

*Maria Z. Pulinowa et Marian Pulina\**

*Wrocław*

## PHÉNOMÈNES CRYOGÈNES DANS LES GROTTES ET GOUFFRES DES TATRAS\*\*

### Résumé des auteurs

Au cours de la période 1958–1968 des recherches sur les phénomènes cryogènes ont été effectuées dans les grottes et les gouffres des Tatras. Les formes cryogènes actuelles se développent dans la partie antérieure des grottes affectée par la zone de climat dynamique aux amplitudes élevées des divers éléments météorologiques. On a distingué trois groupes de formes: (1) les formes de désagrégation par le gel (couvertures des débris et des blocs); (2) les formes de ségrégation par le gel (bourrelets, sol de pavage, micro-formes de sols structuraux, guirlandes de pierres, loupes de solifluction); (3) la glace des grottes et des gouffres (glace aérienne et glace de sol).

On a étudié les différentes sortes de glace pour préciser les directions de cristallisation des axes longitudinaux des cristaux et définir son activité mécanique ainsi que chimique (efflorescences de calcite).

Dans des parcelles expérimentales choisies dans les grottes et les gouffres la dynamique des processus actuels a été étudiée par des mesures périodiques et des observations des changements successifs des caractères physiques de la boue recouvrant le fond des formes karstiques.

Dans les réseaux souterrains des Tatras, un microclimat proche du climat périglaciaire, l'humidité élevée de l'air, un mauvais triage des matériaux tapissant le fond des grottes et l'absence d'une couverture végétale favorisent le développement des processus cryogènes. Les processus actuels rendent possibles des études expérimentales ainsi qu'une comparaison des formes cryogènes contemporaines avec les formes fossiles périglaciaires du territoire de la Pologne.

Les découvertes spéléologiques au cours de la dernière décennie ont bien élargi notre connaissance du monde souterrain des Tatras. A l'heure actuelle plus de 35 km de réseaux souterrains sont reconnus dans la partie polonaise des Tatras Ouest. Environ 10 km de ces réseaux restent sous l'influence du micro-climat dynamique présentant des conditions favorables pour un développement des processus de gel.

Les phénomènes cryogènes dans les formes karstiques souterraines des Tatras n'ont pas été étudiés jusqu'à maintenant, bien qu'on connaisse celles de la surface. Le premier, A. Jahn (1958), les a localisés, a distingué les formes pléistocènes des contemporaines et a conclu qu'„à nos jours les processus cryogènes se développent dans toute la zone de haute montagne des Tatras et descendent jusqu'à la limite supérieure de la forêt”.

Les auteurs ont étudié les effets morphogénétiques des processus de gel dans les grottes ainsi que la question de leur extension verticale et horizontale.

\* Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences, Varsovie et Institut de Géographie de l'Université de Wrocław.

\*\* Le travail a été dirigé par le Professeur A. Jahn de l'Université des Wrocław.

Une mise au point sur ce dernier problème comblerait partiellement les lacunes existant dans notre connaissance des phénomènes cryogènes des Tatras.

Les observations des phénomènes cryogénétiques ont débuté en 1958 au cours d'une expédition du Club Touristique Académique de Wrocław et du Spéléo-club du PTTK<sup>1</sup> de Varsovie. Durant l'expédition on a établi une carte de base des zones de phénomènes de gel. On a remarqué la fraîcheur de la

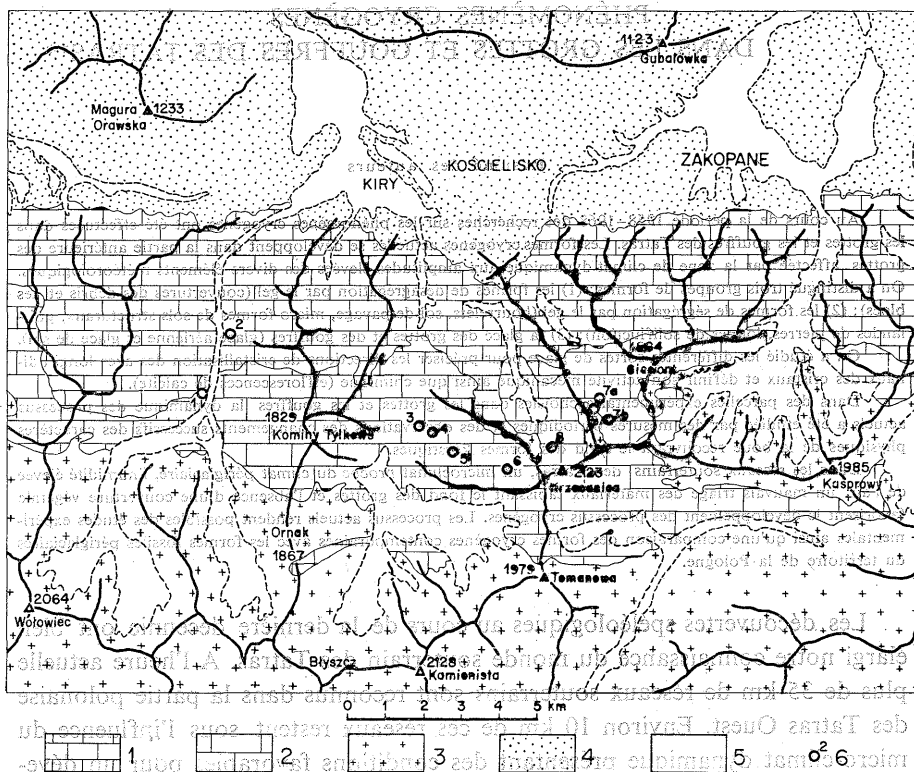


Fig. 1. Croquis géologique des Tatras Ouest d'après Sokołowski

1. roches carbonatées mésozoïques formant la série subtatratique; 2. roches carbonatées mésozoïques formant la série tatratique; 3. roches cristallines; 4. flysch tertiaire; 5. alluvions; 6. formes karstiques souterraines étudiées (numérotage conforme au Tableau I)

couverture de débris de la partie antérieure des grottes en comparaison des dépôts de couverture anciens, situés dans les galeries plus éloignées de l'entrée. Au cours des années 1961 à 1963, sur une demande de l'Association Polonaise de Météorologie et d'Hydrologie, un des auteurs a fait dans les grottes des Tatras des recherches microclimatiques qui ont permis de relier la localisation des formes de gel aux zones micro-climatiques.

<sup>1</sup> PTTK - L'Association Touristique de la Pologne.

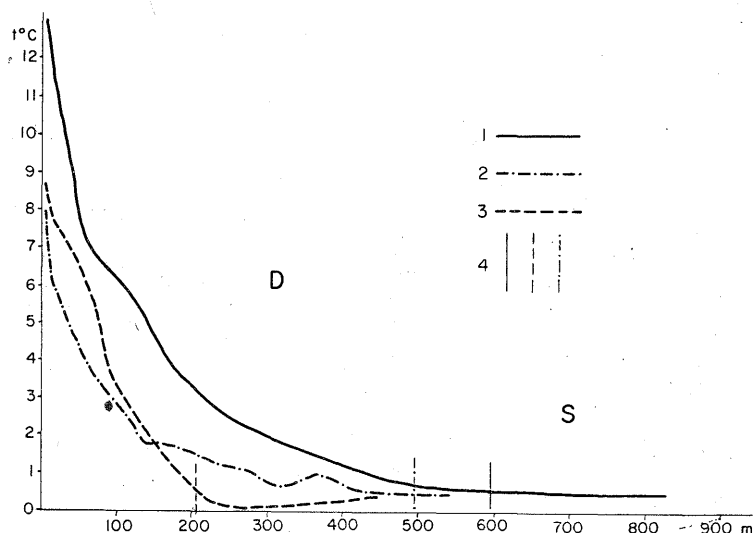


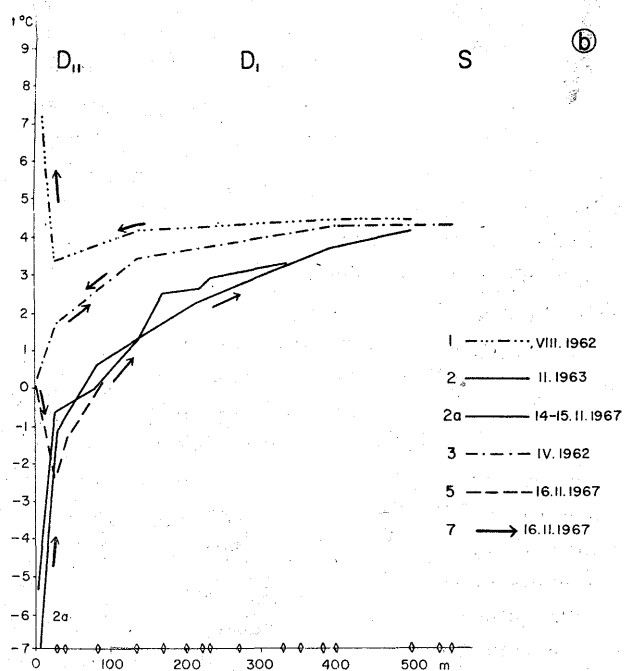
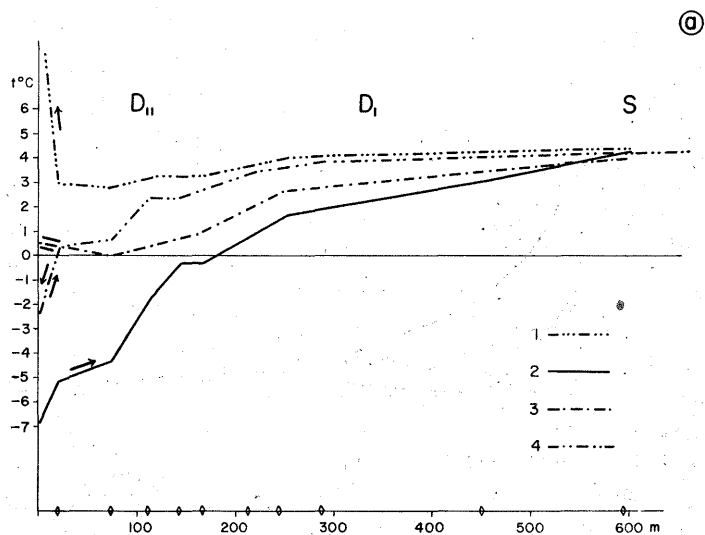
Fig. 2. Températures moyennes annuelles de l'air dans les grottes des Tatras

1. grotte Zimna; 2. grotte Czarna; 3. grotte Szczelina Chochołowska; 4. limite de la zone dynamique et statique;  
 D – zone du microclimat dynamique; S – zone du microclimat statique

Les observations ci-dessus ont poussé les auteurs à entreprendre l'étude de la dynamique des processus de gel actuels. Les recherches ont été réalisées au cours de l'hiver et du printemps de 1964 à 1969 dans les parcelles expérimentales situées dans plusieurs grottes typiques des Tatras.

La plupart des réseaux souterrains des Tatras Ouest est groupée dans les calcaires et dolomites du Trias moyen, du Jurassique moyen et supérieur et du Crétacé inférieur, tous appartenant à la nappe hauttatricque. Les grottes et les gouffres sont situées sur les versants des vallées ainsi que dans la zone la plus élevée du calcaire, à Czerwone Wierchy (Zwoliński, 1955). Les grottes de vallées s'étendent horizontalement et dans plusieurs niveaux superposés (Rudnicki, 1967). Les formes situées dans les cirques glaciaires anciens et dans les niches de nivation au-dessous des dômes cristallins sont en général des gouffres (Pulina, 1962). Périodiquement, ils recueillent les eaux des parties karstiques les plus élevées des Tatras Ouest qui ensuite resortent par les résurgences situées aux fonds des vallées les plus profondes.

