hacia abajo, puede medirse lo que se conoce como radiación neta.

Desde muchos puntos de vista es importante predecir, en función del tiempo, la cantidad global de radiación solar, separada en sus componentes directa y difusa, que alcanza un lugar de la superficie terrestre. Este cálculo, que resultaría fácil de realizar si no existiese la atmósfera, resulta prácticamente imposible debido en gran parte a la variabilidad en la composición de la atmósfera terrestre.

Como se ha mencionado, de la energía que alcanza a ser absorbida en la superficie terrestre, una parte es reemitida en forma de radiación de onda larga. Esta energía reemitida, al encontrarse nuevamente con la atmósfera, puede otra vez ser absorbida, reflejada o dispersada por la atmósfera hacia la superficie terrestre. De esta manera, la energía radiativa, tanto entrante como saliente, de la superficie terrestre, puede separarse en onda larga y onda corta, tomando en cuenta que, la emisión de la tierra se lleva a cabo en la banda espectral infrarroja y el sol lo hace básicamente en la banda espectral visible.

Entonces, se puede escribir una expresión matemática para la radiación neta:

$$R = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow$$

donde,

$S \downarrow$ es la radiación de onda corta, solar entrante,

$S \uparrow$ la radiación de onda corta saliente, reflejada por la corteza terrestre y en la cubierta de nubes.

$L \downarrow$ la radiación de onda larga entrante, emitida por la superficie del sol y por la atmósfera hacia la superficie terrestre.

$L \uparrow$ la radiación de onda larga saliente, emitida por la superficie terrestre, la cubierta de nubes y la atmósfera en general.

$\alpha = \frac{S_{\downarrow}}{S_{\uparrow}}$ es el albedo, un parámetro que representa la capacidad que tiene la superficie para reflejar la luz solar.

La radiación neta, medida en algún punto de la superficie terrestre, representa a su vez el balance de energía en la superficie en la que es medida; para el caso de superficies de nieve o hielo varia entre 0.6 y 0.95 (Francou y Puoyaud, 2004).

3.5. INTERACCIÓN ENTRE EL GLACIAR Y LA ATMÓSFERA.

Aquí se describen los flujos turbulentos y los intercambios de calor sensible y calor latente que, a través de ellos, suceden en la interfase glaci-ar-atmósfera.

3.5.1. FLUJOS TURBULENTOS

Se considera ahora la transferencia de energía de calor y vapor de agua en los primeros metros sobre la superficie. En el caso de un glaci-ar, la transferencia de vapor de agua se asocia con evaporación o condensación y por lo tanto con liberación o absorción de calor latente. Al condensarse un gramo de vapor de agua, éste libera suficiente calor para derretir aproximadamente ocho gramos de hielo (Paterson, 1994). No todos los intercambios energéticos entre glaci-ar y atmósfera implican cambios en el estado de agregación del agua, así es que los flujos turbulentos corresponden a intercambio de calor tanto sensible como latente. En la Figura 3.2 se muestran esquemáticamente los flujos energéticos de los que es habla en detalle a continuación.

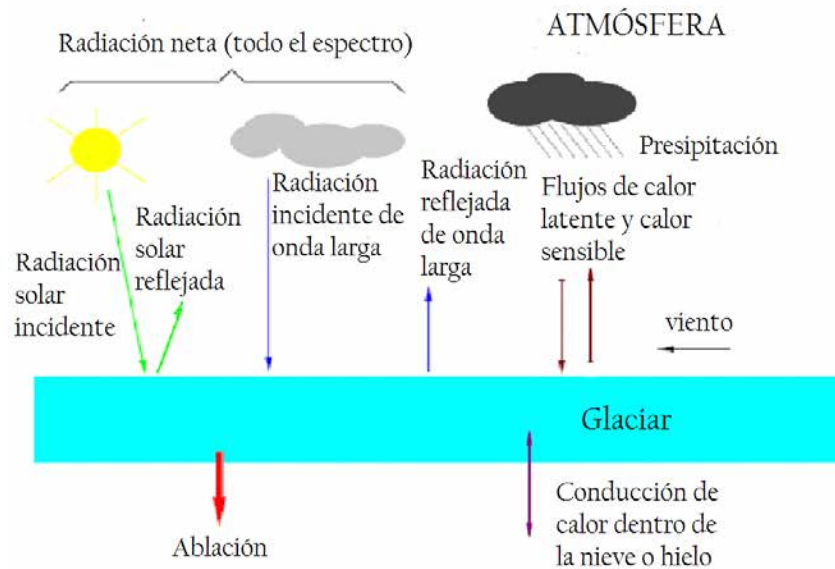


Figura 3.2. Flujos de energía en una superficie glacial (Francou y Puoyaud, 2004)

3.5.2. FLUJO DE CALOR SENSIBLE.

Este flujo turbulento, desde o hacia la superficie, determina el calentamiento o enfriamiento de la capa de mezcla atmosférica y con ello afecta el perfil de temperatura y consecuentemente la altura de esta capa. Dadas las características de la capa de mezcla, el transporte de calor sensible desde o hacia la superficie por parte de la atmósfera será por medio de turbulencia térmica o mecánica. El flujo vertical turbulento de calor sensible puede expresarse como:

$$H_0 = \rho_a C_{pd} \left(\overline{w' \theta'_v} \right)_v$$

donde $\left(\overline{w' \theta'_v} \right)_v$ es el flujo de calor sensible por medio de turbulencia mecánica con θ'_v la fluctuación turbulenta de la temperatura potencial virtual, ρ_a la densidad del aire y C_{pd} la capacidad calorífica del aire seco (Singh y Singh, 2001).

El calor transferido por convección puede ser tratado como conducción, considerando los remolinos como si fueran moléculas, entonces H se escribe en términos del gradiente vertical de temperatura y un coeficiente conocido como "difusividad de remolino para el calor" K_h (Paterson, 1994) como :

$$H = K_h \rho c_p \frac{\partial T}{\partial z}$$

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

Así, la energía convectiva H se suma a las componentes de energía conductiva correspondientes al flujo de calor transferido por vapor de agua y al flujo de calor transferido por la precipitación (Paterson, 1994).

3.5.3. CALOR LATENTE.

Los otros términos correspondientes a la energía convectiva también representan flujos, al ser procesados como si de conducción se tratara. Para el flujo vertical de vapor de agua puede escribirse (Oerlemans, 2001):

$$E = -K_w \frac{\partial m}{\partial z}$$

por lo que el flujo de calor asociado a este flujo de vapor de agua se escribe

$$L_v E = -L_v K_w \frac{\partial m}{\partial z}$$

donde:

L_v es el calor sensible específico de evaporación

K_w es la "difusividad de remolino para el vapor de agua"

m es la masa de vapor de agua por unidad de volumen.

Y la componente de la precipitación o flujo vertical de agua líquida,

$$L_f P'$$

donde L_f es el calor latente específico de fusión del hielo y P' la tasa de precipitación de lluvia. Aquí es importante notar que la energía aportada por la lluvia es despreciable cuando la superficie se encuentra en punto de fusión, pero puede ser significativa cuando la lluvia al llegar a la superficie pueda congelarse (Paterson, 1994).

Capítulo 4

MODELO DEL BALANCE DE ENERGÍA EN SUPERFICIES GLACIALES.

4.1. EL GLACIAR COMO SISTEMA TERMODINÁMICO

En esta sección se delimita al glaciar como sistema termodinámico, se definen sus fronteras y sus cambios de estado termodinámico usando el primer principio de la termodinámica. También se propone una manera de calcular la energía interna.

4.1.1. BALANCE DE ENERGÍA GLACIAL

Todo estudio acerca de balance, ya sea de masa, de energía o de cantidad de movimiento, está necesariamente basado en el correspondiente principio de conservación;

para el caso que nos concierne está basado en el principio de conservación de la energía que puede ser expresado matemáticamente por la primera ley de la termodinámica.

$$\Delta U + \Delta W = Q$$

Esta ecuación puede ser descrita en palabras aludiendo al principio que representa. En general, cualquier sistema que sigue un proceso termodinámico, recibe una cierta cantidad de energía que será utilizada para modificar el estado de equilibrio del sistema, esto implica modificar la cantidad de energía almacenada en el sistema U . Este cambio de estado del sistema implica también la transformación de energía en trabajo ΔW realizado, ya sea por o sobre el sistema. Ahora bien, experimentalmente se ha visto que la energía aportada no es la justa necesaria para realizar el trabajo y el cambio de estado, sino que además el sistema se ve obligado a disipar algo de energía Q hacia sus alrededores.

Para el tratamiento del glaciar como sistema termodinámico es necesario delimitar el sistema; nuestro sistema estará formado por una masa de hielo, nieve, aire y agua, cuyas fronteras serán en su parte inferior una superficie de roca que impide el intercambio tanto de energía como de materia entre el glaciar y sus alrededores y, en su parte superior, la atmósfera. El glaciar como sistema termodinámico tiene entonces dos fronteras, una con el lecho rocoso y que puede considerarse una pared adiabática y una con la atmósfera, es en esta dirección en la que se desarrollan los intercambios tanto de energía como de materia entre el glaciar y sus alrededores. Dichos intercambios se desarrollan a través de la interacción del glaciar con las condiciones ambientales de precipitación, radiación, viento, evaporación, etc. y los fenómenos físicos asociados a estas condiciones. Los cambios de estado en el glaciar estarán dados por sus procesos internos como flujo de hielo, conducción de calor, cambios

de fase como congelamiento de agua, condensación de vapor, fusión de hielo, etc.

Ahora bien, ya definido tanto el sistema como sus procesos, en el caso de un glaciar se puede identificar los términos comprendidos por la primera ley de la termodinámica como sigue:

ΔW es la energía utilizada para congelar, derretir o recongelar.

ΔU también llamado "presupuesto energético", se refiere a la cantidad de energía almacenada por el glaciar.

Q es la cantidad de energía disipada por el glaciar hacia su entorno. O bien, la diferencia entre la energía recibida por el glaciar y la que es almacenada y utilizada.

Es importante notar que, para fines prácticos, ninguno de estos términos es directamente medible, así que se hace necesario redefinirlos, aproximar algunos aspectos y asumir otros más.

Tomando en cuenta que el objetivo que nos ocupa es el de cuantificar el balance de energía, es decir la diferencia entre la energía que entra y la que sale del sistema, entonces nos conviene escribir:

$$Q = \Delta J - (\Delta U + \Delta W)$$

$$\implies (\Delta U + \Delta W) = \Delta J - Q$$

donde ΔJ es la energía recibida por el glaciar; y lo que se llama "balance de energía" es el término a la derecha de la igualdad, que representa la diferencia entre la energía que entra y la que sale del glaciar. De esta forma el balance de energía ΔB calculado para un cierto intervalo de tiempo estará dada por

$$\Delta B = \Delta J - Q.$$

En este punto es posible escribir la ecuación representativa del balance de energía:

$$\Delta B = \Delta U + \Delta W$$

donde ΔB depende de la interacción glaciar-atmósfera y ΔU obedece a la ecuación de difusión. Así, ΔW puede ser determinada a partir de ΔU y ΔB ; y a su vez, conocer ΔW hace posible calcular la ablación o acumulación.

4.1.2. CÁLCULO DE LA ENERGÍA INTERNA.

Como se ha mencionado anteriormente, ΔU se relaciona con la ecuación de difusión de calor:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2};$$

donde k es la difusividad térmica. En este punto aún es necesario ver de qué manera se relaciona la ecuación de difusión de calor con la energía interna U , ya que esta ecuación relaciona la temperatura de un punto en un momento determinado con la coordenada espacial de dicho punto y una coordenada temporal que corresponde al momento de una posible medición, pero no directamente con algún posible cálculo de energía contenida en algún volumen.

La ley de la conducción de calor de Fourier establece que el flujo de calor Q (la cantidad de calor que fluye a través de una superficie de área unitaria en una unidad de tiempo) en un punto, en un medio, es proporcional al gradiente de temperatura, $\frac{\partial T}{\partial z}$, donde z se mide en dirección de la variación de temperatura. Así:

$$Q = -K \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = -K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

donde K es la conductividad térmica y el signo negativo se introduce para señalar que el calor se transmite desde un medio con cierta temperatura siempre hacia otro con temperatura menor. Al sustituir esta última ecuación en la ecuación de difusión, se encuentra:

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = \frac{K}{k} \frac{\partial T}{\partial t}$$

y si ahora se aplica la ecuación de difusión, siempre dentro del glaciar, el calor Q corresponde siempre a la energía interna U . De esta manera U satisface la ecuación:

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{K}{k} \frac{\partial T}{\partial t}.$$

Esta última ecuación hace posible el cálculo aproximado de la energía interna U , ya que sólo requiere de conocer la temperatura en el interior del glaciar como función del tiempo, pero no es factible medir directamente la temperatura en todo el interior de un glaciar como función del tiempo. Por esta razón, la temperatura en el interior del glaciar tendría que ser calculada indirectamente, mediante la utilización de mediciones más fáciles de obtener y que a su vez permitan utilizar un método numérico para calcular las temperaturas en distintos puntos del interior del glaciar a intervalos definidos de tiempo como, por ejemplo, la temperatura en la superficie y a alguna profundidad conocida, que en dicho método numérico harían el papel de condiciones inicial y de frontera.

