

Morfológicamente, los glaciares efluentes ocupan depresiones del lecho glacial y valles encajonados labrando la base rocosa por efectos de la acción del hielo en las márgenes de los campos de hielo y son limitados por terrenos libres de hielo o *ice-free ground* (BENN & EVANS, 1998), su flujo adopta características de corriente o colada de alta velocidad y rápidos movimientos provocando acanaladuras y deformaciones en el hielo.

El drenaje de los campos de hielo considera la existencia de glaciares emisarios (LLIBOUTRY, 1956), los cuales se originan desde el interior de grandes masas de hielo (campos de hielo o hielos continentales) adoptando la forma de corrientes de hielo. Las cuencas por las cuales fluyen estos glaciares emisarios son depresiones de la superficie del sistema mayor que los alberga. Su cuenca de alimentación puede ser identificada por la presencia de grietas transversales.

BRÜGGEN (1928), considera a los glaciares emisarios como glaciares marginales pertenecientes a la zona de ablación de un sistema, que involucra la existencia de un campo de hielo correspondiente a la zona de acumulación o alimentación. La función principal de estos glaciares marginales es entregar el exceso de hielo a canales en forma de témpanos, es decir, descargar el hielo desde zonas centrales (o grandes acumulaciones) a zonas periféricas.

La producción de témpanos, se relaciona con la tasa de descarga y de flujos que permiten la eliminación del exceso de carga proveniente de las partes altas y por ende, son uno de los mecanismos de pérdida de masa del glaciar. Otra característica es la velocidad del flujo, la cual puede ser más rápida y no seguir la dirección de la totalidad de la masa de hielo.

Uno de los principales factores internos que provoca el desprendimiento de témpanos en los márgenes frontales de un glaciar, es la sustentación que otorga la base en que se está desplazando o reptando este cuerpo. HUGES (2002), ha demostrado que los desprendimientos se deben a la pérdida de fuerza del hielo que se presenta agrietado, y a la tensión provocada por su propio peso. La prolongación de las rupturas en las grietas hasta la base del hielo producen quiebres de bloques completos provocando la caída de la pared de hielo.

Los procesos de desprendimiento se ven acelerados si el lecho glacial se encuentra en flotación debido a la disminución de estabilidad que provoca el agua (CASASSA, 2004, prensa).

En ambientes de alta montaña, los glaciares pueden presentar una cobertura detrítica superficial continua, conocida con el nombre de *covered glacier*, esta capa produce tanto en la zona de acumulación como en la zona de ablación un proceso progresivo de adelgazamiento de masa que genera una importante acumulación de detritos en ambientes supraglaciales (BENN & EVANS, 1998).

Este tipo de glaciares recubiertos representan la fase intermedia dentro del *continuum* de sistemas glaciales (dependientes del flujo de detritos y del

hielo dentro del sistema) desde glaciares descubiertos a glaciares rocosos (ACKERT JR., 1998). Las diferentes fases responden a un *continuum* geomórfico y no genético y por lo tanto los términos asociados son de carácter genérico y no genético.

El origen de los detritos supraglaciales se asocia a la existencia de una secuencia cara libre talud en laderas con escarpes rocosos, que presentan alta sensibilidad a la meteorización y descargan detritos en forma directa sobre la superficie glacial (CLARK et al., 1998).

La acumulación de detritos supraglaciales influye directamente sobre los procesos de ablación y de flujo de hielo, debido a alteraciones en el albedo y en la conductividad térmica del glaciar. En este sentido, STREM (1959), NAKAWO & YOUNG (1981, 1982) (en FERRANDO, 2003) y BENN & EVANS (1998) definen un umbral inferior a 1 cm en la capa de detritos como el espesor que favorece la fusión del hielo y una capa de detritos de 1 cm o más como aislante del hielo subyacente.

Los procesos de fusión del hielo pueden favorecer el aumento en la capa detrítica supraglacial, debido a la incorporación de material intraglacial al manto del *debris covered glacier* o cobertura detrítica glaciar. Esta situación, puede generar fenómenos de ablación diferencial, generando procesos de inversión del relieve, caracterizado por el derretimiento *in situ* del hielo intersticial de la cobertura detrítica en las zonas recubiertas del glaciar; este proceso es conocido con el nombre de *Karst glacial* o *Criokarst*.

El incremento de detritos sobre la superficie glacial, puede provocar en casos extremos, procesos de ablación con tasas que tienden a cero, generando, en consecuencia, una ineficiente evacuación de los detritos y un proceso cada vez mayor de control topográfico en la dinámica del sistema, además de un mayor desarrollo de morrenas mediales y centrales.