Les recherches ont été effectuées dans 9 formes du karst souterrain des versants du nord des Tatras Ouest (Fig. 1) et étagées de 1010 m à environ 2000 m d'altitude (Tableau I). Il y a parmi elles les grottes développées dans la série de Kominy Tylkowe la plus éloignée vers l'ouest (vallée de Chochołów), ainsi que celles situées dans les plus hautes parties de Czerwone Wierchy (les versants de Mała Łąka et Małolączniak). On a étudié très minutieusement



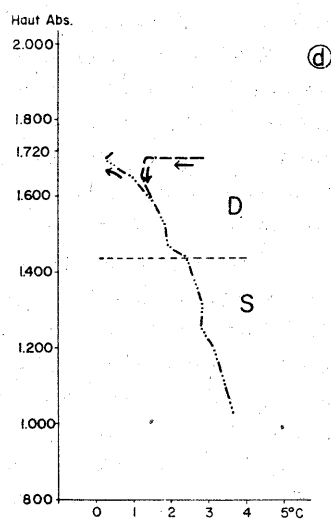
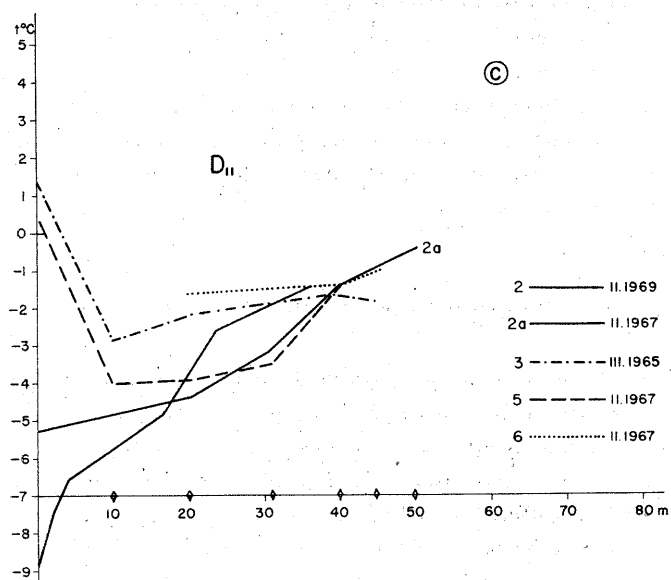


Fig. 3. Courbes saisonnières de la température de l'air dans les formes karstiques souterraines : a – grotte Zimna; b – grotte Czarna; c – grotte Dziura za Potokiem; d – gouffre Śnieżna

1. été; 2. hiver; 3. printemps; 4. automne; 5. lors du vent du type de foehn; 6. température du sol à la profondeur de 10 cm; 7. direction du déplacement de l'air; D<sub>I</sub> – sous-zone de transition; D<sub>II</sub> – sous-zone antérieure. Un poste d'observation du micro-climat est localisé sur la ligne horizontale

les plus grandes formes comme par exemple la grotte Czarna (Noire) allongée d'environ 6 km et la gouffre de Śnieżna (de la Neige) de 780 m de profondeur, un des plus profonds gouffres du monde. Toutes les formes examinées sont situées dans la zone des eaux de gravité – vadoses – et ce n'est que dans les périodes humides qu'on observe du ruissellement. Les galeries des grottes des Tatras sont en général étroites, la plus grande partie en crevasse avec de nombreuses gorges. L'aire des coupes transversales de ces gorges oscille d'un mètre à plus de dix mètres carrés.

#### REMARQUES SUR LE MICRO-CLIMAT

Le micro-climat des réseaux souterrains dépend directement de la situation météorologique à la surface. Au fur et à mesure de l'éloignement de l'entrée cette influence diminue jusqu'à ce que des cycles quotidiens ainsi que des variations saisonnières disparaissent. Dans les grottes et les gouffres, la circulation d'air due à la différence de pression entre l'extérieur et l'intérieur est l'agent météorologique principal. En hiver, les masses d'air froid de la surface envahissent les grottes, en été, au contraire, l'air humide sort de l'intérieur. Dans les gouffres peu profonds et dans la partie supérieure des avens il y a des conditions favorables à l'accumulation de la neige et de la glace, cause du développement des gouffres de type glacial dans les Tatras. Ces gouffres ainsi que les parties antérieures des grottes au micro-climat spécifique remplissent les conditions de développement d'une évolution des processus de gel.

Dans les grottes et gouffres des Tatras plus étendus, on peut distinguer deux zones micro-climatiques. Les galeries antérieures sont affectées d'une zone dynamique (D), de transition, influencée perpétuellement et simultanément par les masses d'air de l'intérieur et par celles venant de l'extérieur. Ces caractères expliquent les extrémités élevées des éléments météorologiques de cette zone, qu'on peut diviser en deux sous-zone: celle située à proximité de l'entrée, nommée glaciale ( $D_{II}$ ), et celle plus éloignée, de transition ( $D_I$ ). L'isogline de température  $0^{\circ}\text{C}$  les sépare (Pulina, 1968). Elle se déplace selon un type de circulation d'air prédominant suivant la période examinée. Pendant l'été, dans la plupart des grottes, la sous-zone antérieure est remplacée par celle de transition. Par contre, dans les gouffres de type „glacial“, c'est la sous-zone glacial qui est affectée par la zone dynamique.

La zone dynamique atteint 500 m à l'intérieur des grottes et 300 m dans les gouffres, à partir de l'entrée. Plus profondément, on trouve une zone de micro-climat statique (S) caractérisée par un changement négligeable des éléments du climat. Les traits propres à cette zone sont les suivants: température de l'air au-dessus de zéro, grande humidité, le plus souvent proche de 100 %,

prépondérance de la condensation sur l'évaporation et mouvements d'air presque nuls.

L'extension de deux zones microclimatiques dépend de la morphologie des grottes et des gouffres (pente des galeries, existence de gorges), de la localisation des entrées et de l'altitude. Ces facteurs ainsi que la situation météorologique à la surface, déterminent une circulation souterraine.

La limite séparant les deux zones est difficile à préciser vu la lenteur des changements climatiques à l'intérieur des grottes. On a constaté (Pulina, 1968) que l'amplitude annuelle de température ( $A_{tr}$ ) peut être acceptée comme l'élément déterminant cette limite, selon les formules:

$$S = A_{tr} > 0,5^{\circ}\text{C}$$

$$S = A_{tr} \leq 0,5^{\circ}\text{C}$$

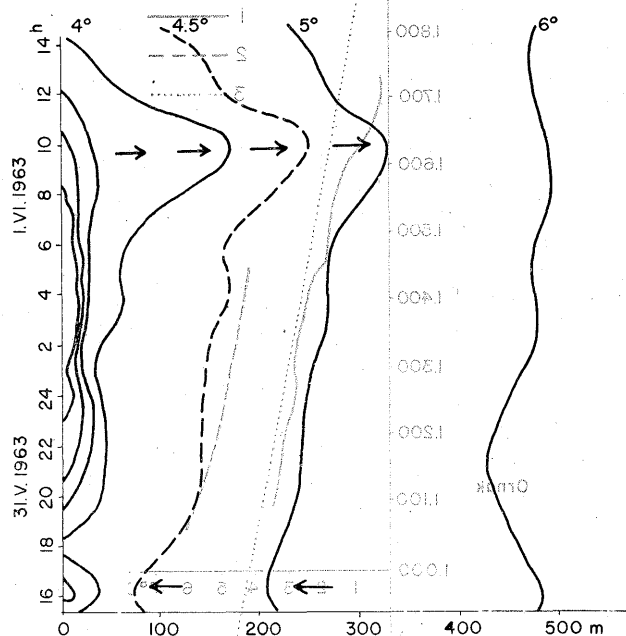


Fig. 4. Thermo-isoplettes de l'air dans la grotte Szczelina Chochołowska au cours du printemps 1963

Selon cette conception, les petites grottes et les gouffres peu profonds des Tatras sont affectés complètement par la zone dynamique. On y peut distinguer trois types de circulation atmosphérique: un type d'été, un d'hiver et un automno-printanier. Au cours de l'hiver, quand le mouvement d'air est dirigé vers le fond des grottes, la sous-zone glaciale se développe avec ses températures inférieures à zéro et l'humidité de l'air peu élevée. Son extension varie lentement. Lors d'un hiver, les galeries situées à la limite de la sous-zone de transition ( $D_I$ ) peuvent être soumises à un certain nombre de cycles gel-dégel,

dépassant souvent la dizaine. En été la règle est que l'air du fond des grottes se dirige vers l'entrée, que les températures restent au-dessus du zéro ainsi que l'humidité relative soit élevée, c'est à dire il y a des conditions proches à celles de la zone statique. Au cours de cette saison on observe deux tendances dans la répartition des températures de l'air: dans les galeries antérieures, il y a une violente chute de la température qui s'abaisse progressivement vers l'intérieur jusqu'à un certain point à partir duquel elle augmente de nouveaux, jusqu'à

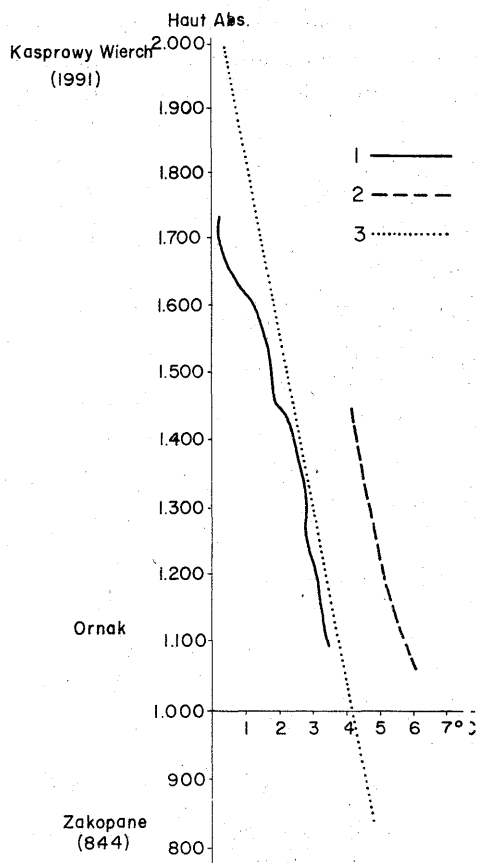


Fig. 5. Gradients verticaux de la température de l'air dans la zone statique des formes karstiques souterraines des Tatras

1. gouffres; 2. grottes; 3. gradient de l'air sur les versants nord des Tatras

ce que sa valeur soit égale à la température de la zone statique. Une espèce du coussin d'air froid – reliquat de la sous-zone glaciale d'hiver – subsiste alors dans les grottes en été. Dans la plupart des formes karstiques souterraines des Tatras ce coussin d'air persiste lors de l'été et de l'automne. Parmi elles, comme





Photo 1. Ségrégation par le gel observée dans une marmite de la grotte Czarna  
Voir localisation – figure 10, n° 4

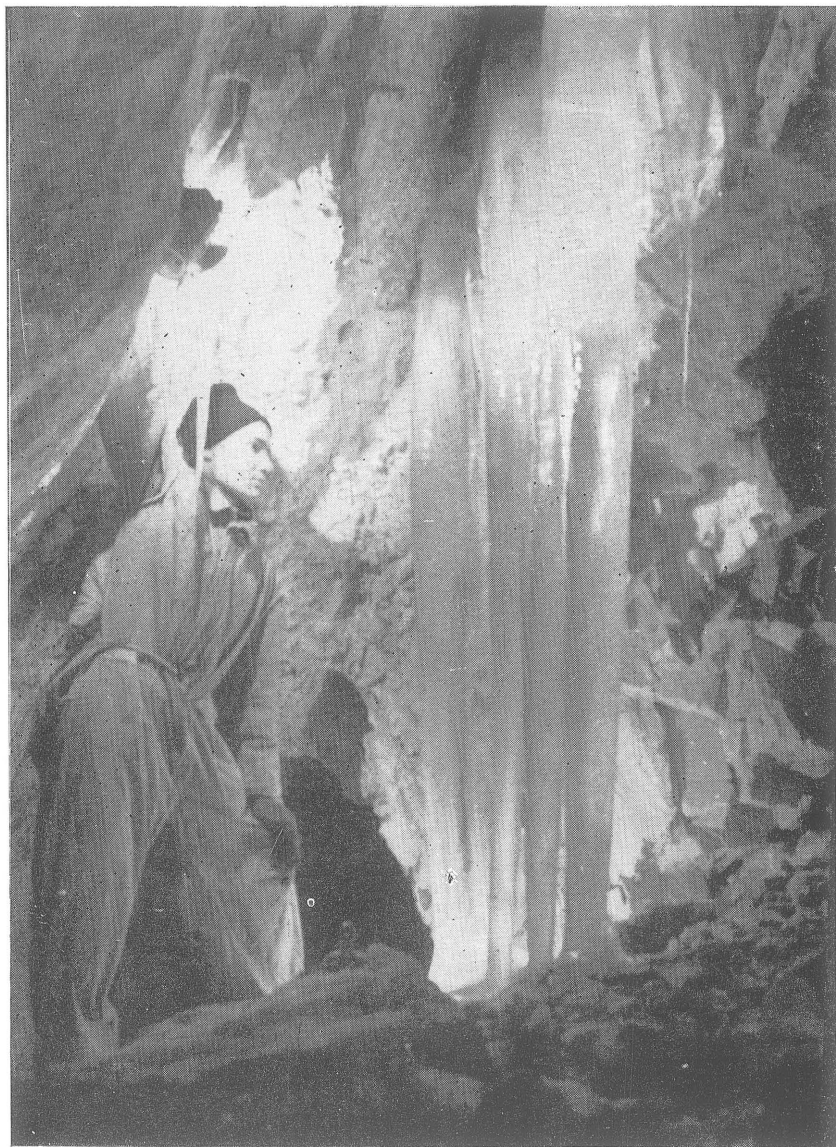


Photo 2. Stalagnates de glace (colonnes) au Przebieralnia, dans la grotte Zimna

Tableau I

Caractère morphométrique des réseaux souterrains des Tatras et les formes cryogènes qui y sont développées

14 — Biuletyn Peryglacjalny

	Grottes et gouffres	Altitude de l'entrée	Longueur en km	Profondeur en m	Extension de la zone dynamique en km	Zone statique t° C (moyenne annuelle)	Localisation		Formes cryogènes actuelles	
							du sol gelé	de la glace	aux surfaces planes	aux surfaces inclinées
1	Szczelina Chochołowska	1.060	2	30	0,3	5,0–6,0	saisonnierement	aérienne de pipkrake	couvertures des débris	
2	Dziura za Potokiem	1.010	0,1		0,1		saisonnierement	de sublimation, aérienne de pipkrake	bourrelets sols de pavage	guirlandes des débris
3	Zimna	1.120	4	100	0,6	3,5–4,5	saisonnierement	aérienne de pipkrake de ségrég.	bourrelets sols de pavage	guirlandes des débris loupes de solifluction
4	Naciekowa	1.170	0,4		0,1		saisonnierement	aérienne de pipkrake	couvertures des débris	
5	Czarna	1.400	6		0,7	3,5–4,5	saisonnierement	aérienne de pipkrake de ségrégation	sols de pavage sols structuraux	guirlandes des débris loupes de solifluction
6	Lodowa w Ciemniaku	1.715	0,2		0,2		au cours des plusieurs années	névé aérienne de pipkrake	sols de pavage	guirlandes des débris loupes de solifluction
7	Śnieżna	1.720	2	780	0,3	3,0–5,0	au cours des plusieurs années	de sublimation, névé aérienne de pipkrake	sols de pavage	guirlandes des débris
8	Lodowa Mułowa	1.800	0,5		0,5		au cours des plusieurs années	névé aérienne de pipkrake	sols de pavage	guirlandes des débris
9	Biały Awen	ca. 1.850	0,1		0,1		au cours des plusieurs années	névé aérienne	couvertures des débris guirlandes des débris loupes de solifluction	

au gouffre Śnieżna, dans la sous-zone glaciale, les dépôts tapissant le fond sont congelés, ce qui entretient la persistance du coussin d'air qui à son tour conserve la glace et le permafrost.