4.2. CÁLCULO DE LAS COMPONENTES DEL BALANCE DE ENERGÍA

El balance de energía escrito como $\Delta B = \Delta J - Q$ y entendido como la diferencia entre la energía que entra y la que sale del glaciar, puede separarse en:

- a) la diferencia entre la energía radiativa que entra y la que sale del glaciar.
- b) la diferencia entre la energía convectiva que entra y la que sale del glaciar.
- c) la diferencia entre la energía conductiva que entra y la que sale del glaciar.

4.2.1. COMPONENTE RADIATIVA.

Existen instrumentos para medir directamente radiación neta. Estos instrumentos, si bien no son recomendables cuando se desea hacer algún análisis acerca de alguna componente de la radiación neta, si son útiles cuando se trata de hacer un balance de energía pues la medición que de ellos se puede obtener es ya por sí misma un balance radiativo. Más aún, estos instrumentos se hacen recomendables cuando las condiciones de trabajo hacen que sea conveniente el uso de instrumentos que no requieran de un mantenimiento muy delicado. Es por eso que para el caso que nos ocupa, se ha utilizado uno de estos instrumentos.

4.2.2. COMPONENTES DE CALOR SENSIBLE Y LATENTE

Parte de los intercambios de energía que suceden entre la superficie del glaciar y la atmósfera corresponden a flujos de calor tanto sensible como latente; se entiende por calor sensible aquél que es absorbido o cedido por un cuerpo sin cambiar de estado de agregación y por calor latente aquél que es absorbido o cedido por un cuerpo para cambiar de estado

de agregación.

La componente convectiva del intercambio de energía, está compuesta por el calor transferido entre el aire y la superficie por medio de turbulencias. Si el aire es más frío que la superficie, entonces la tasa de transferencia de calor por medio de turbulencias desde el aire hasta la superficie es negativa.

Las ecuaciones obtenidas en el capítulo anterior:

$$L_v E = -L_v K_w \frac{\partial m}{\partial z}$$

y

$$H = K_h \rho c_p \frac{\partial T}{\partial z}$$

para los flujos de calor latente y calor sensible respectivamente, pueden reescribirse usando la ecuación de estado de un gas ideal; para el vapor de agua

$$\frac{e M_w}{m} = RT$$

donde M_w es el peso molecular del agua y e es la presión de vapor de agua en la atmósfera;

para el aire seco:

$$\frac{P M_a}{\rho} = RT$$

donde P es la presión atmosférica, M_a es el peso molecular del aire y ρ es la densidad del aire. De modo que

$$m = \frac{\rho e M_w}{P M_a} = (0.622) \frac{\rho e}{P}$$

y sustituyendo este último resultado en $L_v E = -K_w \frac{\partial m}{\partial z}$ se obtiene

$$L_v E = -K_w L_v (0.622) \frac{\rho}{P} \frac{\partial e}{\partial z}$$

Por otra parte, se sabe que la transferencia de calor y vapor de agua por convección, depende de la turbulencia del aire, que es medida por la "viscosidad de remolino" K_m definida por la ecuación

$$\tau = K_m \rho \frac{\partial u}{\partial z}$$

donde τ es el esfuerzo cortante del aire sobre la superficie y u es la velocidad del viento a la altura z , esta ecuación puede entenderse como una ecuación del flujo vertical de momento horizontal.

Existe evidencia de que, a cierta altura, los coeficientes K_m , K_h y K_w son aproximadamente iguales en una atmósfera cercana a ser neutra (Paterson, 1994) (ésto solo puede ser si la velocidad del viento, la temperatura y la presión de vapor se distribuyen logarítmicamente en la altura).

La regla de la variación logarítmica, asumiendo que los tres coeficientes K_m , K_h y K_w tienen el mismo valor, puede considerarse la más aplicable a observaciones en los primeros dos metros sobre una superficie en punto de fusión (Paterson, 1994).

Si se asume una atmósfera cercana a ser neutra, es posible calcular K_m y usar este valor en lugar de K_h y K_w . Si se considera también que τ no cambia con la altura, entonces

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau}{\rho} = u_*^2 = \text{constante}$$

donde u_* es llamada velocidad friccional.

Se propone calcular el valor de z_0 tomando mediciones en dos estaciones meteorológicas cercanas. Así, teniendo el valor de z_0 se puede conocer el valor de u_* que para superficies glaciales en punto de fusión se encuentra entre 0.1 y 0.5 ms^{-1} y más aún, conociendo un valor para u_* se puede calcular $K_m = u_* k_0 z$.

Se ha supuesto $K_m = K_h = K_w = u_* k_0 z$ así que se puede reescribir

$$H = \rho c_p k_0 u_* z \frac{\partial T}{\partial z}$$

\Rightarrow integrando

$$H = \rho c_p k_0 u_* z \frac{T - T_s}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}$$

\Rightarrow sustituyendo $\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k_0} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$

$$H = \rho c_p k_0^2 u \frac{T - T_s}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)\right]^2}$$

y de manera similar,

$$L_v E = -K_w L_v (0.622) \frac{\rho}{P} \frac{\partial e}{\partial z} = -u_* k_0 z L_v (0.622) \frac{\rho}{P} \frac{\partial e}{\partial z}$$

\Rightarrow integrando se obtiene,

$$-L_v E = u_* k_0 L_v (0.622) \frac{\rho}{P} \frac{e - e_s}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)};$$

y sustituyendo $\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k_0} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$ se obtiene:

$$-L_v E = uk_0^2 L_v (0.622) \frac{\rho}{P} \frac{e - e_s}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^2}$$

de donde al sustituir la expresión $\rho = \rho_0 \left(\frac{P}{P_0} \right)$ donde ρ_0 es la densidad a presión estándar P_0 ; se puede obtener:

$$-L_v E = uk_0^2 L_v (0.622) \frac{\rho_0}{P_0} \frac{e - e_s}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^2}.$$

Si ahora, se define el “coeficiente de transferencia”

$$A = \frac{k_0^2}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^2},$$

y se introducen los valores numéricos conocidos:

$$L_v = 2260 \times 10^3 \frac{\text{J}}{\text{kg}}$$

$$\rho_0 = 1,29 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3},$$

$$P_0 = 1,013 \times 10^5 \text{ Pa},$$

$$c_p = 1010 \frac{\text{J}}{\text{kg K}},$$

se obtiene finalmente:

$$H = (1.29 \times 10^{-2}) APu (T - T_s)$$

y

$$-L_v E = 22.2Au (e - e_s)$$

donde es importante determinar z_0 para calcular A .

Es posible ahora obtener una expresión general para el cálculo del balance de energía en un glaciar:

$$B = R + H - L_v E + L_f P'$$

$$\Rightarrow B = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow + H - L_v E + L_f P'$$

$$= S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow - \sigma T_s^4 + (1.29 \times 10^{-2}) APu (T - T_s) + 22.2Au (e - e_s) + L_f P'$$

Capítulo 5

RESULTADOS, DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

Para calcular el balance de energía sobre la superficie del glaciar norte del volcán Citlaltépetl, se utiliza el modelo presentado en el capítulo anterior. Se han calculado las componentes correspondientes a calor latente y calor sensible del balance de energía; la componente radiativa fue medida en el campo con un instrumento que utiliza como sensores dos termopilas, una orientada hacia arriba y otra hacia abajo, pero con una sola señal de salida que corresponde a la radiación neta.

Como se mencionó en el capítulo anterior, el balance de energía tiene distintas componentes. La componente correspondiente al flujo vertical de calor sensible H , se obtiene utilizando la expresión

$$H = (1.29 \times 10^{-2}) APu(T - T_s)$$

Con $T_s = 0^\circ C$ para una superficie en punto de fusión.

La componente correspondiente al flujo de vapor de agua, $-L_v E$ y por tanto al calor sensible, se calculará usando la expresión

$$-L_v E = 22.2 A u (e - e_s)$$

donde e es la presión de vapor y e_s es la presión de vapor en la superficie. Tomando $e_s = 611$ Pa para una superficie en punto de fusión (Paterson, 1994) se calcula e usando $e = h_r e_s$ donde h_r es la humedad relativa.

5.1. RESULTADOS

Las variables utilizadas para el cálculo del balance de energía se han graficado como función del tiempo y se presentan en la Figura 5.1. Cabe destacar que se prefirió utilizar las variables medidas por la estación “Glaciar” y las variables medidas por la estación “Morrena” fueron utilizadas solo en unas pocas ocasiones.

En todos estos casos, los datos directamente medidos se representan con una línea punteada y la línea continua corresponde a un ajuste que se ha hecho de los datos por medio de un filtro exponencial con el único fin de hacer mas notorio el comportamiento de las variables a lo largo del año.

Mediante el uso de las variables medidas y siguiendo el modelo presentado anteriormente, se calculó la presión de vapor. Esta variable se muestra con el ajuste correspondiente hecho por el mismo método que en los otros casos (Figura 5.2).

Utilizando las variables medidas y el cálculo realizado para la presión de vapor con el modelo expuesto en el capítulo anterior, fue posible calcular las componentes correspondientes a calor latente y a calor sensible del balance de energía. Estas componentes se

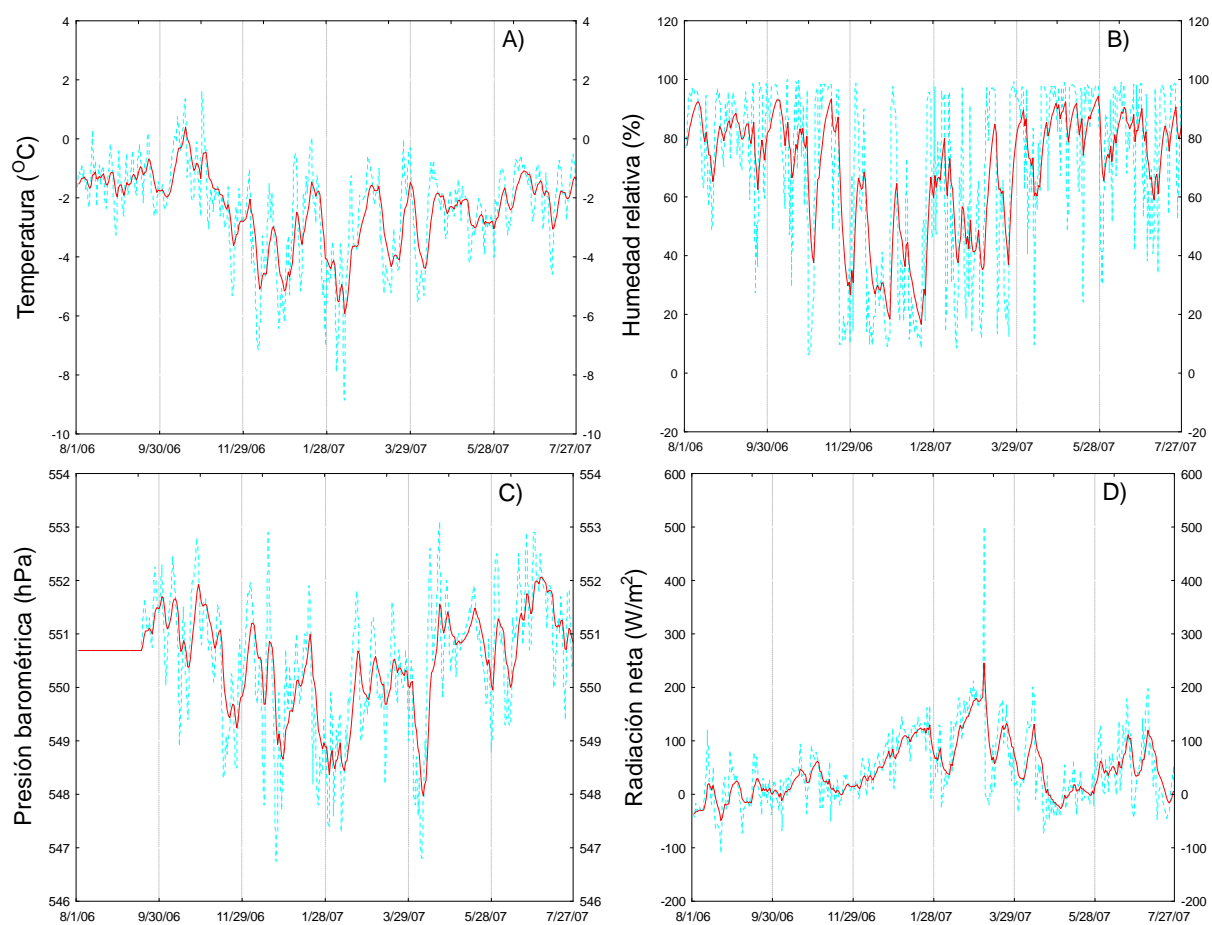


Figura 5.1. Comportamiento de las variables medidas en campo por la estación "Glaciar".

