

LE KARST DE TSI-IT-TOH-CHOH : NOTES PRELIMINAIRES SUR QUELQUES PHENOMENES KARSTIQUES DU YUKON SEPTENTRIONAL, CANADA

par

Jacques CINQ-MARS¹ & Bernard LAURIOL²

(1 figure et 3 planches)

RESUME.— Cet article a pour but de présenter quelques données préliminaires portant sur l'existence de phénomènes karstiques situés au Yukon septentrional, en milieu périglaciaire, à l'extrémité orientale de ce que fut, au Tardiglaciaire, le refuge béringien.

ABSTRACT.— The karst of Tsi-it-toh-Choh, Northern Yukon, Canada.

The purpose of this paper is to present some preliminary data on karst features found in the northern Yukon, in a periglacial environment, at the eastern end of what was, during the Late Pleistocene, the Beringian refugium.

ZUSAMMENFASSUNG.— Der Karst von Tsi-it-toh-Choh, nördlichen Yukon, Canada.

Der Artikel soll einige vorläufige Ergebnisse über Karst-Erscheinungen im nördlichen Yukon, einem Periglazialgebiet vorstellen, das im Spätglazial den östlichsten Teil von Beringia bildete.

INTRODUCTION

Dans cet article, nous faisons état de phénomènes karstiques fossiles aussi bien qu'actifs récemment observés dans différentes parties du nord du Yukon et, plus spécifiquement, dans une région située de part et d'autre du cercle polaire, à la limite du pergélisol continu, à environ 250 km au sud de la limite septentrionale de la forêt (fig. 1).

A cause de sa position géographique au sein de la Béringie orientale (Hopkins *et al.*, 1982), les zones karstifiées dont il est question n'ont pas eu à subir l'influence directe des glaciers quaternaires. Il en résulte un énorme potentiel d'étude de la dynamique karstique des régions froides permettant de cerner l'évolution de ces phénomènes au cours du Pléistocène aussi bien que de l'Holocène. A cet intérêt géomorphologique s'ajoute celui, complémentaire, des études paléo-environnementales résultant du fait que les dépressions creusées, soit par les eaux souterraines dans la roche calcaire, soit par gélifraction sur les parois rocheuses, se sont avérées être des réceptacles privilégiés pour l'accumulation et la conservation de divers types de vestiges tels que paléontologiques, palynologiques, archéologiques, etc. (Cinq-Mars, 1979, 1982, 1983 et 1984; Morlan & Cinq-Mars, 1982; Ritchie, Cinq-Mars & Cwynar, 1982) qui nous permettent d'étudier en détail et de mieux comprendre certains des changements bio-géographiques qui ont eu cours depuis au moins le Wisconsinien récent et le Tardiglaciaire.

QUELQUES REGIONS CALCAIRES DU YUKON SEPTENTRIONAL

Bien qu'assez fréquentes, les zones calcaires du Yukon septentrional n'offrent en général que des superficies assez réduites (Pugh, 1983), séparées les unes des autres par des régions de roches non-carbonatées. Ainsi éparpillées au sein de massifs et de hauts plateaux cernant souvent d'immenses bassins lacustres qui furent inondés par les eaux de fonte des glaciers à la fin du Pléistocène (Hughes, 1972), elles s'individualisent nettement dans le paysage par leur couleur claire et leur topographie, tout en présentant des aspects différents selon leur âge et la place qui leur est propre dans ce milieu périglaciaire.

LES MONTS BRITISH (fig. 1 : zone 3)

Mentionnons, par exemple, certains secteurs des monts British, situés aux limites septentrionales de la forêt boréale. On y trouve des massifs calcaires datant du Carbonifère et caractérisés par une haute densité de crêtes rocheuses très abruptes surplombant de multiples ravins et vallées encaissées. Divers travaux de recherche effectués au cours des deux der-

¹ Commission archéologique du Canada, Musée national de l'Homme, Ottawa, Canada.