Dans les périodes automno-printanières ce sont les conditions microclimatiques de transition qui dominent: les directions des mouvements d'air sont variables (Fig. 4); au printemps on peut observer un recul de la sous-zone „glaciale”, et en automne, au contraire, sa réapparition. Les périodes où un équilibre de la pression d'air entre la zone statique et les masses d'air extérieures se réalise sont caractéristiques de ces saisons. Les mouvements d'air disparaissent et on observe une tendance vers l'égalisation des températures.

Le type saisonnier de la circulation de la zone dynamique peut être soumis à brèves perturbations, contrecoups de changements météorologiques violents. Par exemple, des changements de direction des mouvements d'air dans la sous-zone antérieure ont été observés, causés par un vent de foehn faisant entrer l'air violemment dans une grottes (Fig. 3).

Les conditions climatiques stables de la zone statique dans les grottes et les gouffres des Tatras rendent possible la recherche d'une comparaison avec les éléments correspondants de la surface. On a constaté que la température de l'air de cette zone dépend de l'altitude du réseau souterrain et de son type. On a confirmé les observations antérieures (Kowalski, 1954) montrant que la valeur du gradient thermique  $y$  est proche de celui de la surface, soit environ  $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ . Au cours des recherches on a constaté une différence nette dans un régime thermique des grottes et des gouffres de même altitude. Dans les gouffres, la température moyenne de l'air est semblable à celle des versants nord des Tatras, tandis que dans les grottes elle est plus élevée de  $2^{\circ}\text{C}$  environ (Fig. 5). Le phénomène peut être expliqué par la condensation intense de vapeur d'eau observée dans les grottes – un processus qui peut avoir pour conséquence une élévation de la température de l'air.

#### CLASSIFICATION ET RÉPARTITION DES FORMES ACTUELLES DE GEL

L'existence de formes de gel se développant actuellement est liée à la sous-zone glacial ( $D_{II}$ ) qui, au maximum, affecte les galeries jusqu'à 150 m de l'entrée. Dans les neuf formes souterraines étudiées par les auteurs, 1,8 km de galeries se trouvent restant sous l'influence de la sous-zone glaciale. Dans les grottes du type „glacial” cette sous-zone persiste toute l'année. Dans les Tatras on a reconnu environ 1 km de galeries „glaciales”, dont la température est constamment inférieure à zéro.

Dans les réseaux souterrains des Tatras les processus actuels de gel ont pour conséquence l'évolution des formes qui peuvent être divisées en trois

groupes principaux. On trouve surtout des formes de désagrégation par le gel, agissant avant tout sur les parois et les voûtes des grottes. Le groupe suivant est lié aux processus de ségrégation par le gel des dépôts recouvrant le fond des grottes et des gouffres. L'activité de la glace de piprake est ici la mieux développée. Le troisième groupe de formes concerne la glace aérienne des grottes, et son activité mécanique et chimique.

#### FORMES DE DÉSAGRÉGATION PAR LE GEL

La plus grande partie de la boue tapissant le fond des réseaux souterrains des Tatras est recouverte par un manteau de débris et de blocs. Certains fragments de cette couverture, avant tout les plus grossiers, peuvent être d'origine tectonique; aussi faut-il se montrer prudent au cours d'une classification génétique. Pourtant pour la plupart se sont des formes de désagrégation par le gel. Les couvertures de débris dues à ce processus sont beaucoup plus épaisses et sont composées de particules plus petites dans les galeries affectées par la zone de microclimat dynamique. Elles se composent de débris calcaires et dolomitiques très anguleux ainsi que de fragments d'anciennes précipitations de calcite. L'épaisseur des couvertures est variable suivant les différentes parties des galeries. On trouve les plus grands amoncellements de débris là où les parois sont formées de calcaire très diaclasé ou de dolomite. La grande infiltration qui y règne favorise la désagrégation par le gel.

Pour la plupart, les dépôts de débris sont formés sur place. Le plus souvent ils forment des éboulis de débris qui ensuite, se mélangeant avec des argiles sous-jacentes, deviennent hétérométriques. Autre forme, les cônes d'éboulis mobiles, sont formés parfois par les avalanches de pierres. Ils sont localisés aux endroits fournissant une grande quantité de matériel désagrégué. Ces cônes se forment en général au-dessous d'abrupts et de couloirs rocheux. Les plus beaux sont connus dans la grotte Czarna et dans le gouffre Śnieżna.

L'amas de débris plus fins est parfois lié à la désagrégation des couvertures de blocailles plus anciennes, d'origine tectonique.

#### FORMES DE SÉGRÉGATION PAR LE GEL

Les formes de ségrégation par le gel sont liées aux processus transformant les manteaux de débris à matrice argileuse et les boues hétérométriques allochtones. La ségrégation des matériaux est en rapport direct avec l'activité de la glace de piprake. On a constaté que la participation des autres types de glace de sol (glace de ségrégation, glace compacte) dans ce processus est nettement plus faible. Dans les réseaux souterrains des Tatras on a distingué les formes de ségrégation par le gel suivantes: bourrelets, sol de pavage, micro-

formes des sols structuraux et, pour les surfaces inclinées, guirlandes de pierres et loupes de solifluxion.

#### GLACE DES GROTTES DES TATRAS

Dans les grottes et les gouffres des Tatras on trouve les quatre types de glace distingués dans la classification génétique de Schumsky (1964) et Dobrowolski (1923). Les plus répandus sont la glace qu'on appellera aérienne (stalactites, stalagmites et couvertures de glace) ainsi que celle de sol. Il est plus rare de trouver des névés, provenant de la métamorphose de la neige chassée, par l'entrée, dans les grottes, et de la glace de sublimation, formée par la cristallisation de la vapeur d'eau sur les parois refroidies des galeries.

Les deux premiers types de glace paraissent dans toute la sous-zone glaciale où affluent les eaux de gravité. La glace de sol se développe sous trois formes – glace de ségrégation, de piprake et glace compacte – dont la genèse est subordonnée à la vitesse du refroidissement, à l'humidité et à la granulométrie des boues. La glace compacte se forme au cours d'un refroidissement très rapide. Un refroidissement lent a pour conséquence la formation de glace de ségrégation qui se développe en lentilles. Dans des conditions intermédiaires, les plus courantes pour les boues des réseaux souterrains des Tatras, c'est la glace de piprake qui se forme. C'est le plus répandu de tous les types de glace de sol. Alors que la répartition de la glace compacte est réduite aux parties antérieures des grottes et des gouffres.

L'activité mécanique de la glace a pour conséquence un élargissement des fissures rocheuses d'une part et la ségrégation du matériel du sol de l'autre. Dans le premier cas la glace compacte joue le rôle prépondérant, tandis que dans le deuxième c'est la glace de piprake et celle de ségrégation. On a constaté dans de nombreux cas un phénomène de conservation des surfaces rocheuses par la congélation des eaux qui y coulent.

Les eaux de fonte de la glace souterraine peuvent être agressives chimiquement (pour la glace de sublimation) ou entraîner une précipitation de calcite sous forme d'efflorescences (l'eau de certaines stalactites et stalagmites de glace).

#### ACTIVITÉ DE LA GLACE DE SOL DANS LES GROTTES DZIURA ZA POTOKIEM ET ZIMNA

Des observations minutieuses de l'activité de la glace ont été effectuées dans la grotte Dziura za Potokiem (au cours des hivers 1964 à 1968) et dans la grotte Zimna. On a fait les travaux suivants: enregistrement périodique des

phénomènes de gel et observation de leur évolution dans des parcelles choisies, recherches sur les particularités physiques de la glace et du sol gelé ainsi que des observations microclimatiques.

La glace de pipkrake est la mieux développée dans les boues poussiéreuses de la grotte Dziura za Potokiem où ces colonnettes atteignent 20 cm de hauteur (au maximum) et une moyenne de 6 à 8 cm (Tableau II). La glace a soulevé une couche de sol de 1 à 7 cm d'épaisseur. On a également constaté que dans la grotte Zimna la glace de pipkrake est courante. En 1961 M. Grześkowiak (1962) y a observé des fibres de glace de 5 à 8 cm.

Tableau II

Traits caractéristiques d'une couche de pipkrake dans la grotte Dziura za Potokiem, le 15 mars 1965

Parcelle expérimentale	Description de la glace de pipkrake	Epaisseur de la couche de la glace de pipkrake en cm	Quantité d'horizon des aiguilles de glace	Epaisseur d'une couche minérale soulevée par les aiguilles de glace en cm (dans les diverses parties du versant)		
				partie supérieure	partie centrale	partie basale
I	Indistincte, fibres particuliers invisibles, récrystallisée	6,0	Indistincte	1,0-2,2	2,0-2,9	1,5
II	Fibres (aiguilles) de glace distinctes, surface très poreuse	6,5	1	0,4-1,2	-	-
IV	Indistincte, meuble, récrystallisée	8,0	Indistincte	1,5-3,0	1,0-3,0	3,5-7,0

Des études des auteurs sur la glace de pipkrake, effectuées en lumière polarisée, ont montrées que cette glace se compose d'aiguilles à coupe hexagonale et de 0,5 à 2 mm de diamètre (Fig. 6d). En même temps on a constaté que les aiguilles hexagonales typiques sont rare dans la nature – leurs bords étant le plus souvent fondus (Fig. 6a, b, c, e) et les aiguilles elles-mêmes inclinées sous l'influence de la gravité. Dans les zones de glace de pipkrake compacte les aiguilles se joignent par les bords, tandis que dans les ensembles plus petites, elles sont séparées par des particules de sol ou par des espaces vides. En analysant le profil vertical des pipkrake, on peut constater la compacité des aiguilles dans leur partie inférieure et leur déformation successive vers le haut due au poids des matériaux soulevés.