A) Temperatura ambiente, B) Humedad relativa, C) Presión barométrica, D) Radiación neta. En adelante nos referiremos con “temperatura” a la temperatura ambiente.

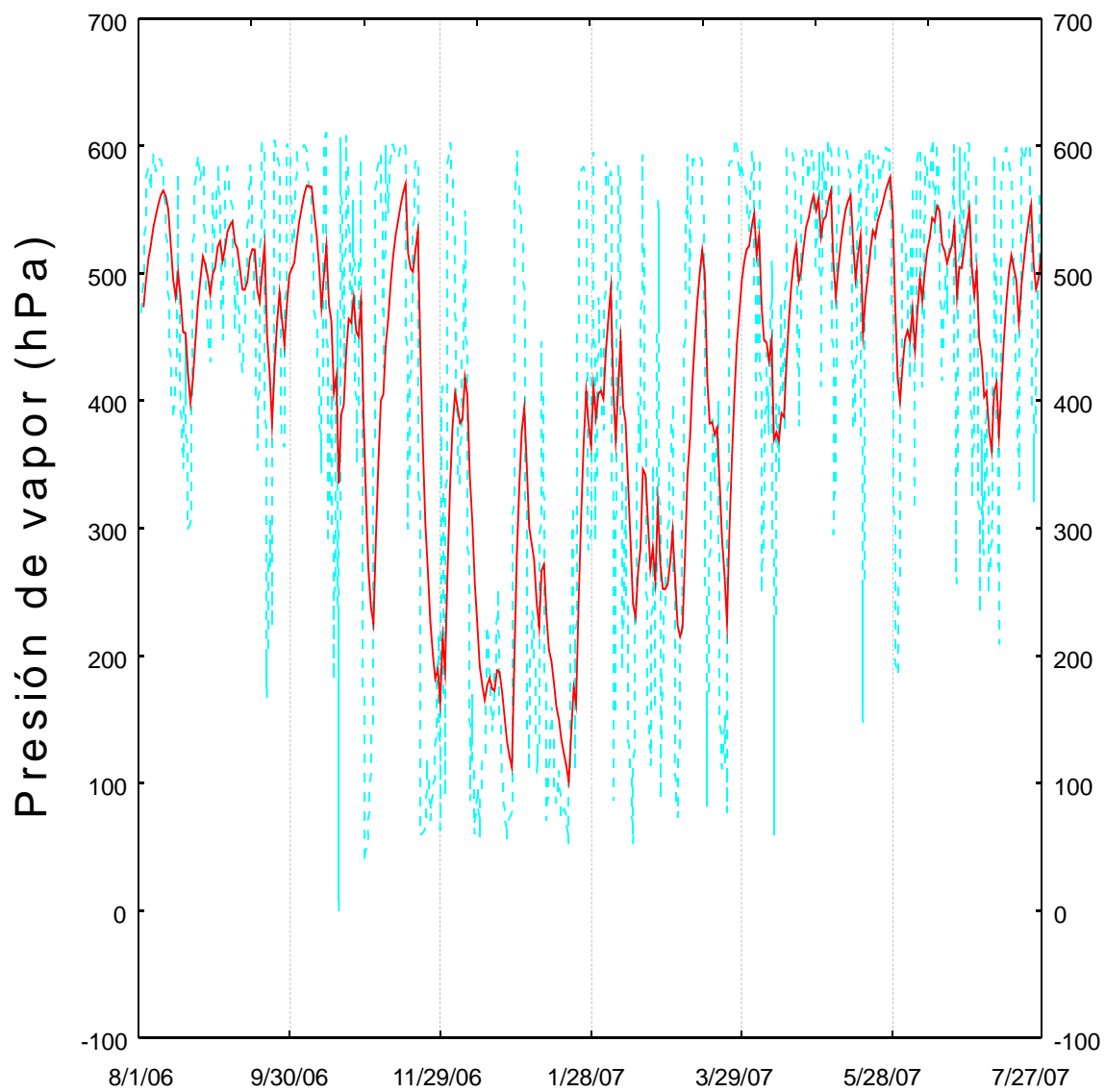


Figura 5.2. Presión de vapor calculada y filtrada.

comparan en la Figura 5.3, con los valores medidos para la radiación neta y con el balance mismo.

Las curvas componentes de estas gráficas se muestran en la Figura 5.4 de manera independiente. Es importante notar que, para el caso del calor latente, se ha modificado la escala en el eje vertical a fin de observar en detalle su comportamiento y orden de magnitud.

5.2. DISCUSIÓN

La temperatura y la humedad relativa fueron las variables que de mejor manera se midieron, y tienen un comportamiento similar a lo largo del año. Se puede observar en ambas, una cierta oscilación de periodicidad anual, es notorio que la temperatura del aire comienza a descender a finales de octubre o principios de noviembre provocando que el aire sea capaz de contener menos vapor de agua (Figura 5.1 y Figura 5.2). Esto se refleja en una disminución de humedad relativa que comienza por las mismas fechas (finales de octubre o principios de noviembre). Así es que se puede hablar de una estación húmeda y una estación seca a lo largo del año (Figura 5.5 y Figura 5.6).

Es importante notar que la estación de menor humedad corresponde con la de temperaturas más bajas (Figura 5.1A, 5.1B, Figura 5.5A y Figura 5.5B). Sin embargo, durante esta estación se dificulta el congelamiento pues a pesar de la baja temperatura no hay suficiente humedad disponible para que se dé la saturación (Figura 5.6). También es notable que entre los meses de diciembre y febrero alcanzan un mínimo las oscilaciones anuales de temperatura (Figura 5.1A y Figura 5.5A), presión barométrica (Figura 5.1C y Figura 5.5C), humedad relativa (Figura 5.1B y Figura 5.5B) y presión de vapor (Figura

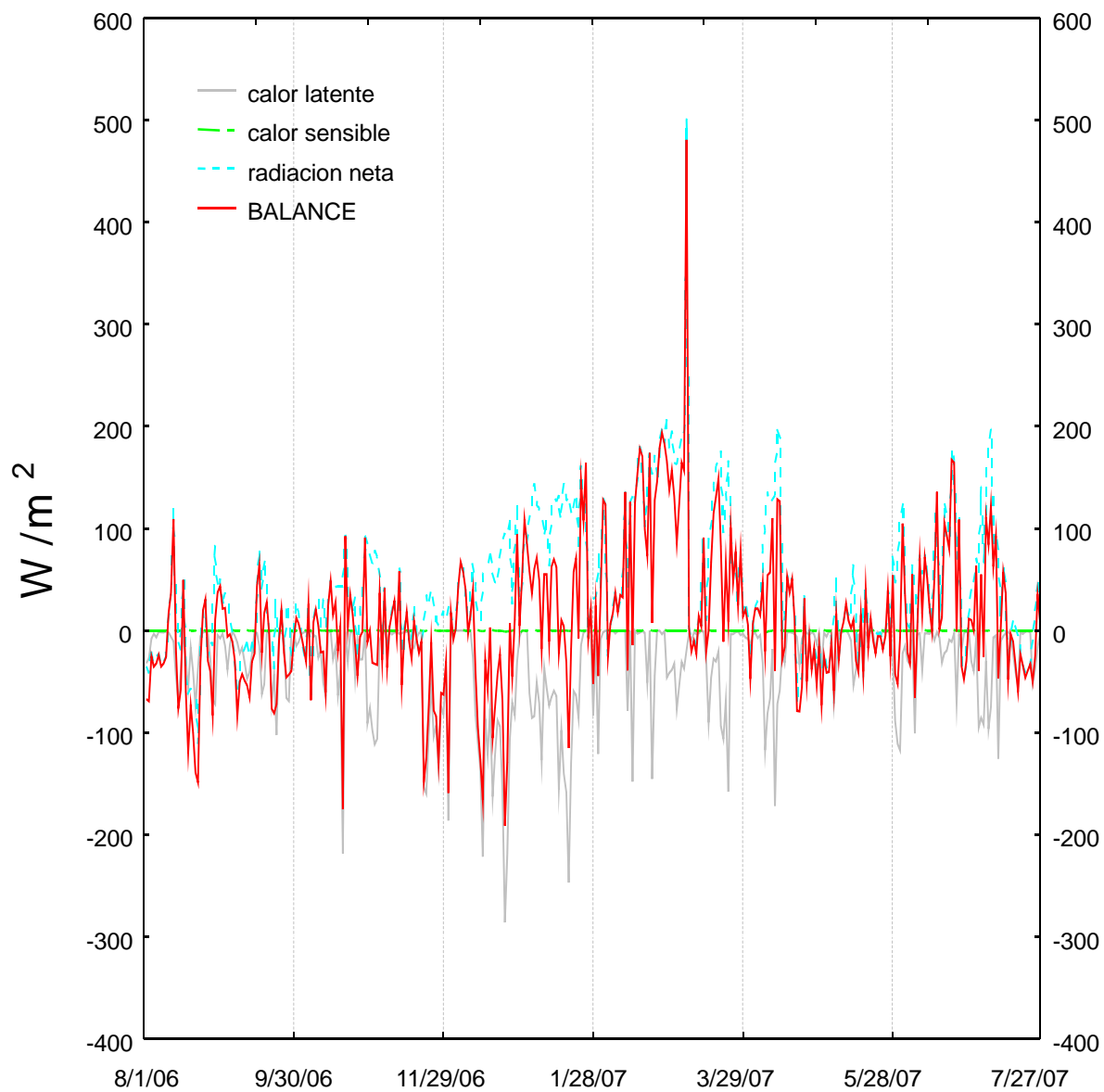


Figura 5.3. Comparación de las componentes del balance de energía.

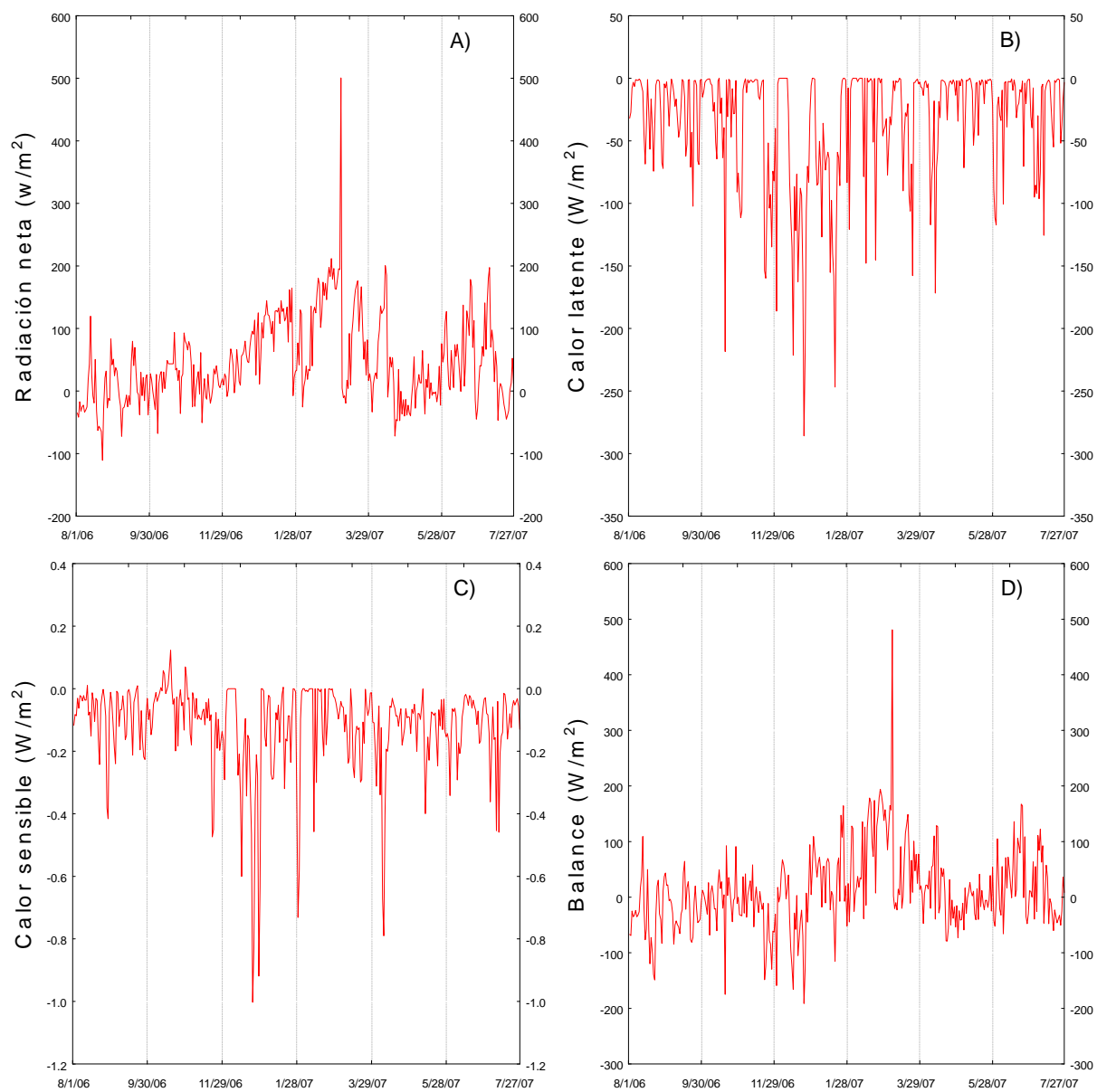


Figura 5.4. El balance de energía y sus componentes.