² Département de Géographie, Université d'Ottawa, Ottawa, Canada.

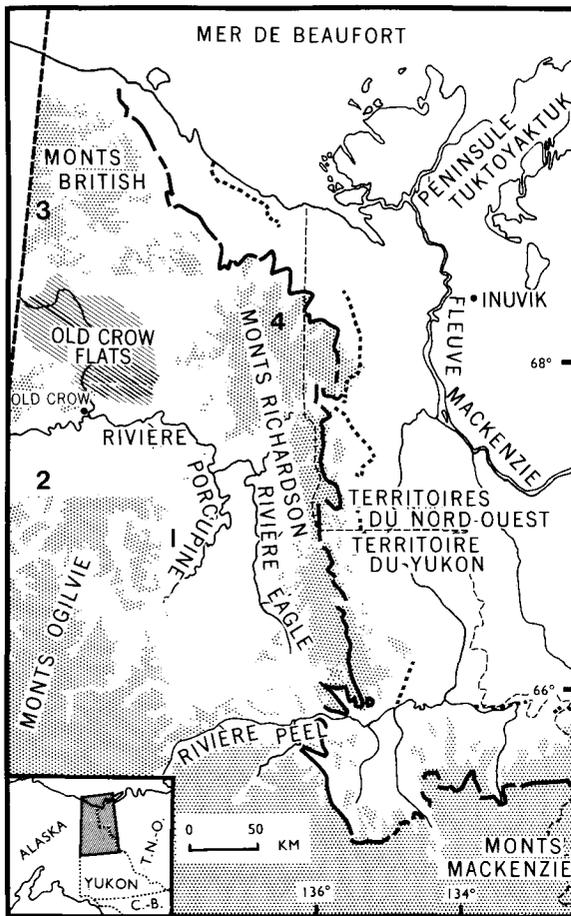


Figure 1

Carte de localisation des régions considérées (1-4) dans le texte. Les limites occidentales de l'inlandsis continental sont indiquées par les lignes en caractères gras : ligne brisée (Wisconsinien ancien) et pointillée (Wisconsinien récent). La moitié gauche de la carte correspond à la partie orientale de la Béringie.

nières décennies ont permis d'y déceler des formes et phénomènes suggestifs d'un certain développement de type karstique : il s'agit, avant tout, de sources associées à la formation d'auefs et de nombreux petits porches dont le façonnement par gélifraction semble, dans bien des cas, être encore actif.

LES MONTS WHITE (fig. 1 : zone 4)

Alors que les nombreux affleurements calcaires situés sur le pourtour nord du bassin d'Old Crow (Old Crow Flats) ne présentent que des phénomènes karstiques très atténués (possiblement quelques pertes et résurgences de faible amplitude), il ne semble pas en être ainsi des monts White que l'on rencontre plus à l'est, au sein du chaînon Richardson, à la limite extrême-orientale de l'espace béringien. Selon la brève description qu'en ont donnée Wiken *et al.* (1981 : 90), les monts White consistent en un massif à calcaires et à dolomies d'âge paléozoïque, culminant à 1.200 m d'altitude et représentant ainsi la plus forte dénivellation du Yukon

septentrional (876 m). A cause des failles qui cernent l'ensemble du massif, des vallées perchées s'y sont développées. Les ravins et les vallées en forme de V sont étroits et généralement dépourvus de plaines d'épandage et de cône de déjection. Comme dans les monts British, on y trouve de nombreux pinacles rocheux et des falaises abruptes. L'existence de formes karstiques est suggérée par le tarissement des ruisseaux et des résurgences possibles aux limites du massif.