On a observé la glace de ségrégation dans des boues argileuses de la grotte Zimna où elle a été sous forme des lentilles de 0,5 cm d'épaisseur. En lumière polarisée, on a distingué des entilles formées de la glace pure (Fig. 6f-I) et

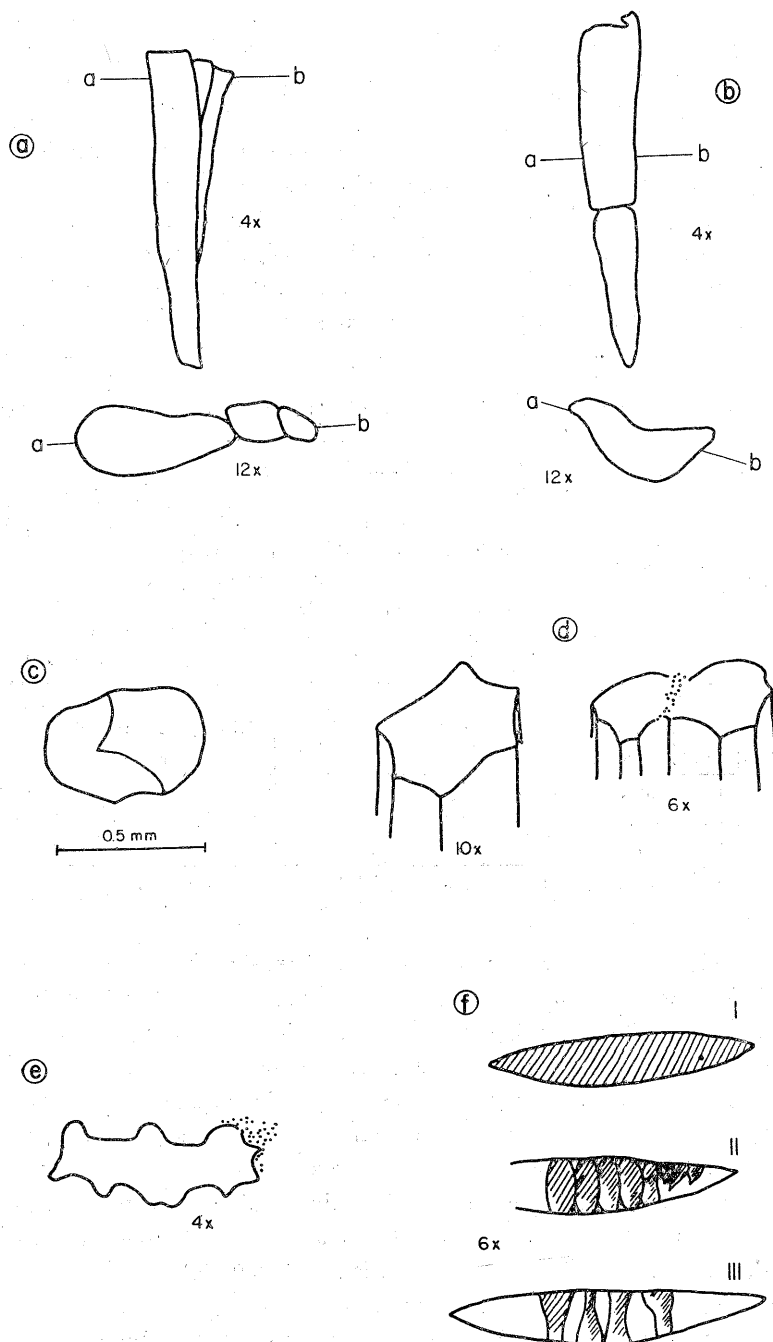


Fig. 6. Cristaux de glace de piprake (a, b, c, d, e) et ségrégation (f) dans les réseaux souterrains des Tatras (c, e – coupes perpendiculaires à l'axe „z”)



les autres, dans lesquelles la partie centrale uniquement a été occupée par les cristaux de glace plus au moins compacte (Fig. 6f-II, III). Les cristaux ont été cristallisés sous forme des colonnettes et ont montré une orientation verticale des axes longitudinaux „Z” qui ont été situés transversalement à l’axe de lentille.

D’après Schumsky (1964), la glace de ségrégation se forme au cours de la lente pénétration des basses températures vers le fond du sol où, dans les

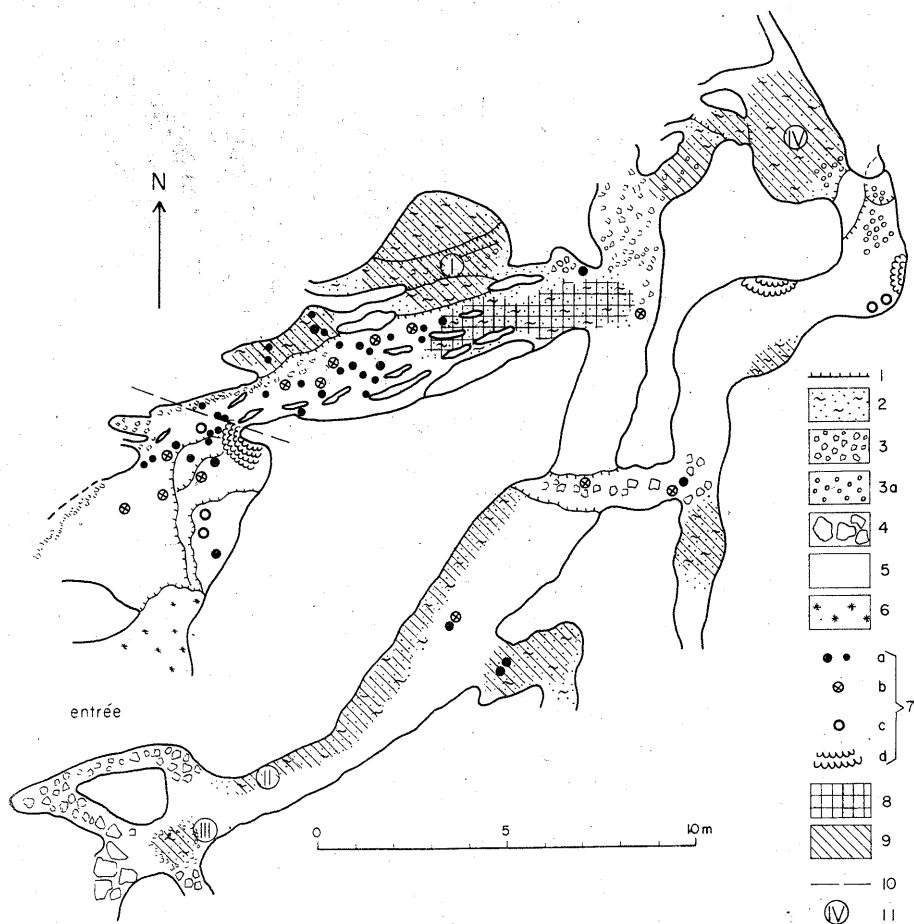


Fig. 7. Carte des couvertures et des formes de glace dans la grotte Dziura za Potokiem (la situation au février 10, 1964)

1. talus de roche; 2. argiles et poussières; 3. débris calcaires et graviers cristallins (3a); 4. cailloux et blocs calcaires; 5. roche cohérente; 6. neige; 7. stalagmites de glace: (a) stalagmites, (b) stalactites, (c) stalagnates, (d) draperies; 8. glace cohérente du fond; 9. glace de piprake; 10. limite de la glace de sublimation; 11. parcelles expérimentales où l'on a étudié la dynamique des processus de gel

endroits plus humides, des centres de congélation se constituent, attirant à leur tour d'autres particules d'eau.

Les observations des auteurs ont montré que les formes de répartition de la glace de ségrégation (lentilles, strates internes) étaient conditionnées par la structure schisteuse de certains sols argileux. Probablement, les lentilles de glace se forment en résultat d'un accroissement d'un cristal initial ce qui a pour conséquence un éclatement du sol à l'endroit le plus faible et la formation d'une espace vide qui, à son tour, se remplit de cristaux ultérieurs. L'accroisse-

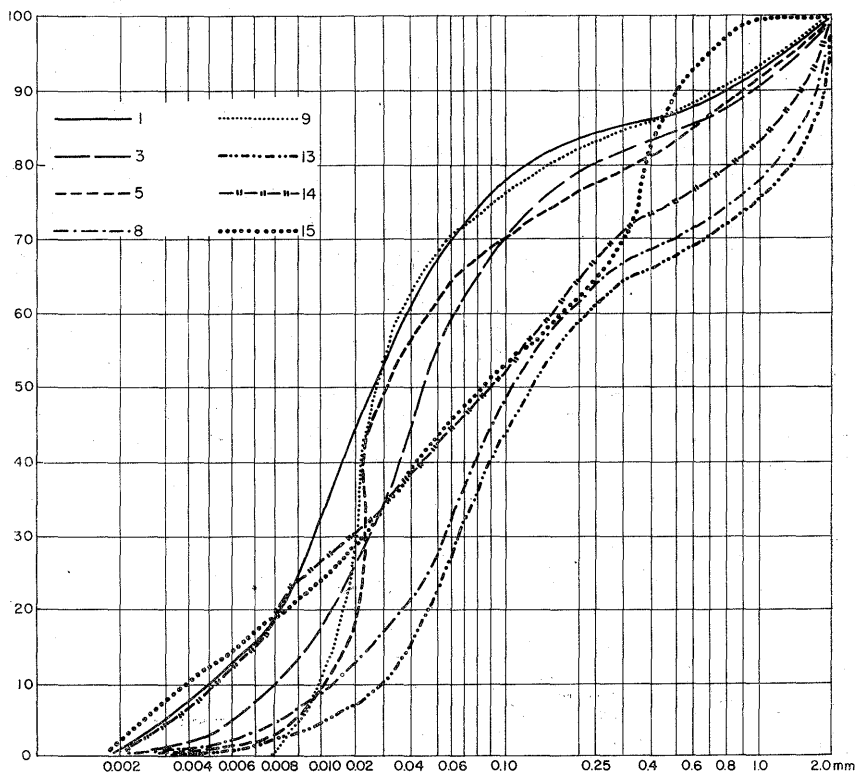


Fig. 8. Granulométrie de certaines boues hétérométriques formées par les processus cryogènes. Numérotage conforme au Tableau III

ment des cristaux se poursuit du centre vers les bords de la lentille. La présence de la glace de ségrégation constatée dans les boues des réseaux souterrains des Tatras permet d'admettre que les changements de volume dus à la glace, à l'intérieur du sol, ont des équivalents à sa surface.

La grotte Dziura za Potokiem est située au fond de la vallée de Chocholow à 1010 m d'altitude. Elle est horizontale et possédait les conditions d'un écoulement qui a disparu en 1948. La grotte a une longueur de 0,1 km environ

Tableau III

Quelques uns des traits physiques des boues dans les formes karstiques souterraines des Tatras

N° de l'échantillon	Date du prélèvement	Grotte	Description de la parcelle	Type du sol	Poids g/cm <sup>3</sup>		Volumé en cm <sup>3</sup>			
					spécifique	volumique	partic. solides	eau	air	porosité totale
1	10.II. 1967	Dziura za Poto-kiem	Parcelle I – couche au-dessus de la glace de piprake, partie supérieure du versant	Poussière sableuse	2,66	0,65	0,24	0,04	0,72	0,76
2	28.III. 1964	»	»	»	2,66	0,68	0,24	0,06	0,70	0,76
3	30.I. 1968	»	Parcelle I – zone de la glace de piprake à la profondeur de 5 cm. Glace recristallisée, détruite	»	2,66	0,65	0,15	0,48	0,37	0,85
4	»	»	»	»	2,66	0,72	0,14	0,49	0,37	0,86
5	28.III. 1964	»	Parcelle II – couche au-dessus de la glace de piprake	Argile fortement sableuse	2,66	0,74	0,26	0,07	0,67	0,74
6	10.II. 1967	»	Parcelle II – zone de la glace de piprake	»	2,66	1,11	0,26	0,45	0,29	0,74
7	30.I. 1968	»	Parcelle III – zone de la glace de piprake, recristallisée, meuble	»	2,66	0,48	0,13	0,30	0,57	0,87
8	»	»	Parcelle III – matériel du centre d'un cercle, meuble, humide	»	2,66	1,26	0,26	0,56	0,18	0,74
9	28.III. 1964	»	Parcelle IV – couche au-dessus de la glace de piprake	Argile sableuse	2,66	0,94	0,34	0,05	0,61	0,66
10	30.I. 1968	»	Parcelle IV – couche de la glace de piprake, recristallisée	»	2,65	0,89	0,27	0,23	0,49	0,72
11	»	»	»	»	2,66	0,47	0,15	0,16	0,69	0,85
12	6.II. 1968	Zimna	Mała Komora – zone de la glace de piprake	Argile légère	2,68	0,64	0,18	0,29	0,53	0,82
13	»	»	Mała Komora – matériel au-dessous de la glace de piprake.	»	2,68	1,06	0,32	0,23	0,45	0,68
14	11.IV. 1967	Czarna	Sala Węgierska (Salle Hongroise) – matériel de la surface du centre d'un cercle	Argile moyenne	2,68	1,21	0,37	0,19	0,44	0,63
15	»	»	Sala Węgierska (Salle Hongroise) – surface d'une loupe de solifluction	»	2,68	1,74	0,49	0,27	0,24	0,51

est complètement affectée par le microclimat dynamique – elle se trouve dans la sous-zone antérieure. On y a enregistré des phénomènes périglaciaires dans les quatre parcelles expérimentales (Fig. 7).