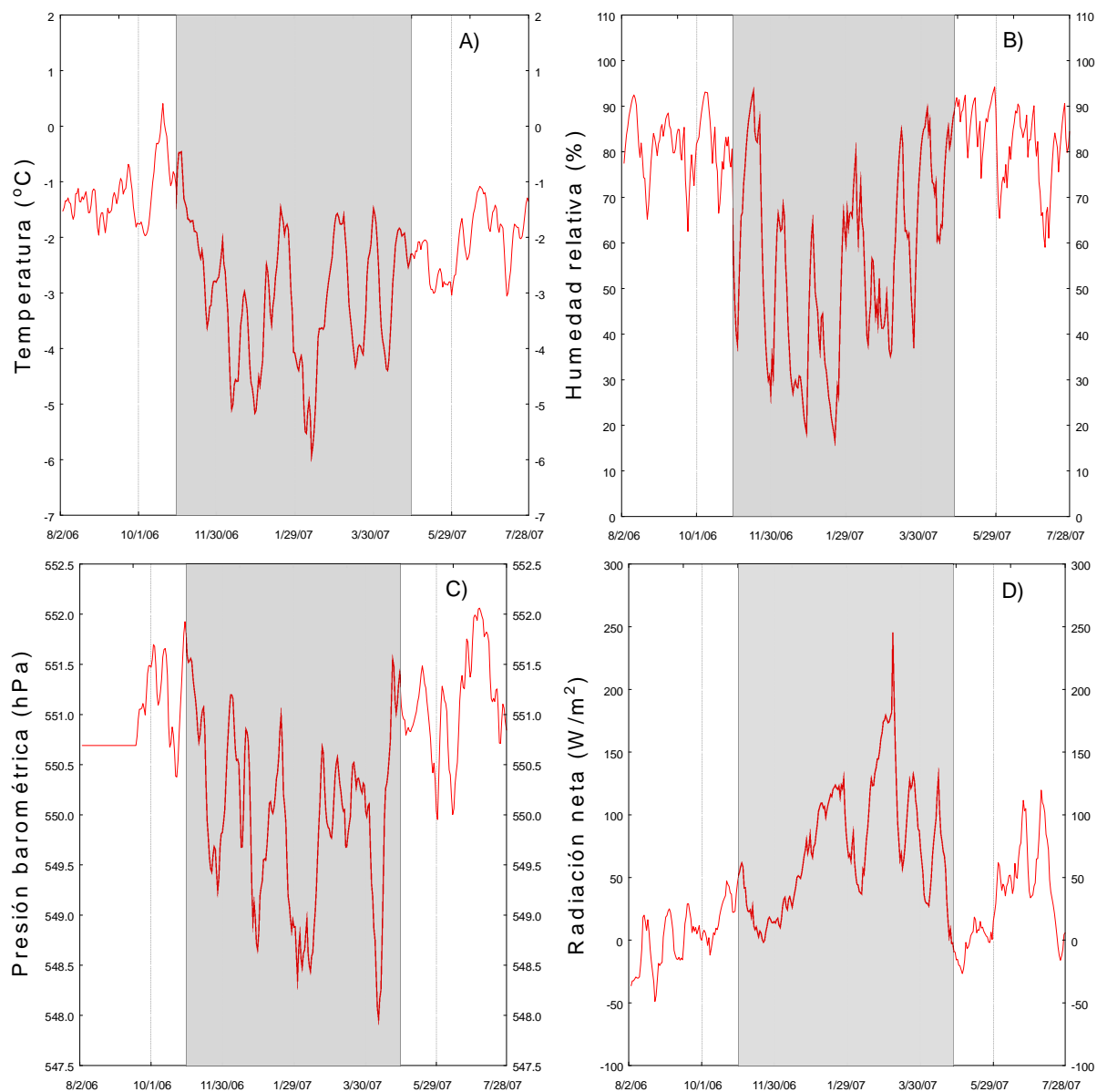


Figura 5.5. Delimitación de la temporada seca, señalada por la parte sombreada. A) Temperatura, B) Humedad relativa, C) Presión barométrica, D) Radiación neta.

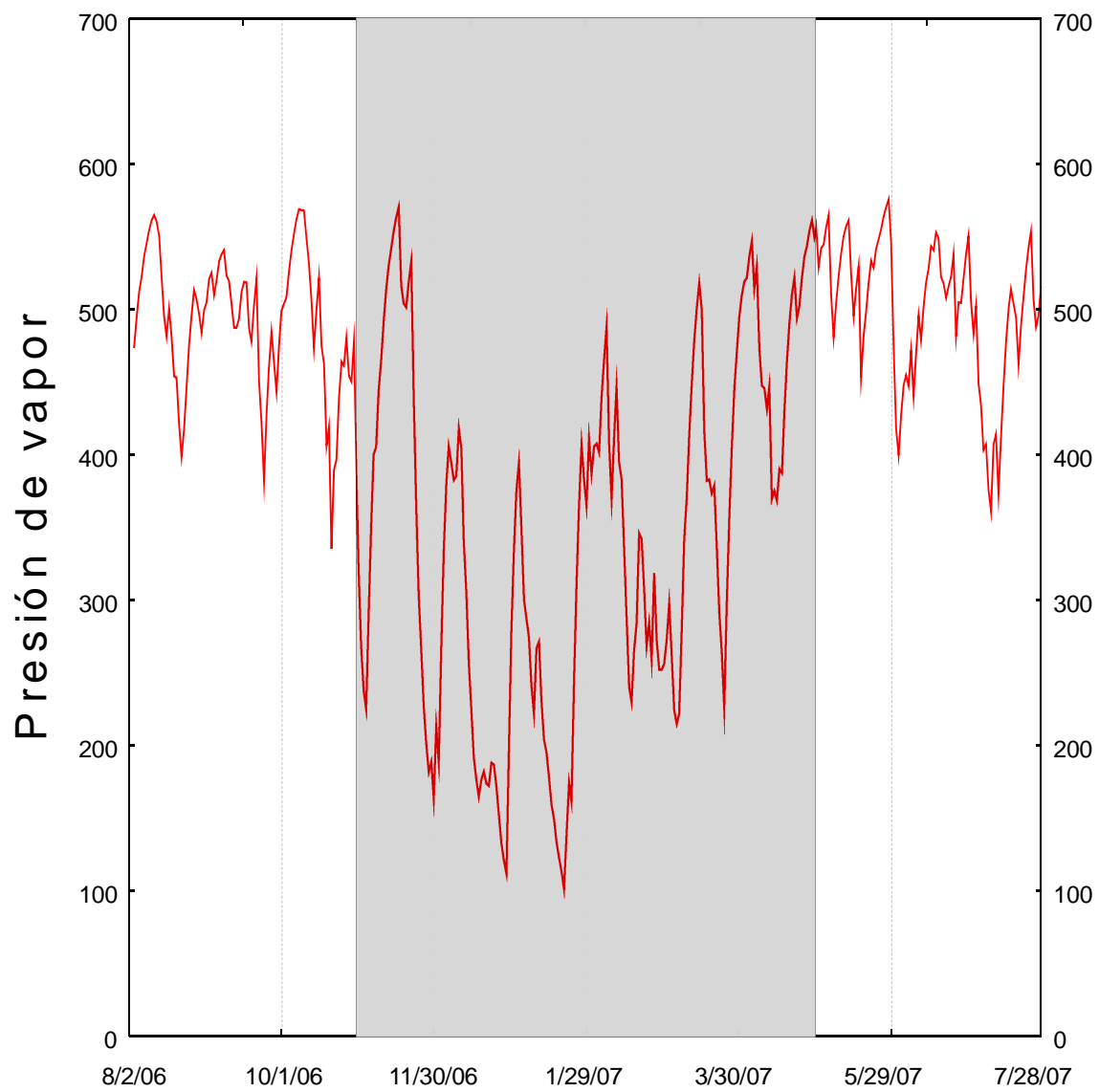


Figura 5.6. Presión de vapor durante la temporada seca.

5.2 y Figura 5.6), así es que la baja presión también contribuye a dificultar la saturación mientras que la radiación neta alcanza un máximo durante los mismos meses (Figura 5.1D y 5.5D) propiciando la ablación.

Se puede ver que la componente correspondiente a calor sensible, tiene un valor muy poco significativo (Figura 5.3 y Figura 5.4C), siendo predominantes para el balance la componente de radiación neta y calor latente. También puede verse que existe una mayor correspondencia entre el balance y la componente radiativa que entre el balance y cualquier otra de sus componentes, la correspondencia entre el balance y radiación neta puede verse en la Figura 5.7 que muestra radiación neta contra balance. De esta manera puede afirmarse que la componente radiativa tiene un papel determinante en la periodicidad y variabilidad del balance.

Llama la atención el hecho de que los valores observados para la radiación neta parecen muy bajos; esto se debe a dos factores, cada uno afectando una parte distinta del espectro. En primer lugar, la altitud a la que se encuentra el glaciar causa que sobre el sitio de medición exista solo una capa relativamente delgada de atmósfera en la cual se puede producir poca radiación de onda larga, el segundo factor que contribuye a disminuir la radiación neta es el alto albedo de la superficie glacial, esto provoca que la radiación incidente y la radiación reflejada de onda corta sean muy cercanas en magnitud, esto causa que gran parte de la radiación neta esté compuesta de radiación de onda larga, la cual como se ha mencionado, es escasa debido a factores atmosféricos.

Para mostrar de manera controlada el efecto del albedo en la radiación neta, se elaboró un experimento en el observatorio de radiación solar del Instituto de Geofísica.