LES MONTS KEELE (fig. 1 : zone 2)

La portion canadienne des monts Keele est située au sud de la rivière Porcupine, à proximité de l'Alaska. Il s'agit de massifs développés dans des roches calcaires du Cambrien supérieur et caractérisés par des dénivellations d'environ 400 m, par de larges vallées correspondant souvent à d'importantes failles et par des versants constitués de vastes pédiments recouverts d'épaisses colluvions. Sauf aux plus hautes altitudes, la roche calcaire y affleure donc souvent sous forme de sommets isolés ou, encore, de crêtes plus ou moins allongées, le tout étant cerné par un couvert de forêt boréale assez dense (Pl. 1 : 1). Des travaux effectués récemment par l'un d'entre nous (Cinq-Mars, 1982, 1984) ont permis d'identifier des formes telles que porches de gélifraction et dolines d'effondrement et de dissolution, et des phénomènes tels que pertes de rivières et de ruisseaux.

LE MASSIF DE TSI-IT-TOH-CHOH (fig. 1 : zone 1)

Egalement examiné dans le cadre du projet mentionné ci-dessus, le massif Tsi-it-toh-choh se situe dans la partie ouest du bassin de la haute Porcupine, au sein de la forêt boréale et près des limites sud du pergélisol continu. Il correspond à un anticlinal nord-sud développé dans les formations Ogilvie et Gossage du Dévonien inférieur et moyen, et dont les calcaires ont été formés à partir de sédiments marins à granulométrie fine (Pugh, 1983).

Le massif qui mesure 20 km du nord au sud et moins de 10 km d'est en ouest, culmine à une altitude de 1.266 m d'où il domine d'environ 600 m les régions avoisinantes (Pl. 1 : 2). Il est entaillé par de nombreux ravins dont certains sont de grandes dimensions et qui, à leur sortie du massif, construisent des cônes de déjection. Plusieurs de ces ravins présentent des versants rectilignes et des sommets convexes. On peut y observer des lambeaux de falaises et quantité de pinacles de quelques mètres de hauteur. Dans l'ensemble, la couverture de débris rocheux semble souvent être de faible épaisseur et fréquemment affectée par la gélifluxion.

Les principales formes karstiques relevées à ce jour consistent en dolines d'effondrement - dont certaines sont associées à des pertes -, des porches de gélifraction et une caverne que nous avons nommée Tsi-tché-han.

LE MASSIF BEAR CAVE (fig. 1 : zone 1)

Bien qu'il n'ait été examiné que très superficiellement, il est bon de mentionner le massif Bear Cave qui appartient au même anticlinal que celui de Tsi-it-toh-Choh et qui en est séparé par une large vallée surimposée ou antécédente à la formation de ce dernier.

Situé à quelques kilomètres au sud du précédent, ce massif ne mesure que 3 km de large par 5 km de long, formant une colline qui s'élève à environ 500 m au-dessus des bassins avoisinants. A l'exception de quelques ravins trouvés sur sa moitié ouest, son versant nord est en pente relativement douce, alors que son versant sud est caractérisé par une longue et immense falaise très abrupte où nous avons observé de nombreux porches. S'il semble évident que beaucoup de ces derniers ont été formés par gélifraction, il est aussi fort probable que certains permettent l'accès à des cavernes. En effet, selon des habitants Kutchin du village d'Old Crow dont les ancêtres occupaient cette région au tournant du siècle, la face nord du massif recèle l'entrée d'une assez grande caverne. C'est d'ailleurs à partir de cette information ethnographique qu'elle (ou possiblement une autre) a été brièvement visitée et décrite en 1953 par un chercheur américain en quête de matériel minéralogique et paléontologique (Geist, 1953 : 87-86). Selon la description qu'en a donnée ce dernier, il s'agirait d'un système assez complexe de galeries débouchant sur au moins trois salles de bonnes dimensions qui contenaient des concrétions, des cristaux de glace et des vestiges fauniques divers.

PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES PHENOMENES KARSTIQUES

Ces porches de gélifraction, ces dolines, ces pertes et la caverne de Tsi-tché-han permettent de commencer à percevoir et à illustrer divers aspects du développement karstique en milieu périglaciaire, au Yukon septentrional.