Les boues tapissant le fond de la grotte se composent de poussières et d'argiles sableuses dont 20 % consistent en grains de diamètre de plus d'un millimètre, composés à leur tour de graviers cristallins peu usés et de petits débris calcaires. La boue hétérométrique décrite ci-dessus présente des conditions bien favorables pour un développement de la glace de piprake. Les plus hauts bâtonnets de glace, de 15 et même de 20 cm de longueur, ont été notés dans la parcelle IV, en janvier 1964. Parfois, une couche de glace a été

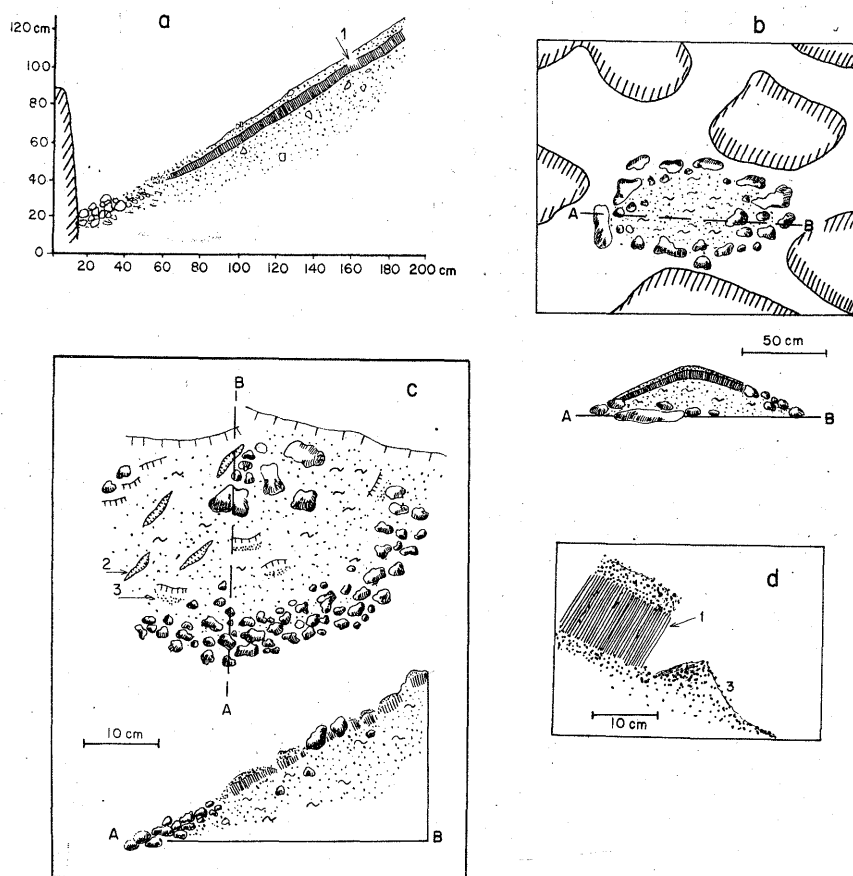


Fig. 9. Micro-formes cryogènes dans la grotte Dziura za Potokiem. Localisation des parcelles expérimentales présentée à la figure 7

a – profil de la parcelle I; b – croquis et profil de la parcelle III; c – croquis et profil de la parcelle IV (situation au 1 janvier 1964); d – profil d'un des bourrelets de la parcelle IV (fragment de la figure 9c); 1. zone de la glace de piprake; 2. fissures; 3. bourrelets

excessivement ramollie, partiellement recristallisée. Le poids volumique de couche à glace de pipkrake a oscillé de 0,47 à 1,11 g/cm<sup>3</sup> (Tableau III). Dans un volume de 1 cm<sup>3</sup> il n'y avait que de 0,13 à 0,27 de corps solides, de 0,27 à 0,45 occupés par de l'eau et de l'air, dont la quantité a oscillé de 0,27 à 0,69. Dans cette situation, une porosité totale atteignait la valeur de 0,87 au maximum. La glace de pipkrake, hors d'une strate poudreuse de 1 à 3 cm d'épaisseur, a soulevé également de gros débris. La strate ci-dessus a été caractérisée par un petit contenu en eau et un grand en air (de 0,61 à 0,72).

Le poids volumique des boues de grotte, se changeant selon la saison, rend possible et très actifs le transport et la ségrégation des matériaux.

Dans la grotte Dziura za Potokiem, on a noté les formes cryogènes suivantes: bourrelets, formes préliminaires de ségrégation par le gel – sol de pavage et guirlandes de débris.

Les bourrelets qui ont été trouvés dans les parcelles I, II et IV (Fig. 9a, c, d) sont formés de matériel fin. On a constaté qu'ils se forment au pied des versants et des abrupts, en résultats d'un déplacement du matériel fin par la glace de pipkrake.

On a observé des formes préliminaires de ségrégation par le gel dans les parcelles III et IV. La parcelle III est un monticule au centre argileux et aux côtés formés de galets de granite et de débris calcaires (Fig. 9b). La forme ressemble à un cercle de pierre, c'est ce qui fait supposer que la glace de pipkrake a participé à sa création. Un déplacement des matériaux grossiers par la glace s'est effectué sur les versants du monticule. Dans la parcelle IV, on a défini la vitesse de mouvement de débris (Tableau IV) ayant pour conséquence la formation d'une guirlande de débris (Fig. 9c). On a mesuré la localisation de cailloux qui avaient été peints. Au cours des quatres années, le déplacement maxima a été 9,1 cm (cailloux peint en noir).

Tableau IV  
Déplacements des cailloux dans la parcelle IV de la grotte Dziura za Potokiem\*

Date	noir	bleu	rouge	orange
1. IV. 1964	119,6**	82,3	108,0	90,0
15. II. 1965	120,7	83,0	108,0	81,0
7. II. 1966	111,0	79,1	—	77,5
12. II. 1967	111,0	82,5	101,0	86,0
31. I. 1968	110,5	75,0	au-dessous	83,2
Valeur du déplacement sur le versant au cours de 4 ans	9,1	7,3	7,0	6,8
Diamètres des cailloux en cm	14×13×12	11×8×4	10×10×6	12×9×3

\* Versant de 30°, voir fig. 9c.

\*\* Distance d'un repère stable sur le parois de la grotte, en cm.

Dans la grotte Zimna, on a observé des bourrelets, des sols de pavage et des guirlandes de débris.

En résumant les faits présentés ci-dessus, il faut constater le rôle prépondérant de la glace de pipkrake pour le modelé des boues tapissant le fond des grottes. Cet opinion est convergente avec les observations précédentes de A. Jahn (1958), J. Sekyra (1955) et de T. Gerlach (1959) qui ont été menées dans les Tatras et ont concernées soit des formes cryogènes soit uniquement la glace de pipkrake et son activité. En effectuant des recherches sur la surface, Jahn a constaté la présence des formes dues à l'activité de la glace de pipkrake (bourrelets, sols de pavage et guirlandes de débris) au-dessus de la limite supérieure de la forêt (Jahn, 1958). En tenant compte de nos recherches, il faut vérifier cet opinion: grâce aux conditions spécifiques régnant dans les réseaux souterrains, la limite inférieure des processus de gel dans les Tatras descend au-dessous de la limite supérieure de la forêt.

L'activité de la glace de pipkrake sur la surface et dans les réseaux souterrains paraît être semblable. Il faut réfléchir sur l'intensité de ce processus selon le milieu. T. Gerlach (1959), sur un versant de Kopa Magury exposé au SSE, a distingué de 70 à 80 cycles quotidiens de gel au cours d'une année. Il souligne en même temps que l'intensité du processus est très différente selon la région; elle est beaucoup plus faible sur les versants ombrageux. Dans les grottes il n'y a qu'une vingtaine, au maximum, de cycles gel-dégel par an. Chacun d'eux dure au moins plusieurs jours, lors desquels un développement maxima de la glace de pipkrake a lieu. Les conditions climatiques régnant dans les réseaux souterrains des Tatras ressemblent à celles du climat subpolaire (Baranowski, 1968; Czeppe, 1961; Jahn, 1963). Elles favorisent la ségrégation par le gel. Par contre, un déplacement du matériel sur les surface inclinées est ici beaucoup plus lent que sur la surface.

#### SOLS STRUCTURAUX DANS LA GROTTE CZARNA

En janvier 1967, au cours d'une expédition à la grotte Czarna, on a trouvé des ensembles de formes cryogènes, parmi lesquelles il y avait des micro-formes de sols structuraux bien distinctes (Pulina, 1968). On a trouvé ces formes dans le puits III de la grotte (Fig. 10).

La grotte Czarna est la plus longue formé souterraine de la Pologne, parmi celles développées dans un plan horizontal. La grotte se trouve sur le versant droit de la vallée Koscieliska, au-dessous du rocher de Czarna Turnia. Son entrée inférieure est située à environ 1350 m d'altitude. La grotte Czarna possède des galeries et des salles les plus étendues de toutes les grottes connues

dans les Tatras. Sa zone dynamique affecte les puits d'entrée et quelques galeries horizontales.

Les sols structuraux se localisent dans les boues tapissant des replats rocheux, des excavations d'anciennes marmites et les fonds de galeries. Les dépôts en question sont très hétérométriques (Fig. 8): ils se composent de 60%

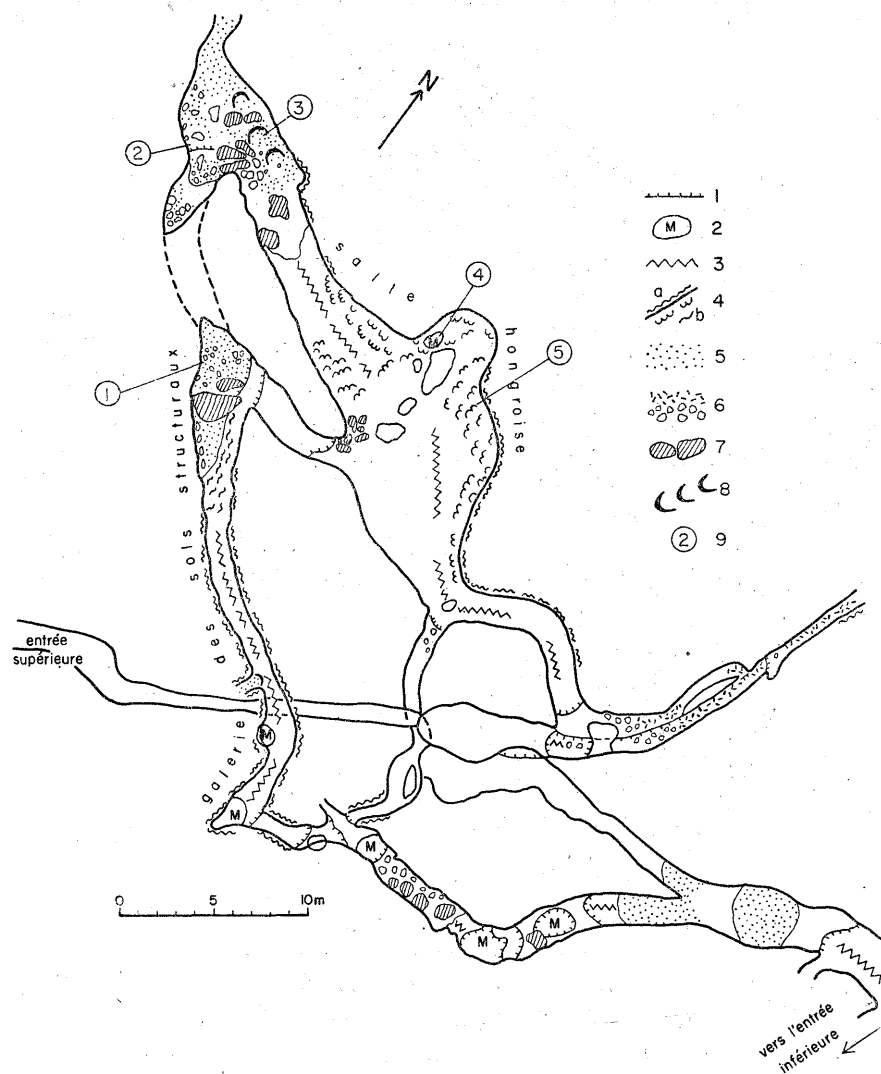


Fig. 10. Plan du puits III dans la grotte Czarna

1. talus de roche; 2. marmites; 3. rigoles; 4. efflorescences de calcite précipitées sous forme de champignons: 4a. localisées sur les parois, 4b. sur le sol des galeries; 5. argiles et poussières; 6. débris; 7. blocs calcaires; 8. loupes de solifluction; 9. localisation des sols micro-structuraux (1, 2), d'une loupe de solifluction (3), des photos (4,5)

d'argile moyenne, presque lourde, et 40% de petits débris au diamètre de plus d'un mm (calcaires anguleux, fragments de précipitation sous forme de champignons, peu de quartz).

On a observé les micro-formes de sols structuraux les plus remarquables dans la „galerie des sols structuraux” (Fig. 10, parcelle 1), au fond de la „salle hongroise” (parcelle 2) et dans de nombreuses marmites (Photo 1).