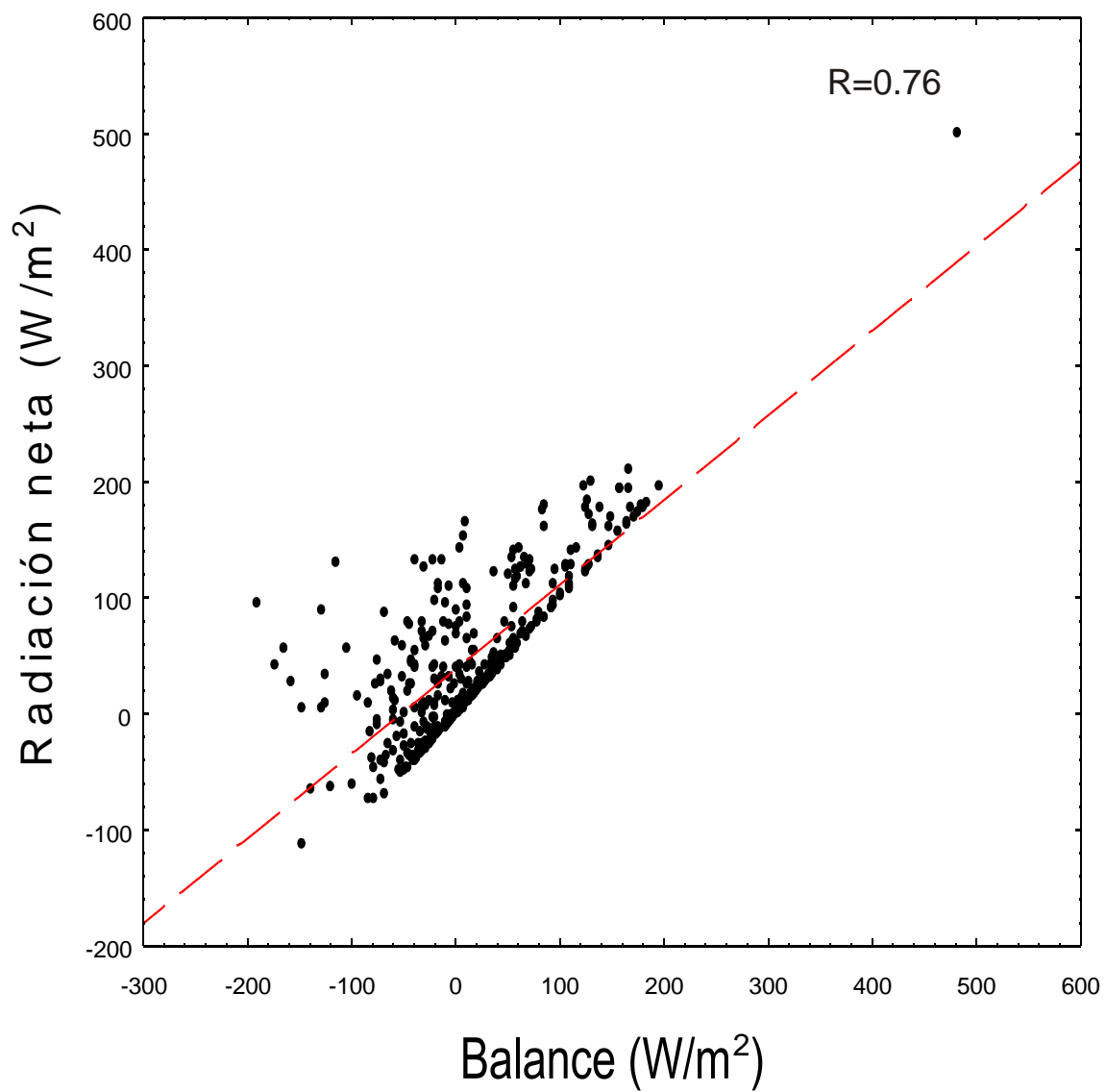


Figura 5.7. Radiación Vs. Balance.

Este experimento consistió en realizar mediciones con un instrumento de la misma marca y modelo que el utilizado sobre el glaciar, pero modificando controladamente el albedo de la superficie sobre la cual se realizaron estas mediciones, esto se hizo en dos días. El 28 de noviembre de 2007 se realizaron mediciones sobre pasto y luego en el mismo lugar pero sobre una superficie blanca; el día 29 de noviembre de 2007 se repitió el experimento pero comenzando con una superficie negra y continuando sobre pasto.

En la Figura 5.8 se muestran los valores obtenidos durante la medición del día 28 de noviembre, y en la Figura 5.9 se muestran los valores medidos el día 29 de noviembre; es importante señalar la notoria y repentina disminución en los valores medidos que ocurre en el momento de cambiar de la superficie de pasto a la superficie blanca, el día 28 de noviembre aproximadamente a las 10:42:00 AM. De la misma manera es notable la disminución que puede observarse el día 29, aproximadamente a las 2:54:00 PM., en que se pasa de una superficie negra nuevamente a pasto.

Cuando una componente del balance de energía es positiva, esto quiere decir que el proceso físico asociado con esta componente del balance de energía, favorece la ablación, por el contrario, cuando una componente del balance de energía es negativa, estos procesos físicos asociados a esta componente favorecen la acumulación. En consecuencia, cuando el balance de energía es positivo, el conjunto de procesos físicos que se asocian al intercambio de energía entre el glaciar y la atmósfera, favorece la ablación, y de por el contrario, si el balance es negativo, se verá favorecida la acumulación.

La componente correspondiente a calor sensible, además de no ser representativa

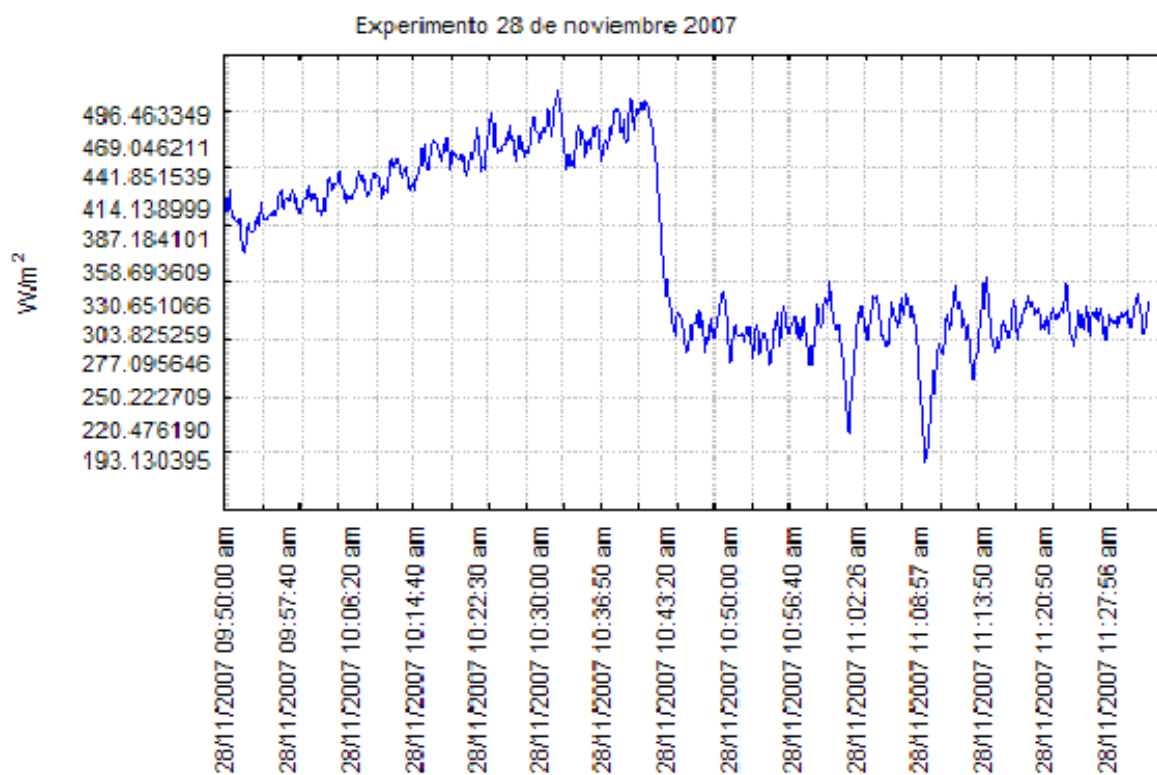


Figura 5.8. Experimento del día 28 de noviembre (pasto a superficie blanca).

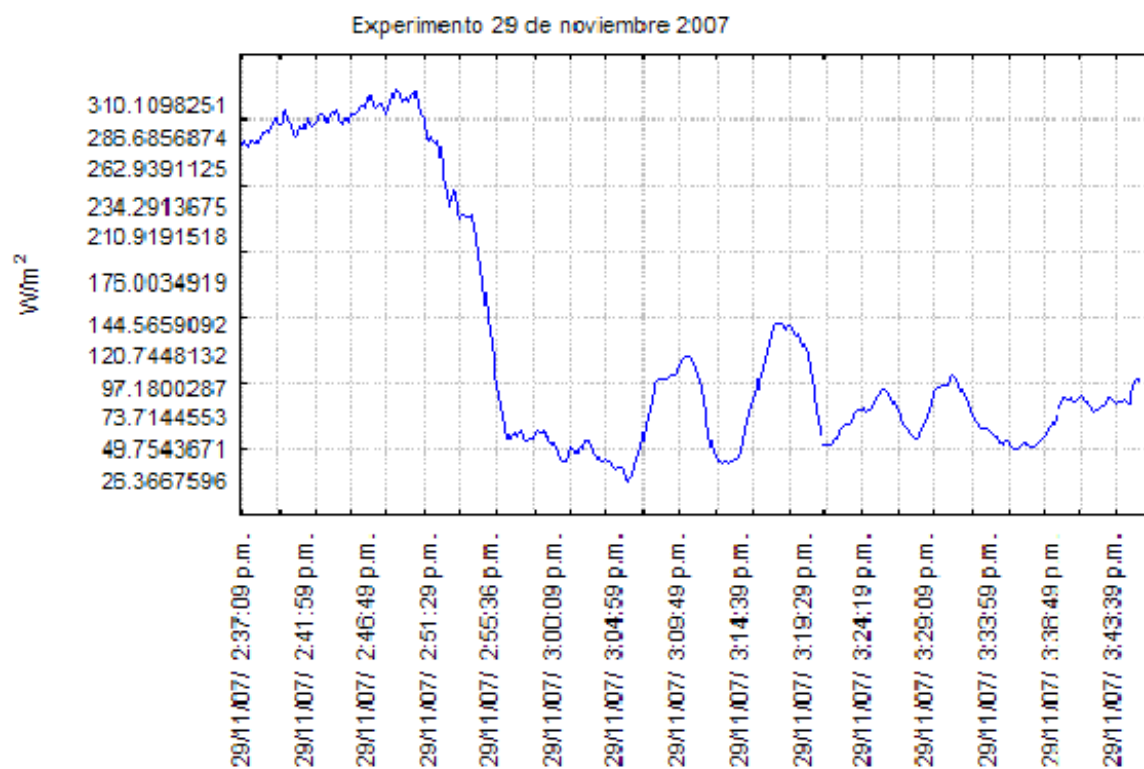


Figura 5.9. Experimento del 29 de noviembre (negro a pasto).

para el balance tampoco presenta alguna tendencia o periodicidad clara. Aunque al ser negativa se podría decir que favorecerá la acumulación o al menos la manutención del glaciar, mas no por su magnitud relativa (Figura 5.4C).

De las componentes principales del balance, se puede decir que tanto la radiación neta como el calor latente presentan una oscilación de periodo anual (Figuras 5.3 y Figura 5.4B).

La componente de calor latente, al igual que la de calor sensible son predominantemente negativas (Figura 5.4B y Figura 5.4C) por lo que pudieran conducir hacia alguna acumulación de material glacial; en contraste, la componente radiativa es principalmente y en promedio positiva (Figura 5.4A), por lo cual, parece conducir más al derretimiento del glaciar.

Durante en periodo comprendido entre diciembre y junio, es notable que mientras la radiación neta es más intensa que durante el resto del año y de signo positivo; por el contrario, en las componentes correspondientes a calor sensible y calor latente, se puede observar también un aumento en su intensidad o al menos en la incidencia de mediciones de mayor intensidad pero con valores negativos. De esta manera, durante este periodo, las componentes correspondientes a calor sensible y calor latente, conducen hacia alguna acumulación de material en el glaciar, mientras que la radiación neta conduce hacia la ablación. Si se observa el balance durante este mismo periodo, puede notarse que es positivo, excepto por un cierto periodo durante el mes de mayo, es por esto que puede afirmarse que durante el periodo comprendido entre diciembre y junio, es dominante la ablación.

Es importante notar que el periodo de ablación corresponde aproximadamente con la temporada seca que como puede verse, también coincide con una disminución de temperatura y de presión barométrica, estas condiciones son a las que obedece el comportamiento de las componentes correspondientes a calor sensible y calor latente.

Durante el periodo de ablación el glaciar recibe energía que será utilizada para aumentar su temperatura hasta el punto de fusión y a partir de este punto, dicha energía será utilizada para derretir hielo.

En general la temperatura ambiente es muy cercana a la temperatura del punto de fusión, es por esto que la temperatura del hielo en la zona cercana a la superficie del glaciar no necesitaria aumentar mucho para alcanzar la temperatura del punto de fusión, esto provoca que la componente del balance correspondiente al calor sensible sea tan poco significativa. ahora bien, durante el periodo de ablación la componente correspondiente a calor sensible es aun mas negativa que durante el resto del año, pues al bajar la temperatura ambiente, la superficie del glaciar necesita perde energía para estar en equilibrio térmico con el aire cercano.