LES PORCHES DE GELIFRACTION

Les porches de gélifraction se retrouvent en général à flanc de parois et aux pieds de crêtes abruptes. Bien qu'ils soient fréquents et qu'ils présentent une forme plutôt banale dans cette région à climat froid, ils sont néanmoins d'un grand intérêt à cause du potentiel de recherche qu'offre leur remplissage. En effet, les planchers des porches examinés à ce jour sont tous recouverts d'une couche de loess – pouvant dépasser deux mètres aux grottes du Poisson-Bleu dans la région des monts Keele (Cinq-Mars, 1979) – contenant, comme nous l'avons noté précédemment, des vestiges paléontologiques et archéologiques, et fournissant maintes données de type palynologique, pédologique et sédimentologique. Il est donc clair qu'une étude intégrée, interdisciplinaire de ces gisements serait en mesure de fournir

des données inestimables concernant l'évolution de ces formes au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

LES DOLINES

Les dolines sont un des indices les plus communs du phénomène de karstification. Dans les zones examinées, elles sont présentes de préférence sur les sommets arrondis des massifs. Il s'agit soit de dolines de dissolution, ainsi que l'indique leur forme en cuvette, soit de dolines d'effondrement, ainsi qu'il apparaît d'après leurs parois verticales (Pl. 2 : 1, 2). Elles sont de dimensions assez variées, pouvant aller de dix à près de trente mètres de profondeur.

Il en est de même de leur dynamique qui reste à être étudiée en détail : en effet, on a observé des dolines dans lesquelles des ruisseaux disparaissent, une autre dont le fond est occupé par une bonne épaisseur de neige et une autre qui semble se remplir d'eau de façon saisonnière.

LES PERTES ET RESURGENCES

La démonstration de l'existence de pertes tient en partie au fait qu'en été, les cours d'eau qui entaillent certains des massifs calcaires du Yukon septentrional s'assèchent beaucoup plus facilement que ceux qui traversent les massifs non calcaires. C'est ainsi que Wiken *et al.* (1981) notent la faible densité des cours d'eau pérennes dans le massif des monts White. Geist (1953 : 96), lors de sa visite du massif Bear Cave, a aussi noté des résurgences à proximité de la montagne, en aval d'un bras de rivière asséché – ce qui expliquerait l'existence en ce lieu d'un fish hole (c'est-à-dire, selon les anciens habitants de la région, un endroit où la rivière ne gèle jamais en hiver et, partant, où l'on peut pêcher tout au long de l'année). Notons aussi la présence assez fréquente d'auefs dans des vallées traversant ou bordant des régions à roches carbonatées. De même, nous avons observé au cours des quelques années passées à l'étude des grottes du Poisson-Bleu, dans le massif des monts Keele, divers cas d'assèchement et de résurgence de la rivière Bluefish. Dans la même région, nous avons aussi décelé l'existence d'un petit réseau hydrographique qui se perd sous terre, à la limite nord des calcaires. Enfin, le prolongement nord du massif de Tsi-it-toh-Choh a également fourni deux exemples de pertes où des ruisseaux disparaissent dans deux dolines d'effondrement situées à proximité l'une de l'autre (Pl. 2 : 2).

Dans l'ensemble, ces phénomènes témoignent donc de la capacité pour l'eau de s'infiltrer, tout au moins de façon saisonnière et dans certains cas, peut-être même tout le long de l'année, dans une région où, pourtant, le pergélisol est normalement considéré comme un obstacle important au développement de tels réseaux souterrains.

LA CAVERNE TSI-TCHÉ-HAN

L'entrée de la caverne Tsi-tché-han dont le nom Kutchin signifie "trou dans la roche", se situe à environ 30 m au-dessus d'un talweg, sur un versant régularisé, dans un ravin du nord-ouest du massif Tsi-it-toh-Choh. Elle s'est formée à partir d'une ancienne galerie abandonnée par les eaux avant d'être élargie (Pl. 3 : 1). Selon D. Ford (communication personnelle à B.L.), les entrées de ce genre sont assez fréquentes dans les massifs calcaires de l'Ouest canadien lorsque le pendage de la roche y est sub-horizontale.