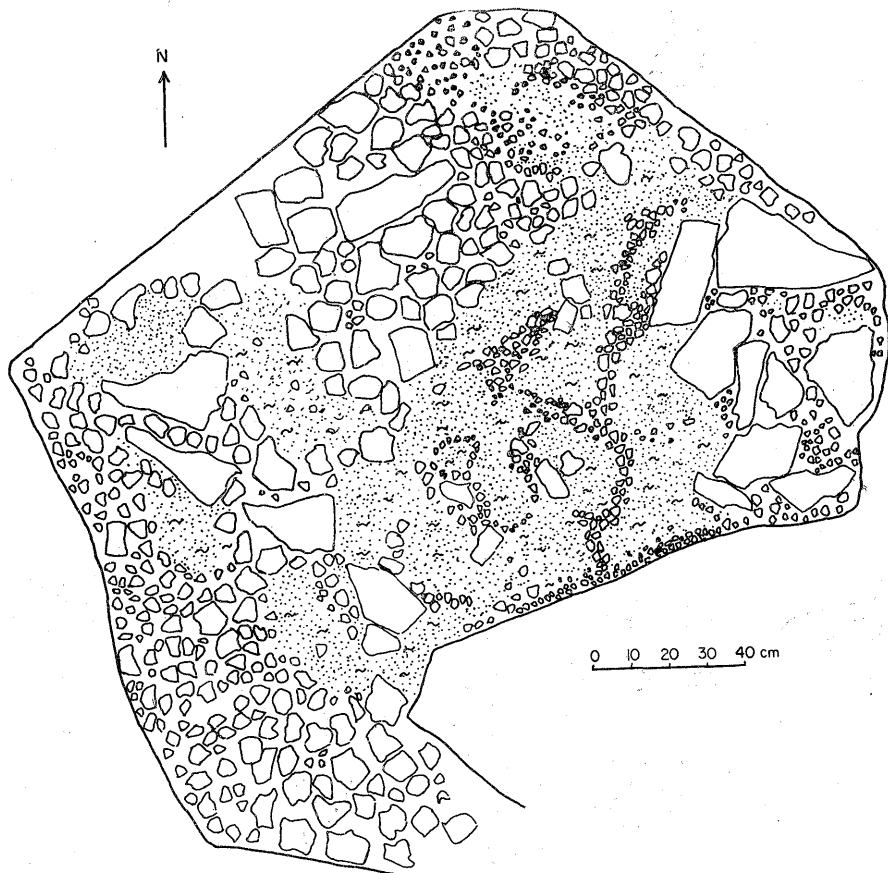


Fig. 11. Plan de la parcelle présentant des sols micro-structuraux dans la grotte Czarna (Voir localisation - figure 10)

Dans la parcelle 1 ainsi que dans les marmites, les formes se sont développées sur une surface plane, tandis que dans la parcelle 2 elles sont localisées sur un versant de 20°. Les sols ci-dessus ont les traits communs suivants: (1) ils sont tous des formes de petites dimensions – leurs diamètres oscillent de 20 à 30 cm (Fig. 11, 12); (2) leur centre est rempli de matériel fin et séparé par une limite distincte des côtés, eux-même formés de petits débris calcaires; (3) dans une coupe verticale, les formes atteignent 20 cm de profondeur (Fig.



12); (4) elles se développent dans des ensembles formant un réseau polygonal distinct. Sur la surface inclinée de la parcelle 2 le réseau est déformé. Les formes décrites accompagnent les sols de pavage; (5) les sols structuraux se forment actuellement, avant tout grâce à l'activité de la glace de pipkrake qui soulève les centres des cercles jusqu'à 20 cm de hauteur; (6) au bord des manteaux de débris à matrice argileuse, le plus souvent limités par des parois rocheuses, il y a des entassements de matériaux plus grossiers, portant des traces de la ségrégation par le gel (redressement des débris calcaires). Il est possible que ces entassements soient le résultat de processus cryogènes anciens.

La coupe verticale de la parcelle 2 (Fig. 12) a montré que les cercles de débris ne se joignent pas dans leurs parties inférieures, ce qui prouve leur incomplète formation.

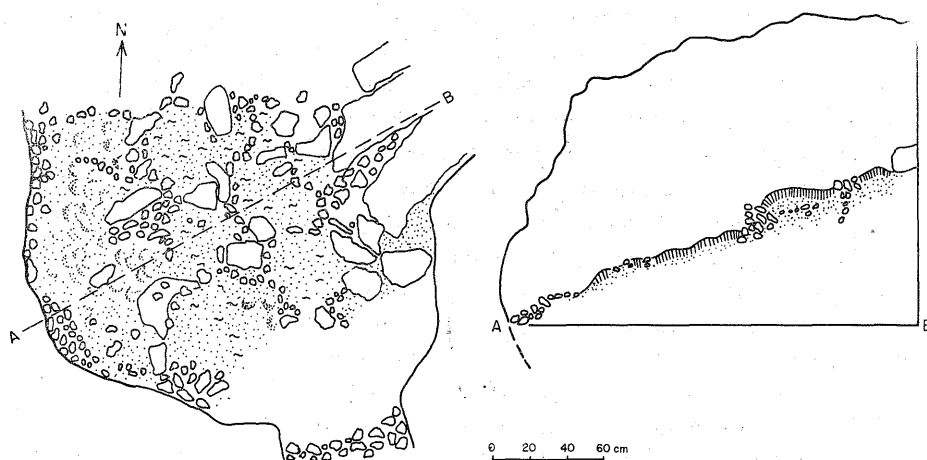


Fig. 12. Plan et profil de la parcelle II montrant des sols micro-structuraux, Grotte Czarna (Voir localisation - figure 10)

Dans la parcelle 3 on a observé une loupe de solifluxion récente de 4 m de longueur, qui s'est formée dans l'intervalle de 1963 à 1967. Des gonflements visibles sur sa surface prouvent, qu'au cours du mouvement, les matériaux ont été en consistance plastique et presque liquide (Tableau III). La glace de pipkrake a modelé, en outre, la loupe.

En résumant, il faut constater que les micro-formes des sols structuraux se développant actuellement dans les grottes des Tatras, ressemblent beaucoup à leurs équivalents de la surface (Sekyra, 1954). La profondeur de 20 cm limitant la zone du développement des processus cryogènes peut être considérée comme la limite inférieure du mollisol, dans certaines grottes des Tatras. Les micro-formes des sols structuraux se développent dans les structures cryogéniques plus anciennes. Ce fait joue en faveur de l'existence de deux gé-

nération de ces formes, la plus ancienne étant inactive de nos jours et la deuxième, plus récente, évoluant actuellement.

#### CARACTÈRES DE LA GLACE AÉRIENNE DE GROTTES

Dans les grottes, la glace aérienne se forme par la congélation de l'eau coulant dans les diaclases et les fissures rocheuses, à condition que l'abaissement de température soit suffisamment lent pour qu'elle ne gèle pas à l'intérieur de fissures. En tenant compte de cette circonstance, il est évident que la plus grande quantité de glace aérienne se forme au commencement et à la fin du développement saisonnier de la sous-zone glaciale, ainsi qu'à sa limite avec la sous-zone de transition.

La glace aérienne se développe sous forme de couverture de glace et de glaçons qui ressemble aux précipitations de calcite du type stalagmite. Des stalactites de glace, à côté des formes classiques, atteignant la longueur de plusieurs mètres, forment souvent des draperies. Les stalagmites de glace sont en général plus petites de diamètre que celles de calcite. Les plus hautes de celles observées mesuraient 1,5 m de hauteur. Dans les grottes, on peut rencontrer également des piliers de glace joignant les stalactites aux stalagmites, bien que ce soit une forme beaucoup plus rare que les précédentes (Photo 2). Les couvertures de glace, se développant sur les parois ainsi que sur la voûte des grottes, sont beaucoup plus courantes. Souvent, elles recouvrent d'une mince pellicule des petites et fragiles efflorescences de calcite (Photo 3).

On a étudié la glace aérienne des grottes des Tatras afin d'établir sa classification morphologique, la répartition due au microclimat et, avant tout, afin de définir sa structure cristallographique ainsi que le mode de son accroissement. Pour réaliser les buts mentionnés, on a prélevé des échantillons de glace dont on a effectué plus de 400 lames minces (le plus souvent de 5 cm  $\times$  5 cm), ensuite examinées en lumière polarisée, en employant un microscope polarisant et des nicols polariseurs de 10 cm de diamètre. Quelquefois, les tailles ont été photographiées en couleur (Photo 4 et 5) et ensuite ébauchées à l'aide d'une table de dessin. En même temps, afin de mettre au jour les limites des cristaux, on a employé la méthode du réchauffement de la surface de glace. On a préparé le dessin à une élaboration ultérieure en transférant des contours à l'aide du papier à calquer et en employant des coefficients de réduction d'après Schumsky (1964)<sup>2</sup>.

La glace aérienne de grotte appartient à un type „natural” de glace qui

<sup>2</sup>On a employé une méthode d'étude des glaciologues d'URSS, connue par un des auteurs au cours d'un séjour à Moscou en 1964, grâce à l'amabilité du professeur P. A. Schumsky.



Photo 3. Efflorescences de calcite sous forme de champignons – puits III dans la grotte Czarna

Voir localisation – figure 10, n° 5

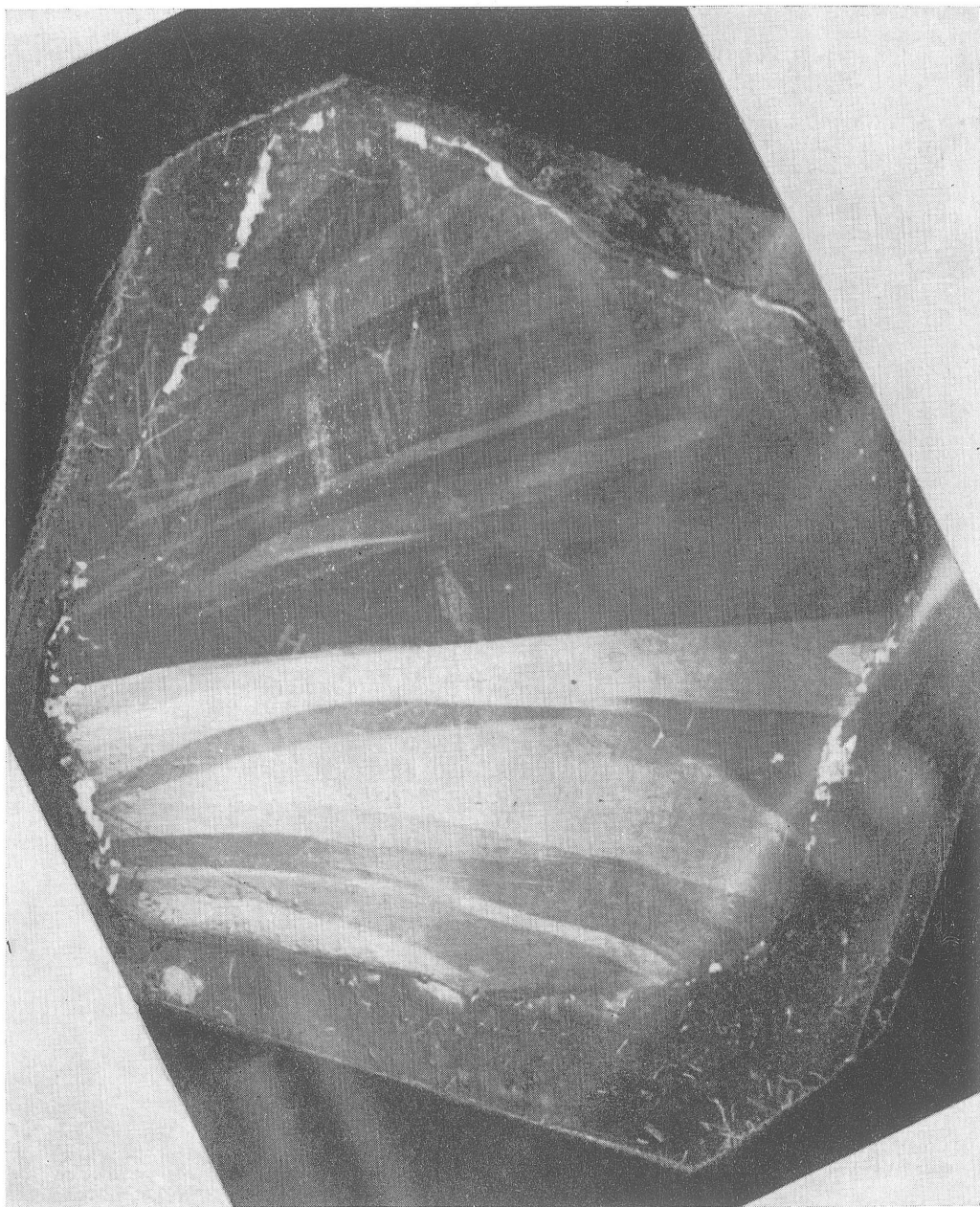


Photo 4a

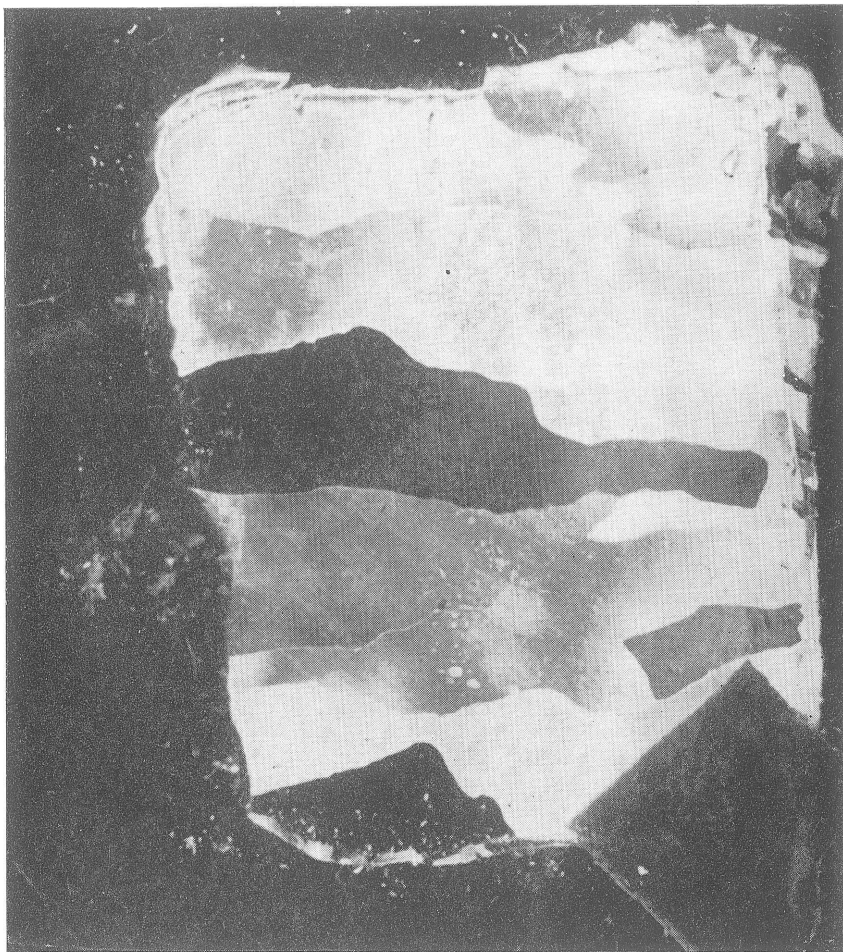


Photo 4b

Stalactites de glace dans la grotte Dziura za Potokiem (voir fig. 14)

Taille perpendiculaire (a) et parallèle (b) à l'axe longitudinal de la stalactite. Lumière polarisée. Agrandissement x 3. Remarquer l'orientation horizontale des cristaux

cristallise dans un système triclinique, formant des pyramides bidiagonales ( $L^33P$ ). Un axe polaire ternaire ( $3 \times 120^\circ$ ) et les trois plans sont des éléments de symétrie des cristaux décrits. En général, les cristaux de glace accroissent par deux et forment des hexagonaux le long des axes horizontaux.