La temporada seca, observada entre los meses de noviembre y mayo; coincide con la temporada en que las masas de aire polar que descienden en latitud desde norteamérica (Jauregui, 2004) asociadas con vientos que pueden ser violentos y que propician el descenso de temperatura. Este aumento en la velocidad del viento es la causa del aumento en la intensidad de la componente correspondiente al calor latente en el balance de energía.

Por otro lado, la disminución en humedad relativa puede conducir a una disminu-

ción e nubosidad sobre el glaciar y esto contribuir al aumento observado en radiación neta durante la temporada seca.

Los penitentes son formas de ablación superficial (Betterton, 2001); columnas de nieve o hielo que se forman comunmente durante el verano en glaciares o campos de nieve durante a grandes altitudes (Himalaya y Andes), un penitente es una columna de nieve, más anchas en su base que en su parte superior. Los penitentes crecen entre 1 y 6 m, con espacios entre ellos comparables a su altura. También existen otras estructuras más pequeñas conocidas como “suncups” o huecos de ablación que pueden ser encontrados tanto en las Rocallosas como en los Alpes (Corripio y Purves, 2005).

Durante la temporada seca observada en el Glaciar Norte del Citlaltépetl, también es posible notar la presencia de penitentes (Figura 5.10).

La presencia de penitentes en la superficie del glaciar, permite afirmar que parte de la ablación que ocurre durante este periodo se desarrolla en forma de sublimación y no toda en forma de fusión.

Las contribuciones netas al cabo de un año para cada una de las componentes del balance de energía fueron calculadas en $-12912 \frac{W}{m^2}$ para el calor latente, $-43.95 \frac{W}{m^2}$ para el calor sensible y $16795.81 \frac{W}{m^2}$ para radiación neta.

Se ha calculado un balance de energía promedio diario de $10.52 \frac{W}{m^2}$ a lo largo de un año, y al integrar con respecto al tiempo a lo largo de un año, esto da un total de $3.3176 \times 10^8 \frac{J}{m^2}$, que es energía suficiente para derretir 993.29 kg de agua en estado sólido a $0^\circ C$ por cada metro cuadrado de glaciar; esta masa de agua sólida ocuparían un volumen de $19.866 m^3$ en caso de ser nieve fresca, $2.4832 m^3$ en caso de ser neviza y $1.1967 m^3$ en caso de ser



Figura 5.10. Penitentes sobre el glaciar norte del Citlaltépetl y detalle de de los mismos penitentes.

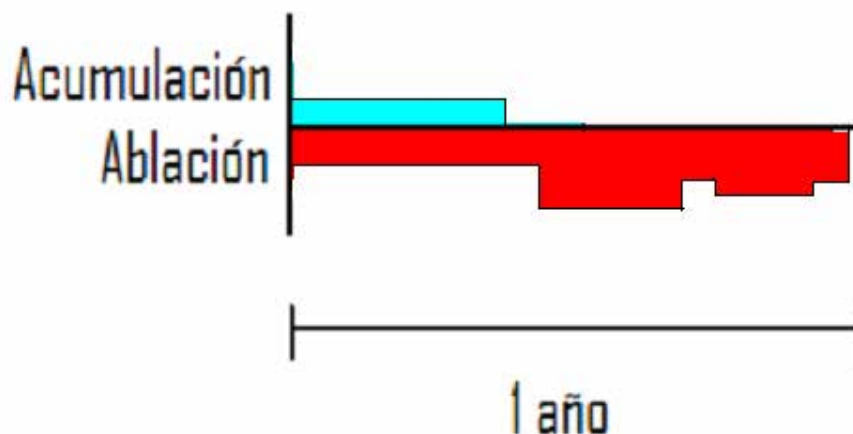


Figura 5.11. Regimen seguido por el Glaciar Norte del ctlaltépetl durante en el año de estudio (Agosto 2006 - Agosto 2007)

hielo glacial, tomando las densidades de $\rho_{nieve} = 50 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$, $\rho_{neviza} = 400 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ y $\rho_{hielo} = 830 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ obtenidas de (Paterson, 1994). Esto equivale también a un volumen de 1.103 m^3 tomando el promedio de densidad del hielo glacial para volcán Popocatepetl, $\rho = 900 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ calculado en julio de 1995 (Delgado-Granados, 2007).

Con el fin de sugerir la forma del régimen de intercambio de energía seguido entre el glaciar y la atmósfera durante el año de estudio 5.11, se ha graficado tanto el balance de energía como sus componentes con resolución temporal de un mes (Figura 5.12).

En las Figuras 5.12 y 5.11 en la puede observarse que durante el año se suceden un periodo de ablación y otro de acumulacion, como en el régimen característico de los glaciares de latitudes medias, pero con ablacion todo el año como sucede en los glaciares de los trópicos, de hecho de observa una disminución en la acumulación en el mes de mayo 2.4

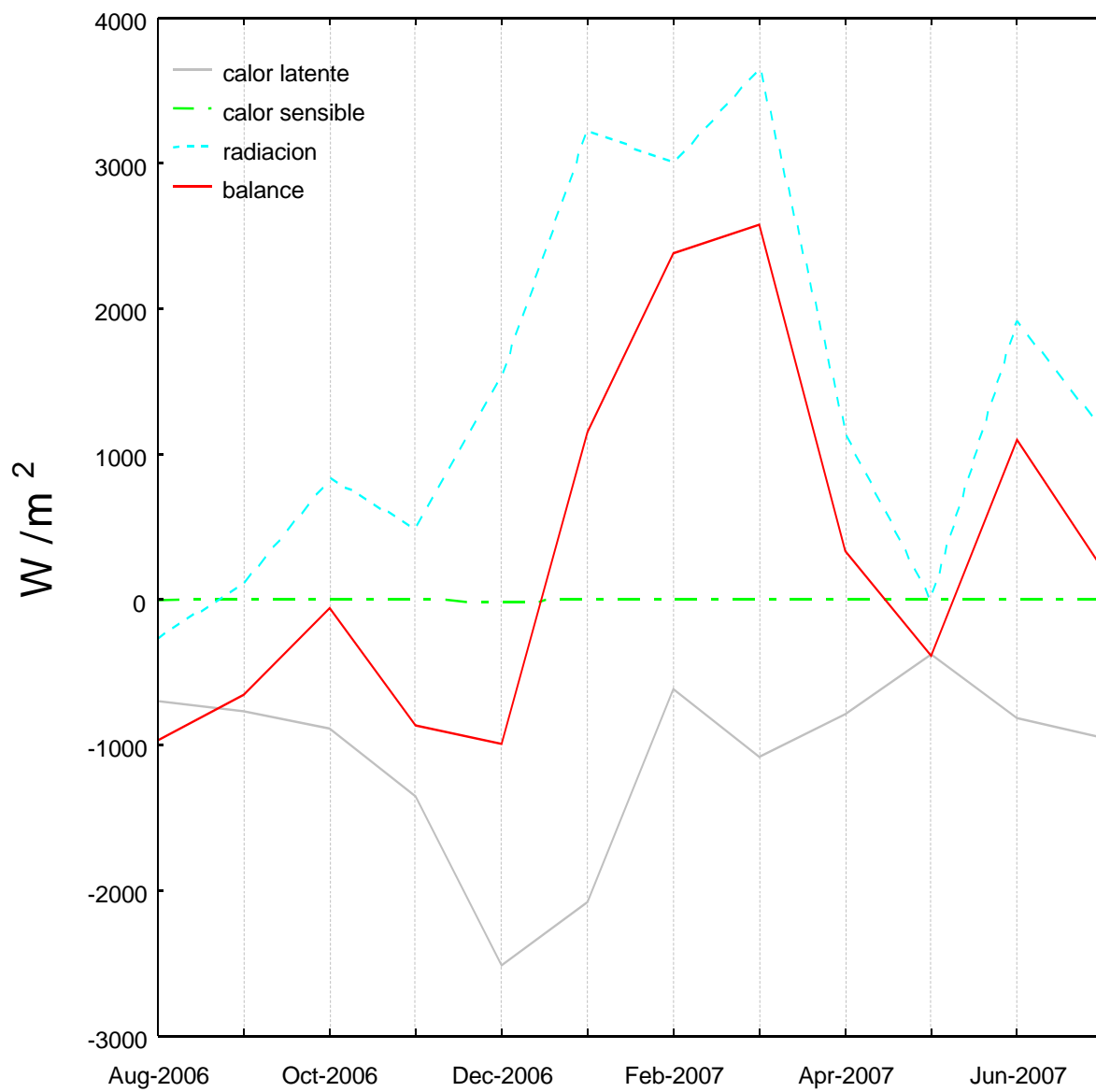


Figura 5.12. Régimen de intercambio energético glaciar-atmósfera durante el año de estudio

que puede sugerir que en otro momento pudo haber dos periodos de acumulación (como en los glaciares de los trópicos exteriores Figura 2.4) y que ahora esta muy poco separados , provocando que se pueda interpretar esta disminución como una anomalía en un solo periodo de ablación.

Es importante señalar que el año durante el cual se realizaron las mediciones con que se desarrollo este trabajo, constituye en año meteorologicamente muy particular. pues coincide con un invierno niño (2006) y el inicio de un año niña, la niña comenzó en marzo de 2007 (Centro internacional par ala investigación del fenómeno de el niño Boletín 30 de marzo 2007, <http://www.ciifen-int.org/>).

Los impactos de El Niño durante el invierno pueden describirse de manera general como lluvias y fríos anómalos en el norte de México debidos a la mayor entrada de ondas de latitudes medias y frentes fríos, por causa de una alteración en la circulación invernal sobre Norteamérica (Magaña et. al., 1999).

La presencia anómalamente continua de frentes fríos durante inviernos El Niño, provoca que las temperaturas en gran parte del país estén por debajo de lo normal, llegando a producirse nevadas en la sierras e incluso, en la parte central de México (Magaña et. al., 1999).

El efecto invernal del Niño durante el año de estudio se asocia inmediatamente con la posibilidad de acumulación de material glacial durante los meses invernales que sin embargo coinciden con la temporada seca. Aún así, durante los meses de noviembre y diciembre se han calculado los valores mas bajos de balance de energía 5.12, y por lo tanto la mayor acumulación de material glacial.

A partir de marzo de 2007, el sistema climático entró en una fase de La Niña, así que los últimos meses aquí registrados de observación en el glaciar, corresponden a la primavera e inicio del verano en esta fase.

Durante veranos La Niña, las lluvias en la mayor parte de México son cercanas a lo normal, pudiendo incluso ser anómalamente intensas. Varios son los factores que resultan en mayores lluvias, pero quizá el más importante sea la actividad de ondas del este y los huracanes en el Caribe y Golfo de México (Magaña et. al., 1999).

A nivel regional, es importante comparar el año de realización de este estudio con algunos otros años; para esto se han tomado los datos obtenidos desde 2000 por las cuatro estaciones meteorológicas automáticas pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional más cercanas al volcán Citlaltépetl. Estas estaciones meteorológicas están ubicadas en la Universidad Tecnológica de Tecamachalco (Puebla), Huamantla (Tlaxcala), Jalapa (Veracruz) y el Centro de Prevención del Golfo de México (Veracruz). De estas cuatro estaciones, sólo las ubicadas en el estado de Veracruz quedan del lado de la montaña que da hacia la costa. Se han elaborado gráficas de promedios mensuales para las variables de temperatura ambiente (Figura 5.13), humedad relativa (Figura 5.14) y lluvia (Figura 5.15) en estas cuatro estaciones desde 2000 hasta agosto de 2007.