La caverne comprend une salle de 18 m de long, 6 m de large et 2-3 m de hauteur. Deux galeries en partent : l'une, plutôt courte, est obstruée par un bouchon de glace, tandis que l'autre, longue de 10 m, large de 1 m et d'environ 2 m de hauteur, se termine par une petite chambre recouverte de cristaux de glace, suivie d'une étroiture. Au-delà de l'étroiture, la galerie semble reprendre du volume. Elle conduit peut-être jusqu'à l'autre versant de l'interfluve où l'on a pu observer ce qui paraît être un porche effondré à une altitude équivalente, semble-t-il, à celle de la caverne Tsi-tché-han. La distance horizontale entre ces deux porches serait d'environ 500 m.

La caverne a été creusée par le passage des eaux en conduite forcée ainsi que le suggère la présence, dans la voûte de la salle principale, d'une petite cheminée en forme de cloche d'environ 5 m de hauteur.

Il n'existe que peu d'évidence de gélifraction à l'intérieur de la caverne, le sol n'ayant fourni que quelques concentrations de galets dont certains consistent en fragments de concrétions.

Ces dernières proviennent certainement des parois de la salle dont quelques parties sont encore recouvertes de lambeaux de coulées de calcite (flowstone). Un échantillon d'une de ces concrétions a fourni, grâce à une analyse au $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, un âge de 286.600 BP + 119.200, - 66.900. Il est difficile de tirer des conclusions à partir de cette seule date, mais la datation d'autres concrétions et leur analyse $\delta 18\text{O}$ devraient permettre de préciser l'évolution des changements climatiques qui ont eu cours en Béringie pendant le Pléistocène.

La caverne possède aussi d'autres sources d'information propres à l'étude du paléo-environnement. Comme dans les porches de gélifraction, nous y avons trouvé un remplissage de profondeur inconnue et qui semble être constitué de matériaux en partie éoliens. Nous avons effectué dans ce dépôt qui recouvre l'ensemble de la salle, à partir du porche (Pl. 3 : 2), un petit sondage de 25 cm de profondeur, niveau où nous avons rencontré le pergélisol. Les sédiments ont fourni quelques vestiges de microfaune et une étude palynologique très préliminaire des échantillons indique un remaniement holocène des vingt premiers centimètres. Par ailleurs, les pollens rencontrés à la surface du pergélisol (20-25 cm) permettent de dire que cette partie du remplissage date d'au

moins 10.000 ans, puisqu'elle ne contient pas de pollen d'épinette (*Picea* sp.) (J. Ritchie, communication personnelle à J.C.-M.).

Enfin, nous devons noter la présence dans la caverne de quelques indices d'occupation humaine. En effet, la base de l'entrée de la galerie conduisant à l'étroiture a été bloquée par un petit mur de pierre sèches derrière lequel quelqu'un a empilé cinq ou six troncs d'épinettes, avec leurs racines. La fonction et l'âge de ces témoins culturels restent à déterminer.

CONCLUSION

D'après nos premières observations, les karsts du nord du Yukon pourraient se définir comme des fluvio-karsts qui ont très certainement été actifs pendant l'Holocène et qui le sont encore, et ce, en dépit de la présence du pergélisol. Ce sont aussi des karsts où l'apport éolien a joué un rôle important pour ce qui est du remplissage des cavités explorées à ce jour, dans les régions des monts Keele et du massif Tsi-it-toh-Choh.