La glacé aérienne des grottes des Tatras est constituée de cristaux sous forme de parallélépipèdes polygonaux – les plus souvent hexagonaux –, de pyramides allongées – principalement hexagonales –, de baguettes aplaties ainsi que d'autres formes de cristaux. En général, les cristaux ont de grandes dimensions – ils mesurent plusieurs centimètres de longueur, parfois même plus d'une dizaine.

On peut rencontrer des parallélépipèdes les plus réguliers dans les couver-

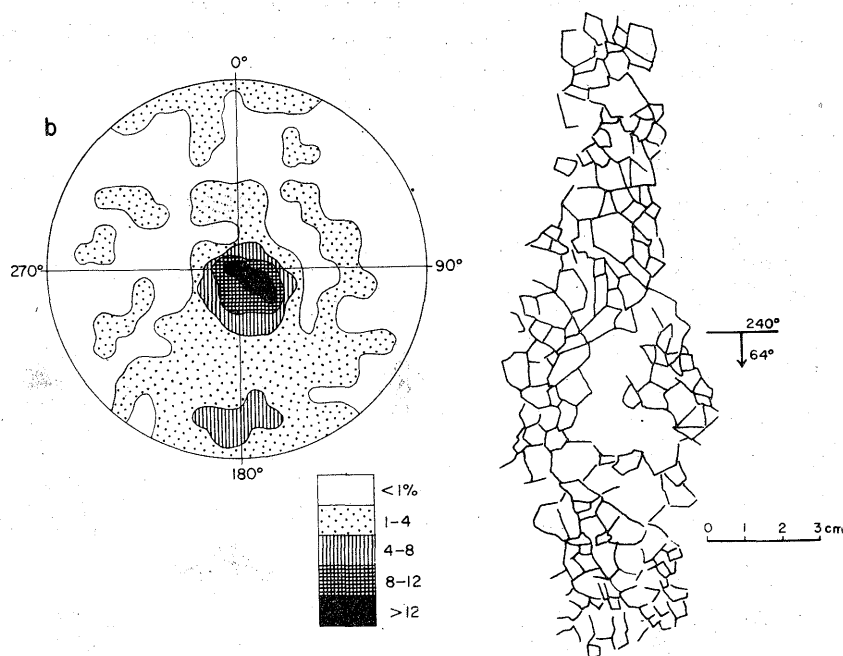


Fig. 13. Couverture de glace formée à l'entrée de la grotte Czarna. Plan de la taille parallèle à la surface rocheuse ( $240^\circ/64^\circ/NW$ )

a – contours des cristaux; b – diagramme sphérique en projection horizontale; 123 cristaux ont été étudiés

tures de glace. Par exemple, dans la grotte Szczelina Chochołowska il y en a de 9 à 11 cm de longueur et de 1 cm de diamètre. Dans les stalactites et stalagmites, des cristaux en forme des pyramides allongées sont très courants, à côté de ceux en parallélépipèdes. Dans la grotte Dziura za Potokiem, ils mesurent 4 cm de hauteur et 1 cm de diamètre à la base. Les plus longs cristaux se développent dans les draperies de glace où ils se trouvent sous forme de baguettes aplaties dépassant souvent une dizaine de centimètres de longueur

et à la largeur maxima de 0,8 cm et dont l'épaisseur oscille de 0,1 à 0,7 cm.

Une détermination des dimensions, des formes et d'une orientation spatiale des cristaux a été possible grâce aux tailles de la glace, effectuées en plusieurs plans différents. On a présenté la disposition spatiale des axes longitudinaux „z” sur un fond respectant les surfaces, sous forme de diagrammes sphériques (d'après Schmidt)<sup>3</sup>. Par cette méthode, on a obtenu une présentation de la structure cristallographique inférieure des formes typiques de la glace aérienne de grottes.

Une orientation spatiale des cristaux de glace aérienne de grottes dépend de l'extension et du type morphologique de la surface initiale à l'accroissement. L'axe „z” des cristaux formant des stalactites et stalagmites de petites dimensions (de plusieurs centimètres), ainsi que des couvertures de glace, sont en général perpendiculaires sur une surface initiale formée par une roche cohérente ou une boue (Fig. 13). Ce n'est qu'au cours d'un accroissement de la

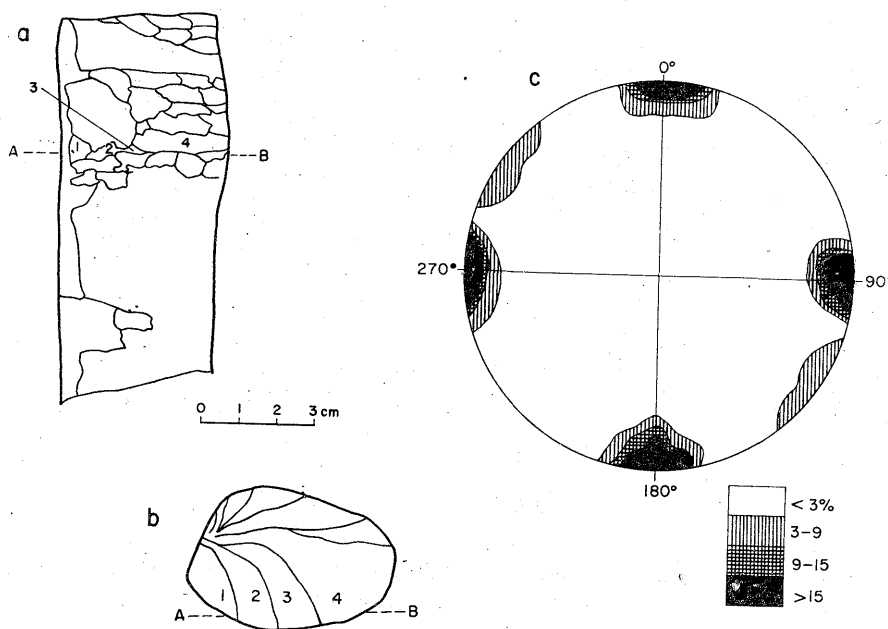


Fig. 14. Partie centrale d'une stalactite de glace de 70 cm de longueur provenant de la grotte Dziura za Potokiem

Contours des cristaux: a – dans un plan parallèle; b – dans un plan perpendiculaire à l'axe longitudinal de la stalactite, c – diagramme sphérique en projection horizontale; 35 cristaux ont été étudiés

<sup>3</sup> Dans plusieurs diagrammes, faute d'analyser un nombre assez élevé (plusieurs dizaines) de cristaux, l'image n'est pas complète. Cette situation résulte des grandes dimensions des cristaux, donc d'un petit nombre d'individus inclus dans une taille.



glace que de nouveaux cristaux se développent indépendamment à cette surface. Dans les stalagmites, un accroissement vertical est dominant, tandis que, dans les stalactites et, avant tout, dans les draperies de glace, on observe une tendance à l'orientation horizontale. Parfois, les cristaux s'accroissent radialement autour d'un cristal – noyau – orienté verticalement (Fig. 14, Photo 4 et 5). Quelquefois, cet accroissement ne se fait que d'un côté, ce qui est en rapport avec des mouvements d'air. Dans de grandes stalactites, des cristaux orientés

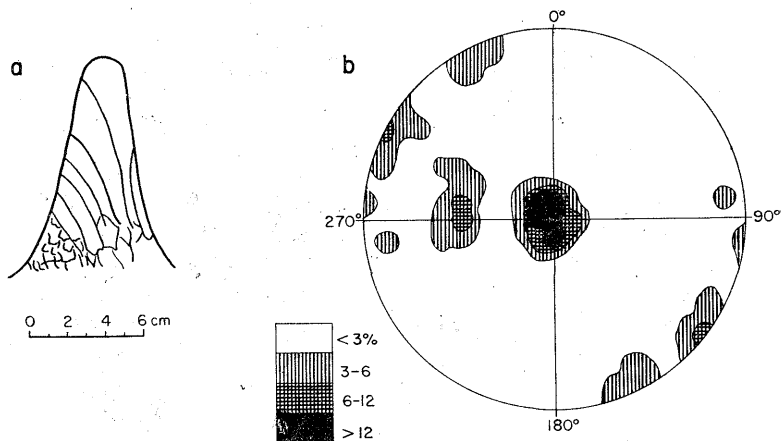


Fig. 15. Stade initial du développement d'une stalagmite dans la grotte Dziura za Potokiem

a – limites des cristaux en coupe verticale; b – diagramme sphérique en projection horizontale; 29 cristaux ont été étudiés

horizontalement coexistent simultanément avec ceux orientés verticalement; les premiers étant toujours plus nombreux. La figure 14 présente, en pourcentage, une distribution des axes „z” des cristaux provenant de la partie centrale d'une stalactite de glace de 70 cm de longueur. La stalactite ne contient que des cristaux orientés horizontalement.

Les figures 15 et 16 concernent des cristaux de glace de deux stalagmites. En analysant la première qui représente une petite forme de 11 cm de longueur, développée sur une surface horizontale, on peut distinguer deux maxima. Le premier – verticel – représente de petits cristaux situés à la base de la stalagmite; l'autre est dû aux grands cristaux inclinés à 45° d'environ. Le dessin suivant concerne une stalagmite deux fois plus grande que celle ci-dessus (de 23 cm) et située sur une surface inclinée de 40° à 50°. Les orientations verticales sont ici les plus courantes dans des grands cristaux, celles perpendiculaires à la surface initiale dans des petits et pour les cristaux de la partie la plus élevée c'est l'horizontalité qui domine.

En résultat des conditions thermiques variables qui règnent dans la zone dynamique, l'existence de la glace aérienne dans les formes karstiques souter-



raines est de courte durée. Souvent, on observe sa réduction due à l'évaporation de la glace sur la surface. La fonte des stalactites et des stalagmites est un processus lent qui progresse de la surface. Ce dernier fait a souvent pour conséquence une fragmentation des glaçons en cristaux particuliers sous forme de gruaux de glace.

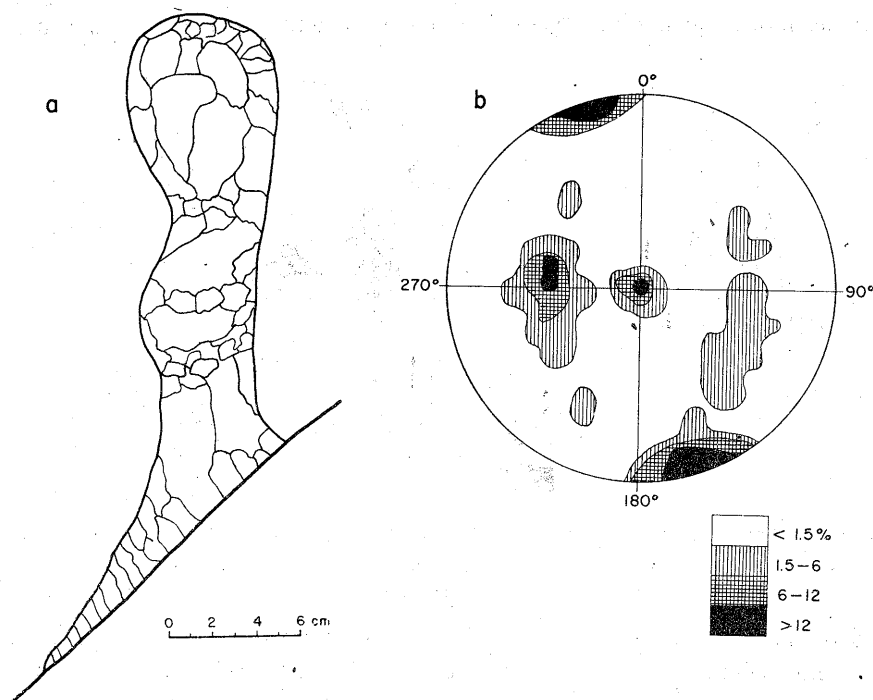


Fig. 16. Forme mure d'une stalagmite dans la grotte Dziura za Potokiem

a - limites des cristaux en coupe verticale; b - diagramme sphérique en projection horizontale; 70 cristaux ont été étudiés

#### QUELQUES PARTICULARITÉS PHYSIQUO-CHIMIQUES DE LA GLACE ET DES EAUX DE FONTE DE GLACE

On traitera le problème de deux points de vue: d'une part, on présentera quelques propriétés physico-chimiques de la glace et des eaux de fonte ainsi qu'une classification de ces eaux; de l'autre, on va estimer en manière préliminaire quelques symptômes de l'activité potentielle ainsi que réelle des agents ci-dessus, en considérant leur influence sur le modelé du relief comme particulièrement important.