De la observación de estas gráficas, es posible notar que el año de estudio fue más lluvioso en la región de estudio que la mayoría de los años anteriores (Figura 5.15), esto es consistente con la característica que tuvo de un invierno El Niño y un verano La Niña; sin embargo acerca la temperatura ambiente no puede decirse mucho pues o hay diferencias

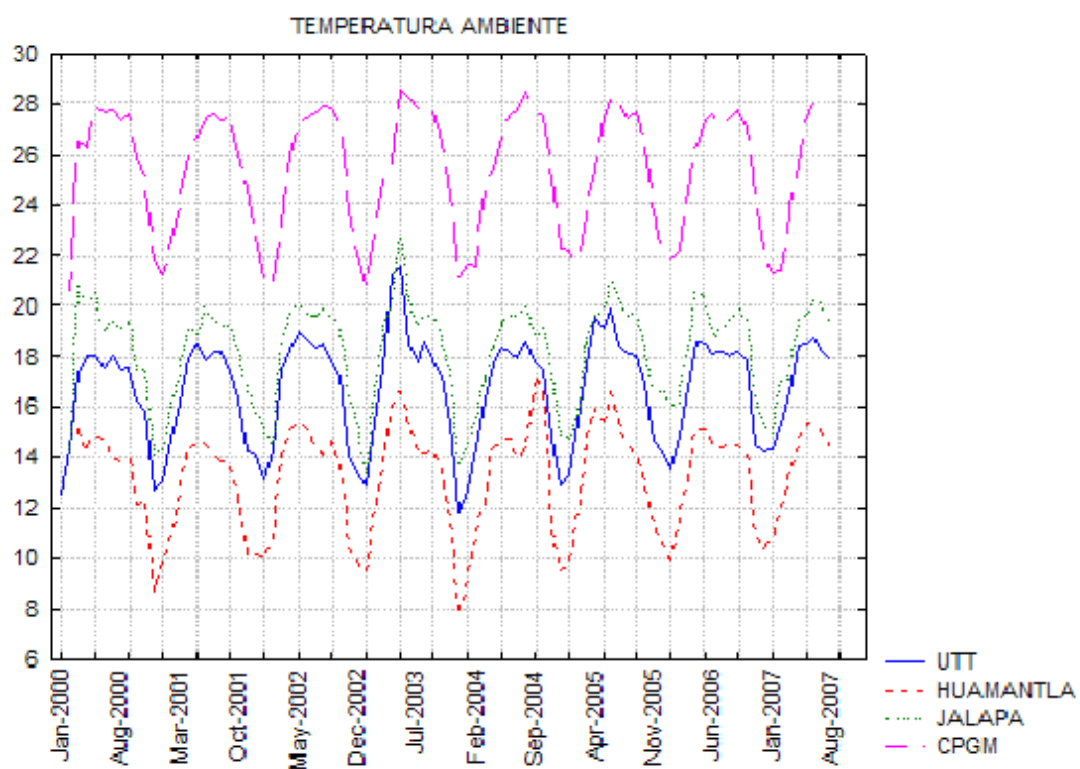


Figura 5.13. Temperatura ambiente en la región de estudio 2000-2007.

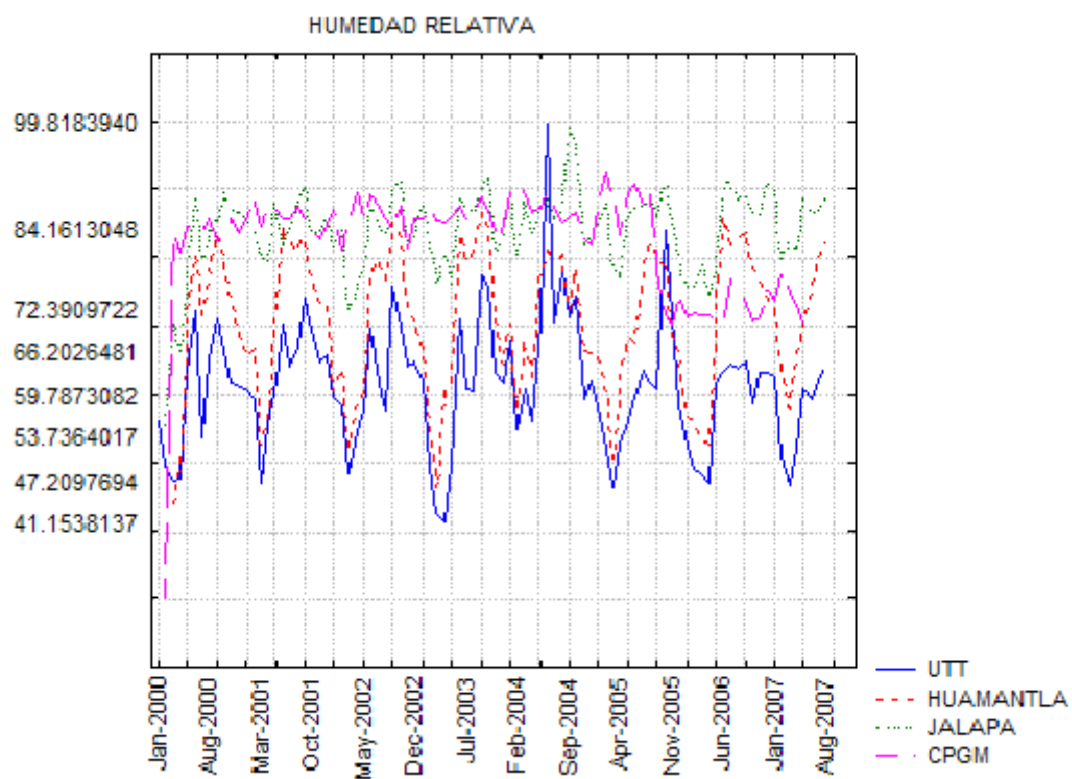


Figura 5.14. Humedad relativa en la región de estudio 2000-2007.

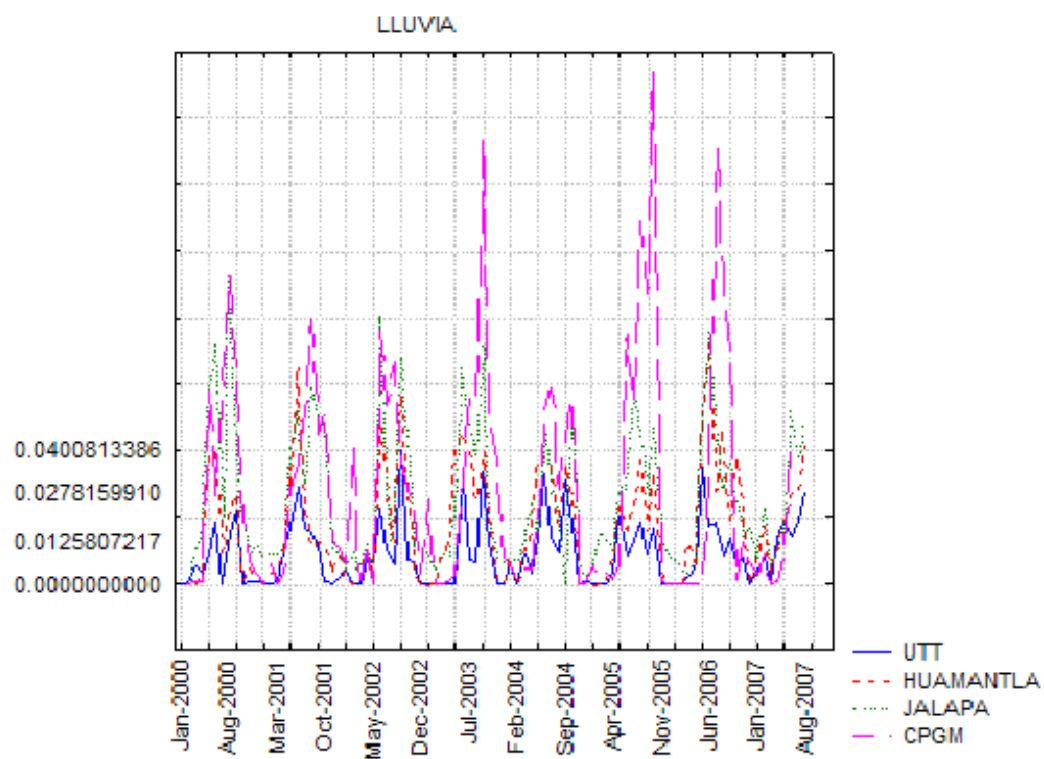


Figura 5.15. Lluvia en la region de estudio 2000-2007.

muy notables entre los años graficados (Figura 5.13); sin embargo, llama la atención la disminución que puede observarse en la humedad relativa para el año de estudio (Figura 5.14).

Es interesante comparar los promedios anuales del balance de energía, la temperatura y la radiación neta para el caso del volcán Citlaltépetl con los parámetros análogos medidos en otros glaciares, para eso se muestran datos de los glaciares Antizana 15 en Ecuador, Zongo en Bolivia, y Caquella en Perú (Favier et al., 2004).

Tabla 3. Comparación de características de diversos glaciares.

	Antizana 15	Zongo	Caquella	Citlaltépetl
Latitud	0°28'S	16°15'S	21°30'S	19°01'N
Altitud (m.s.n.m.)	4890	5050	5450	5200
Área (km ²)	0.71	2.4	varios	<1
Radiación neta (promedio anual) ($\frac{W}{m^2}$)	84	27	-16	46
Temperatura (promedio anual) (°C)	0.3	-0.8	-4.2	-2.4
Balance de energía (promedio anual) ($\frac{W}{m^2}$)	78	19	-80	11

En la Tabla 3, puede observarse que, en comparación con los otros glaciares aquí presentados, el Glaciar Norte del Citlaltépetl no recibe demasiada radiación neta, ni tiene una temperatura extremadamente alta y su balance de energía aunque es positivo no tiene un valor muy alto. Sin embargo, el Glaciar Norte del Citlaltépetl no deja de ser vulnerable dada su pequeña área en comparación con el glaciar Caquella y el glaciar Zongo. También es notorio que en los glaciares Antizana 15 y Zongo, la radiación neta constituye una gran parte del balance de energía. El glaciar Antizana 15, tiene un área comparable con la del Glaciar Norte del Citlaltépetl pero la radiación neta es casi el doble. Esto se debe seguramente, a la diferencia latitudinal entre ambos glaciares. También es notable que la temperatura en el Citlaltépetl es más baja que en el Antizana 15, debido posiblemente a la diferencia en latitud y en altitud de ambos glaciares.

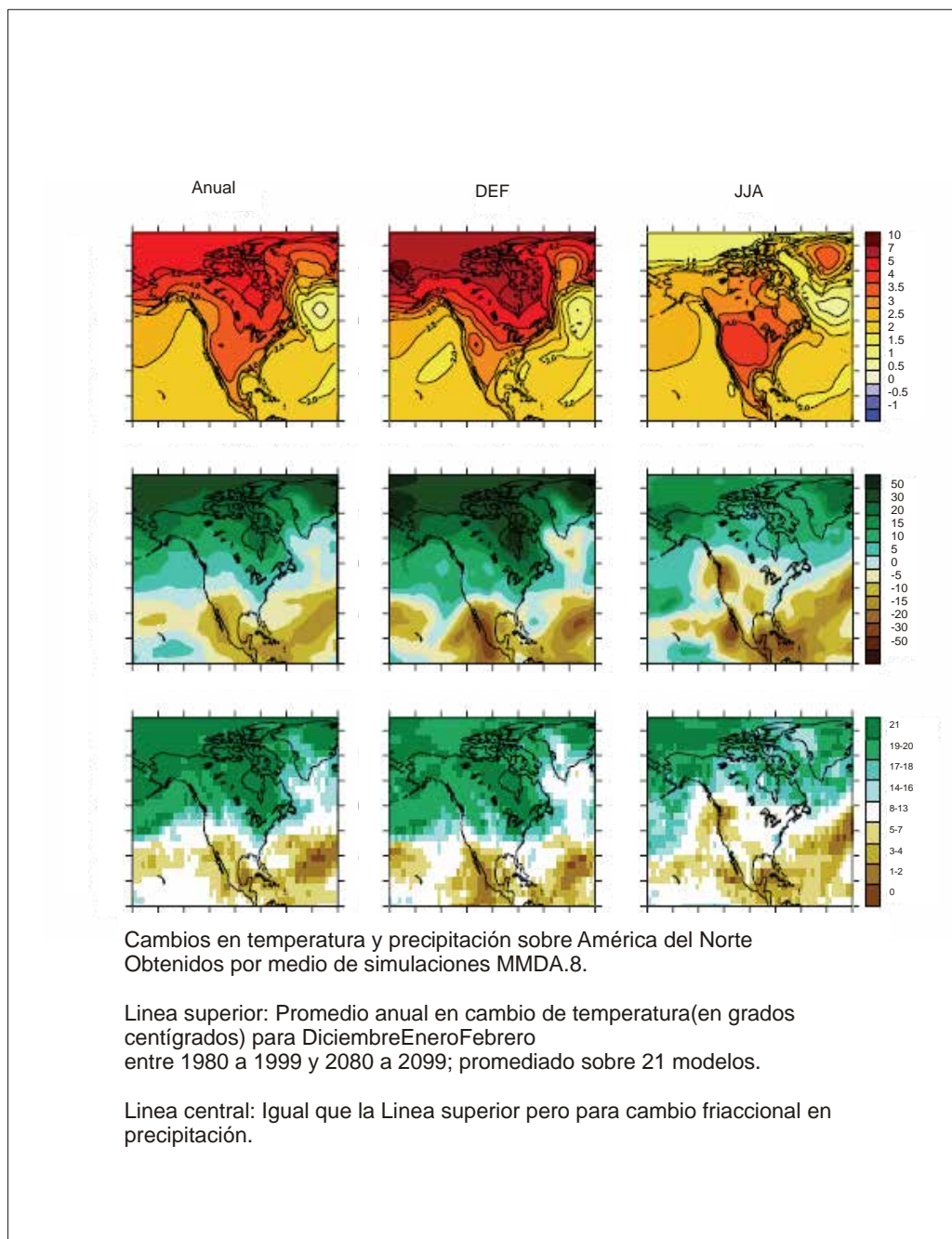


Figura 5.16. Proyección de Cambio Climático por América del Norte. (IPCC, 2007b)

En las proyecciones de la Figura 5.16 (IPCC, 2007b), se puede ver para la parte central de México un aumento de aproximadamente 3°C en la temperatura promedio anual (2.5°C en invierno y 3.5°C en verano). Bajo este escenario de Cambio Climático, el aumento de temperatura implicaría un aumento gradual en la temperatura de la atmósfera que circunda a los glaciares mexicanos y, por lo tanto, un incremento gradual en la facilidad con que el hielo glacial se puede perder, principalmente por fusión. También se proyecta una disminución en la precipitación promedio anual de 10% (sin mucha variabilidad anual); la proyección de aumento de temperatura implica una disminución adicional para la cantidad de precipitación sólida sobre la disminución de precipitación mencionada, esta disminución en precipitación sólida conduce directamente a una disminución en la cantidad de hielo que pudiera depositarse durante la temporada de acumulación y el aumento de temperatura, un aumento en la cantidad de hielo perdido durante la temporada de ablación. La información presentada en el reporte, establece que se pueden esperar condiciones meteorológicas que conduzcan a balances de energía cada vez más positivos, lo cual implicaría la ausencia del periodo de acumulación y, por consecuencia, condiciones favorables para el retroceso del glaciar.