ACTIVITE DES KARSTS PENDANT L'HOLOCENE

Il semble clair qu'à cause des nombreuses formes actives que nous avons pu observer (pertes de ruisseaux et de rivières dans des dolines ou des fonds de vallée), l'absence de pénétration et d'infiltration des eaux dans le calcaire en milieu de pergélisol n'est pas aussi certaine que ce qui est généralement admis. Il nous reste évidemment à déterminer quels sont les facteurs, les conditions géologiques, thermiques, etc. qui peuvent conduire à cet état de fait.

REPLISSAGE EOLIEN DE CERTAINES CAVITES KARSTIQUES

Il ne fait pas de doute que les exemples de remplissage éolien que nous avons rencontrés sont d'une grande importance en ce qui a trait à l'étude de l'évolution de divers types de cavités, à la détermination de l'âge de certaines d'entre elles et, enfin, à une meilleure compréhension des relations qui ont pu exister, et qui existent encore, entre ces phénomènes karstiques et les composantes biologiques et culturelles du milieu béringien, passé et présent.

REMERCIEMENTS

Ces travaux de recherche ont été effectués grâce à l'aide de la Commission archéologique du Canada (Musée national de l'Homme - Musées nationaux du Canada), de la Direction de la Physique du globe et du Centre d'étude du plateau continental polaire (Energie, Mines et Ressources), Ottawa, Canada. Nous tenons aussi à remercier D.C. Ford pour la datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, et J.C. Ritchie pour l'examen palynologique des échantillons de la grotte Tsi-tché-han.

BIBLIOGRAPHIE

- CINQ-MARS, J., 1979. Bluefish Cave I : A Late Pleistocene Eastern Beringian Cave Deposit in the Northern Yukon. *Journ. canad. archéol.*, 3 : 1-32.
- CINQ-MARS, J., 1982. Les grottes du Poisson-Bleu, *Géo*, 11 (1) : 19-21.
- CINQ-MARS, J., 1983. Programme scientifique d'archéologie (J. C.-M.) in Commission archéologique du Canada. *Rapports annuels 1980-1981*, sous la direction de R. McGhee : 8-14. Collect. *Mercure*. Commis. archéol. Canada, Doss. 115, Musée nat. de l'Homme, Ottawa.
- CINQ-MARS, J., 1984. Rapport préliminaire sur des travaux effectués au cours de l'été 1983, au Yukon septentrional. Manuscrit déposé au Serv. de doc. de la Comm. archéol. du Canada, Ottawa.
- GEIST, O.W., 1953. *Scientific Investigations in the Old Crow and Porcupine River Region of Alaska and Yukon Territory*. Ms., 108 p. Université d'Alaska.
- HOPKINS, D.M., MATTHEWS, J.V. Jr., SCHWEGER, C.E. & YOUNG, S.B. (sous la direct. de), 1982. *Paleoecology of Beringia*. Acad. Press, New York.
- HUGHES, O.L., 1972. *Surficial Geology of Northern Yukon Territory and Northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories*. Geol. Surv. of Canada Paper 69-36, Ottawa.
- MORLAN, R.E. & CINQ-MARS, J., 1982. *Ancient Beringians : Human Occupation in the Late Pleistocene of Alaska and the Yukon Territory in Paleocology of Beringia*, sous la direction de D.M. Hopkins *et al.*, Acad. Press, New York : 353-381.
- PUGH, D.C., 1983. *Pre-Mesozoic Geology in the Subsurface of Peel River Map Area, Yukon Territory and District of Mackenzie*. Geol. Surv. of Canada, Mem. 401, Ottawa.
- RITCHIE, J.C., CINQ-MARS, J. & Cwynar, L., 1982. L'environnement tardiglaciaire du Yukon septentrional, Canada. *Géogr. phys. et Quat.* XXXVI (1-2) : 241-250.
- WIKEN, E.B., WELCH, D.M., IRONSIDE, G.R. & TAYLOR, D.G., 1981. *The Northern Yukon : An Ecological Land Survey*. Ecol. Classif. Ser. 6, Ottawa.