5.3. CONCLUSIONES.

La instrumentación utilizada durante el periodo de medición ha mostrado ser apta para este tipo de trabajo aunque, para hacer un estudio mas detallado acerca de la componente radiativa en distintas regiones del espectro electromagnético se necesitaria, instalar en el glaciar, instumentación que permita medir radiación de onda corta, tanto incidente

como reflejada así como instrumentación que permita medir directa o indirectamente la irradiancia del hielo en la región correspondiente a onda larga.

Este estudio ha permitido conocer el comportamiento de los intercambios de energía entre el glaciar y la atmósfera a lo largo de un año. Sin embargo, no es suficiente para proyectar directamente el comportamiento futuro del Glacial Norte del volcán Citlaltépetl, para esto es necesario continuar con las observaciones meteorológicas durante algunos años más en la zona de estudio, así como complementar estas observaciones con la determinación del volumen y masa glacial.

El Glaciar Norte del volcán Citlaltépetl, en comparación con los glaciares Antizana 15, Zongo y Caquella puede considerarse más sensible a un cambio climático, debido que tiene una superficie menor que la de estos glaciares.

El régimen de intercambio de energía en el glaciar está caracterizado por la existencia de un marcado periodo de ablación durante la primera mitad del año y cuyo inicio coincide con la temporada en que las oscilaciones anuales de temperatura presión barométrica y humedad relativa alcanzan su mínimo y que a su vez esta seguida por un notable aumento en la radiación neta. Este periodo de ablación esta seguido de un periodo de acumulación escasa. En este punto es importante mencionar que al haberse realizado este análisis durante un año meteorológico que correspondió a un cambio de fase entre El Niño y La Niña, puede ser que el régimen de comportamiento del glaciar, si bien puede ser el mismo que para otros años más comunes, también puede ser que las amplitudes del periodo de ablación y de acumulación estén modificadas con respecto a años más comunes debido a la influencia de este fenómeno.

El tipo de régimen observado durante el año de estudio, no corresponde a ninguno de los observados en glaciares tropicales ni al régimen característico para glaciares de latitudes medias. Por estas razones se hace necesario establecer un régimen apropiado para los glaciares mexicanos pues estos se encuentran en latitudes bajas pero fuera de la zona intertropical de convergencia. La existencia de una interrupción en el periodo de ablación, sugiere que el régimen de comportamiento del glaciar se encuentre en transición de un tipo a otro y se puede especular que puede ser del tipo de latitudes medias al tipo de los trópicos exteriores debido tal vez a la ampliación de la zona de influencia de la zona intertropical de convergencia.

Resulta necesario continuar con las mediciones para poder determinar si existe alguna tendencia en la evolución de este régimen. Según las proyecciones presentadas por el IPCC las condiciones climáticas que hasta el momento permiten la existencia de glaciares en México desaparecerán en los próximos años.

Bibliografía

Betterton M.D. 2001. Theory of structure formation in snowfields motion by penitentes, suncups and dirt cones, Physical review E. DOI:1103/PhysRevE.63.056129

Corripio G. Javier y Purves S. Ross. 2005. Surface Energy Balance of High Altitude Glaciers in the Central Andes: the effect of Snow Penitentes, Climate and Hydrology in Mountain Areas. Editado por D. de Jong, D. Collins y R. Ranzi. John Wiley & Sons, Ltd.

Delgado-Granados, H. 2007. Climate change vs. Volcanic activity: Forcing mexican glaciers to extinguish and related hazards. Proceedings of the First International Conference on Impact of Climate Change on High Mountain Systems. Instituto de Hidrología, Meteorología y estudios Ambientales –Ideam- Bogotá, Colombia. pp. 153-168.

Delgado-Granados, H., Huggel, C., Julio-Miranda, P., Cárdenas González, L., Ortega del Valle, S., Alatorre Ibarquengoitia, M. A. 2006. Chronicle of a death foretold: extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatepetl volcano (México), Global and Planetary Change.

Diario Oficial de la Federación. Lunes 4 de enero de 1937, Folio real No.45663 del Registro

Público de la Propiedad. Decreto que declara Parque Nacional el Pico de Orizaba y sus alrededores.

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*, Vol. 31, L16403, doi:10.1029/2004GL020654.

Franco B. y Pouyaud B. Métodos de Observación de Glaciares en los Andes tropicales. Observatoire de Recherche pour l'Environnement. pp 211-212.

Geankoplis Christie J. 1993. Procesos de transporte y operaciones unitarias; Compañía Editorial Continental S.A. de C.V. México. Capítulo 5.

International Panel for Climate Change, 2007. WG1, AR4 Report 4. Observations: Changes in snow, ice and frozen ground. pp. 341-342. <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>

International Panel for Climate Change, 2007. WG1, AR4 Report 11. Regional climate projections. pp. 887-895. <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>

Iqbal Muhammad. 1983. An Introduction to Solar Radiation; Academic Press, Toronto, Canada. Capítulos 2, 6 y 8.

Iribarne J.V. y Godson W.L. 1996. Termodinámica de la Atmósfera; Ministerio de medio ambiente - Dirección general del instituto nacional de meteorología; Madrid, España.

Jauregui Ostos Ernesto. 2004. Contrastes bioclimáticos entre el mar y la montaña en la zona central del estado de Veracruz (México). El clima, entre el mar y la montaña:

aportaciones presentadas al IV Congreso de la Asociación Española de Climatología, Santander, 2-5 de noviembre de 2004) / coord. por Concha Diego Liaño, Juan Carlos García Codrón, Domingo Fernando Rasilla Alvarez, Pablo Fernández de Arróyabe Hernáez, Carolina Garmendia Pedraja, 2004, pp. 41-50

Julio-Miranda P. y Delgado-Granados H. 2003. Fast hazard evaluation employing digital photogrammetry: Popocatépetl glaciers, Mexico Geofísica Internacional, Vol. 42, Num. 2, pp. 275-283

Holton, James R. 1979. An introduction to dynamic meteorology. Academic press Inc. San Diego California.

Kaser G., Georges C., Juen I., Mölg T. 2003. Low Latitude Glaciers: Unique Global Climate Indicators and Essential Contributors to Regional Fresh Water Supply. A Conceptual Approach. Tropical Glaciology Group, Department of Geography, Innsbruck University, 6020 Innsbruck, Austria.

Kaser G., y Osmaston H. 2002. Tropical Glaciers. International Hydrology Series- UNESCO; Cambridge University Press. Cambridge, England. Capítulos 1 y 2.

Kuhn, M. 1979. On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier. J. Glaciol; 22, 263-272.

Lorenzo J. L., 1959. Los glaciares de México. Universidad nacional Autónoma de México, Monografías del instituto de Geofísica.

Magaña Rueda Victor, Pérez José Luis, Vázquez Jorge Lius, Carrisoza Eliseo, Pérez

- Joel.1999. Los impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil. México.
- Oerlemans J. 2001. Glaciers and Climatic change; A.A. Balkema Publishers. Lisse Netherlands. Capítulos 1, 2 y 3.
- Paterson W.S.B., 1994. The physics of glaciers 3rd edition Pargamon. Oxford, Oxford England. Capítulos 2, 4 y 10.
- Peixoto J. P. y Oort Abraham H. 1992. Physics of Climate; American Institute of Physics, New York. Capítulo 10.
- Sharp R. P. 1988. Living ice, Understanding Glaciers and Glaciation. Cambridge university Press. Cambridge, England. Capítulos 1 y 2.
- Singh P. y Singh V. P. 2001.Snow and Glacier Hydrology;Water Science and Tecnology Library Vol. 37.Kluwen Academic Publishers. Boston, Ma. Capítulo 6.

Apéndice A

INSTRUMENTACIÓN

A continuación se describen brevemente los instrumentos de medición utilizados para la realización de esta tesis. Las estaciones meteorológicas:

A.1. VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DEL VIENTO

A.1.1. R.M. YOUNG 03001-5 WIND SENTRY SET.

Ver Figura ??.

ESPECIFICACIONES DEL ANEMOMETRO

RANGO	$0 - 50 \frac{\text{m}}{\text{s}}$
PRECISIÓN	$\pm 0,5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$
UMBRAL	$0,5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$
TRANSDUCTOR	bobina estacionaria, resistencia nominal de 1350Ω
SALIDA DEL TRANSDUCTOR	100 mV pico a pico a 6 rpm, 6 V a 3600 rpm.
FRECUENCIA DE SALIDA	$0,75 \frac{\text{m}}{\text{s}}$



Figura A.1. Anemómetro y veleta.

ESPECIFICACIONES DE LA VELETA

RANGO	360°
PRECISIÓN	±5°
UMBRAL	0,8 $\frac{m}{s}$ a 10°, 1,8 $\frac{m}{s}$ a 5°
TRANSDUCTOR	potenciómetro plástico de precisión.
SALIDA DEL TRANSDUCTOR	voltaje análogo DC

A.2. TEMPERATURA Y HUMEDAD RELATIVA

A.2.1. HMP50-TEMPERATURE AND RELATIVE HUMIDITY PROBE

Ver Figura ??.

ESPECIFICACIONES DEL SENSOR DE HUMEDAD RELATIVA

RANGO	0 – 98 %
PRECISIÓN TÍPICA A 20 °C	±3 % entre 0 y 90 % y ±5 % entre 90 y 98 %
ESTABILIDAD	±2 % por 2 años



Figura A.2. Sensor de temperatura y humedad relativa.

ESPECIFICACIONES DEL SENSOR DE TEMPERATURA

RANGO	-10 a +60 °C
PRECISIÓN TÍPICA A 20 °C	±0,6 °C

A.3. RADIACIÓN NETA

A.3.1. NR LITE NET RADIOMETER

Ver Figura ??.

ESPECIFICACIONES

RESPUESTA ESPECTRAL	0 – 100 μm
RESPUESTA EN TIEMPO (e^{-1})	20 s
SENSIBILIDAD	10 $\mu\text{V W}^{-1} \text{m}^2$
RANGO DE SALIDA	±25 mV
RANGO DE MEDICIÓN	±2000 W m^2
RANGO DE TEMPERATURA	-30 a 70 °C



Figura A.3. Radiómetro NR-lite.

A.4. PRESIÓN BAROMÉTRICA

A.4.1. PTB210 DIGITAL BAROMETER

Ver Figura ??.

ESPECIFICACIONES

RANGO DE MEDIDA	50 A 1100 mbar
TEMPERATURA DE OPERACIÓN	-40 A 60 °C
HUMEDAD DE OPERACIÓN	SIN CONDENSACION
PRECISIÓN	$\pm 0,6$ mbar
ESTABILIDAD A LARGO PLAZO	$\pm 0,10 \frac{\text{mbar}}{\text{AÑO}}$



Figura A.4. Barómetro digital.