PLANCHE 1

1. Vue aérienne quasi-verticale de la crête calcaire du Poisson-Bleu (rivière Bluefish, région des monts Keele) cernée par des pédiments recouverts de colluvions. Deux porches de gélifraction sont situés au pied de l'affleurement que l'on peut voir dans le coin gauche, au bas de la photo.

2. Flanc ouest du massif Tsi-it-toh-Choh : un des principaux ravins, celui-ci situé directement au pied du point culminant du massif. On peut y noter les pinacles ainsi que les lambeaux de falaises où se retrouvent de nombreux porches de gélifraction.

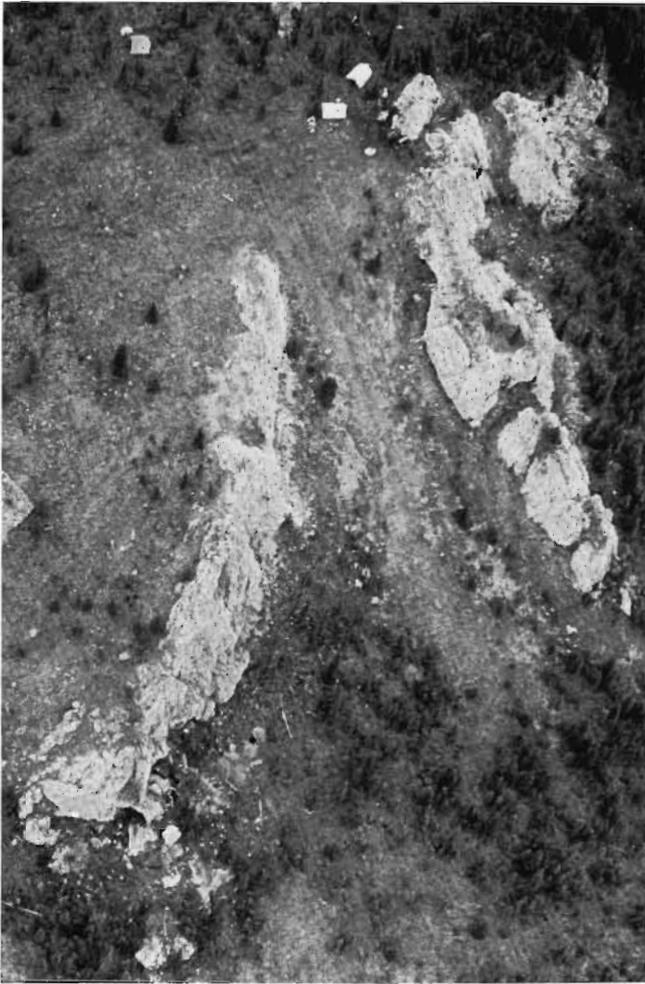


PLANCHE 2

1. *Vue aérienne quasi-verticale d'une doline d'effondrement dont le fond est recouvert de neige; elle est située sur un replat, en zone de toundra alpine, au sud-est du sommet du massif Tsi-it-toh-Choh.*
2. *Vue aérienne oblique d'une doline d'effondrement (avec perte) située à faible altitude, en étage de forêt, sur un prolongement nord-ouest du massif Tsi-it-toh-Choh. On peut y noter les pans d'effondrement, les éboulis clastiques ainsi que le ravinement causé par un petit ruisseau.*



PLANCHE 3

1. Vue aérienne du porche de la caverne Tsi-tché-han illustrant bien l'abrupt de la pente encore très active ainsi que la traînée de végétation qui est souvent indicative, dans ces régions, de la présence de cavités diverses.
2. Le porche de la caverne Tsi-tché-han. On voit en avant-plan les éboulis et les cônes d'effondrement partiellement recouverts de végétation alpine; on peut aussi noter le pendage sub-horizontale de la roche et, en arrière-plan, dans la pénombre, la zone externe de la couverture éolienne du parterre de la salle.