Tableau V

Quelques uns des traits physico-chimiques des eaux de fonte de la glace des formes karstiques souterraines des Tatras, février 1969

No.	Localisation		Date Heure	pH	CO <sub>2</sub> mg/l	Ca ÷ ÷ mg/l	Mg ÷ ÷ mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	18°C Ω/cm	EM** mg/l	Durété Ca ÷ ÷ - + Mg ÷ ÷ - TAC*
1	Grotte Dziura No. 2	Salle antérieure Stalagmites de glace	6.II.1969 10 <sup>45</sup>	7,4	p.d.***					4.685	154	
2		Salle antérieure Stalagmites de glace	6.II.1969 10 <sup>45</sup>	7,5	p.d.					5.900	122	
3		Carrefour Stalagmites de glace	6.II.1969 13 <sup>30</sup>	7,4	traces	14	4	85,4	10	8.380	86	5,0
4		Galerie de marmite Stalactites de glace	6.II.1969 10 <sup>10</sup>	7,5	p.d.	30	25	137	35	3.840	188	18,0
5		Voûte de l'entrée de grotte Glace de sublimation	6.II.1969 10 <sup>30</sup>	6,5	4,0		6	6,1		57.700	13	1,5
6	Grotte Zimna No. 3	Przebieralnia Glace sur les efflorescences de calcite	8.II.1969 15 <sup>00</sup>	7,7	p.d.	30	4	122	traces	7.550	95	9,0
7		Przebieralnia Glace sur le parois	8.II.1969 15 <sup>30</sup>	7,7	p.d.	24	p.d.	61,0	traces	9.850	73	6,0
8		Zapałki (Allumettes) Glace sur les efflorescences de calcite	8.II.1969 16 <sup>00</sup>	6,9	2,6	4	p.d.	36,6		27.300	26	1,0
9	Grotte Czarna No. 5	Tehuba Glace d'une chute de glace	12.II.1969 14 <sup>20</sup>	7,4	1,3	14	p.d.	51,9	6	16.110	45	3,5
10		Tehuba Stalagmite de glace	12.II.1969 15 <sup>00</sup>	6,5	4,4	2	p.d.	12,2	4	44.100	16	0,5
11		Tehuba Glace sur les efflorescences de calcite	12.II.1969 15 <sup>30</sup>	7,4	5,3	28	1	107		19.950	36	7,5
12		Salle Hongroise Stalactite de glace	12.II.1969 20 <sup>00</sup>	6,8	8,4	20	traces	97,5		13.600	53	5,0
13		Salle Hongroise Glace sur les efflorescences de calcite	12.II.1969 20 <sup>25</sup>	7,8	3,1	4	4	97,5		8.150	88	11,0
14		Galerie des sols structuraux Glace sur les efflorescences de calcite	12.II.1969 21 <sup>00</sup>	6,9	5,3	30		104		11.420	63	7,5

\* 1 TAC = 10 mg/l CaCO<sub>3</sub> (Ca<sup>++</sup> + Mg<sup>++</sup>)

\*\* minéralisation globale comptée d'après la méthode conductamétrique de Doroszewski (720.000/C 18°C)

\*\*\* p.d. -- pas distingué

L'estimation présentée est basée sur les observations morphologiques minutieuses appuyées d'analyses chimiques des eaux, effectuées au cours des hivers de 1965 à 1969. Les observations faites dans les parcelles expérimentales au mois de février 1969 ont été complétées d'analyses de la neige et des eaux karstiques. Les résultats les plus typiques sont présentés dans le Tableau V et sur la figure 17.

La glace souterraine peut être alimentée de deux façons. La plus grande partie de la glace, y compris celle de sol et aérienne, est formée d'eaux vadoses circulant dans les fissures karstiques. Le névé et la glace de sublimation, qui ont une répartition nettement plus petite, sont formés de neige et d'humidité atmosphérique. Dans presque toutes les grottes examinées, on a constaté un rapport entre la composition chimique des eaux de fonte de la glace et les propriétés des sources d'alimentation. En même temps, on a établi que la convergence n'est pas complète; on peut observer des changements des caractères des eaux dus au cycle congélation – fonte et aux phénomènes accompagnant ce processus.

Le plus souvent, les eaux provenant de la glace des formes souterraines appartiennent au groupe des eaux carbonatées ( $\text{HCO}_3^-$  –  $\text{Ca}^{++}$  –  $\text{Mg}^{++}$ ) et sont peu minéralisées. Les eaux des glaces de divers types se distinguent entre elles par la répartition des ions, la teneur en  $\text{CO}_2$ , ainsi que la concentration en ions d'hydrogène, le pH. La plus minéralisée est la glace aérienne, dont la teneur en sels atteint 100 mg/l et, dans des cas exceptionnels, même 200 mg/l. Le pH et la teneur en  $\text{CO}_2$  sont bien variables dans cette glace; le premier oscille de 6,5 à 8 et l'autre de zéro à plus d'une dizaine de mg/l. Les valeurs dépendent du type de circulation d'air ainsi que du contenu en gaz de l'atmosphère des formes souterraines et celui des eaux karstiques. Le plus souvent, la teneur en  $\text{CO}_2$  s'accroît de l'entrée vers le fond de la grotte, tandis que le pH diminue; ce qui signifie naturellement que la concentration en ions d'hydrogène devient de plus en plus grande. Les eaux provenant de la glace de sol ont des caractères semblables à ceux des eaux de la glace aérienne bien qu'ils dépendent plus de la composition chimique des boues et de l'air.

Les eaux de fonte de la glace de sublimation et du névé forment un groupe isolé, quant aux propriétés physico-chimiques. Avant tout, elles se caractérisent par une minéralisation très peu élevée, n'atteignant que sporadiquement 50 mg/l. Ces eaux se distinguent entre elles par le pH et la teneur en  $\text{CO}_2$ : la glace de sublimation a un pH peu élevé et est fort chargée en calcaire, tandis que la situation du névé est l'inverse.

Les eaux de la fonte des glaces souterraines, particulièrement celles provenant de la glace de sublimation, sont agressives – voir leur localisation sur la graphique au-dessous de la courbe d'équilibre (Fig. 17). Pour la plupart, elles peuvent toujours dissoudre du calcaire et, dans les conditions normales,

ne sont pas capables à déposer des carbonates. Si l'on prend en considération les propriétés physico-chimiques, elles se placent parmi les eaux de fonte de la neige et les eaux karstiques.

La fréquence de la présence de la glace aérienne dans les formes karstiques souterraines des Tatras a permis une estimation de son influence sur la surface des roches carbonatées. Son activité peut être aussi bien mécanique que chimique.

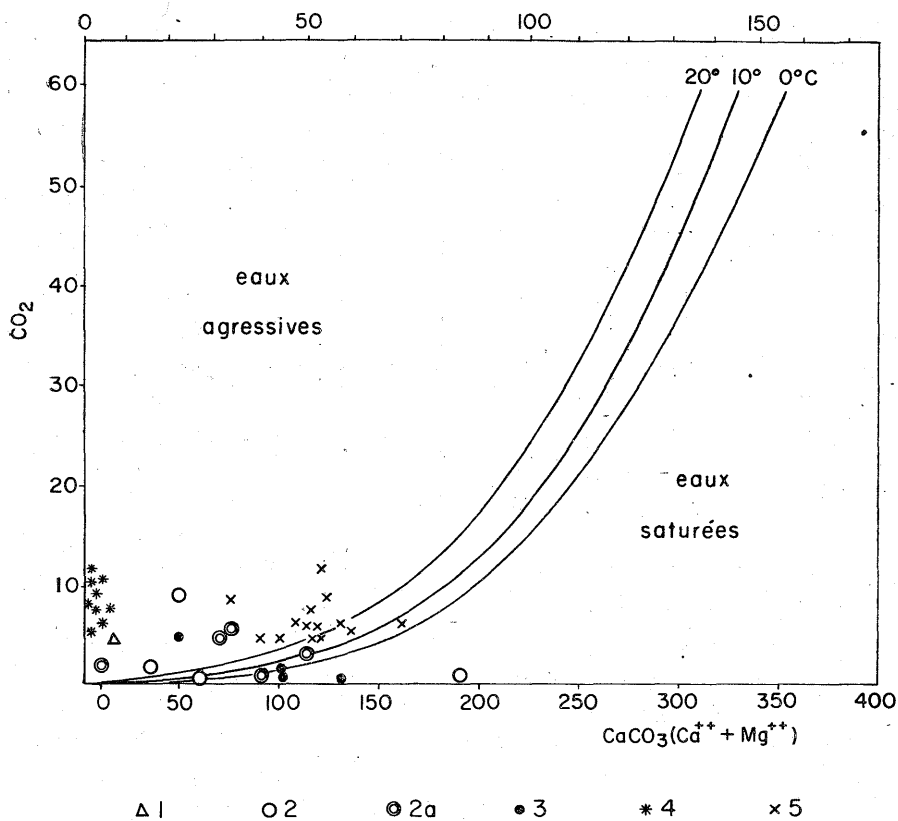


Fig. 17. Activité chimique des eaux de fonte de la glace aérienne des formes karstiques souterraines des Tatras

1. glace de sublimation; 2. stalactites et couverture de glace (2a développées sur les efflorescences de calcite); 3. stalagmite de glace; 4. neige aux environs des grottes; 5. eaux karstiques

Dans les grottes, on a constaté la présence de couvertures de glace dont l'épaisseur oscille de quelques centimètres à plusieurs dizaines. On a constaté que sur la surface rocheuse, au-dessous de la glace, il y a de petites formes anciennes, par exemple des petites cavités de tourbillon („flutes”). Si on y ajoute que la glace couvre de très fragiles efflorescences de calcite et si on

tient compte que les phénomènes mentionnés sont très fréquents, on peut considérer le rôle conservateur de la glace aérienne comme prouvé. Le fait que, sur les roches privées d'une couverture de glace et coupées par un dense réseau de diaclases, les micro-formes de l'ancien relief ainsi que les efflorescences de calcite ne soient pas conservées vient nous confirmer dans l'opinion ci-dessus. Dans ce cas-là, la surface porte des marques d'une active désagrégation mécanique, effectuée avant tout par la glace remplissant les fissures rocheuses.

La genèse des efflorescences de calcite est liée à la présence de la glace aérienne. Généralement, elles se développent en concrétions de plusieurs centimètres de longueur qui se présentent sous forme grenue ou des micro-champignons (Photo 3). Les plus grands ensembles de ces concrétions existent dans des galeries affectées par la zone du micro-climat dynamique, dans la sous-zone glaciaire ainsi que celle de transition. On a trouvé les plus beaux exemples de concrétions aux alentours du puits III de la grotte Czarna (galerie des sols structuraux) et dans la grotte Zimna.

L'observation des efflorescences de calcite a permis d'établir les faits suivants: (1) les grandes surfaces denses en concrétions sont couvertes de croûtes saisonnières de glace ou même de stalactites de glace. On n'a pas observé de la glace de sublimation sur ces surfaces; (2) le nombre de concrétions de calcite détruites est petit, si on le compare à la quantité totale, existant dans les grottes; (3) les concrétions ne peuvent pas être classées parmi celles du type de stalactites – elles se développent sur toutes les surfaces, y compris des parois des grottes, et en coupe, la plupart d'entre elles montrent une structure de pisolithe; (4) les plus grands ensembles d'efflorescences se forment aux endroits à évaporation intense, par exemple dans des rétrécissements des galeries.

Simultanément aux observations citées ci-dessus, en comparant les eaux de fonte de la glace couvrant des efflorescences de calcite aux eaux vadoses dont la glace s'est formée, on constate une minéralisation moins élevée des premières. Cependant, on a observé des eaux de fonte neutres ou presque et capables, à condition d'un changement microclimatique peu sensible, d'être saturées en calcite.

Les observations citées suggèrent que les processus suivants jouent un rôle prépondérant dans la concentration en calcite: (1) la saturation en calcite effectuée au moment de la congélation des eaux vadoses (à minéralisation élevée, bien qu'elle soit inférieure à l'état d'équilibre). Le phénomène de la saturation en sels au moment de la congélation de l'eau a été noté par de nombreux auteurs et récemment, il a été observé dans les lacs du barrage sur la Kama (Pietcherkin, Burmatova, 1964); (2) la minéralisation des eaux de fonte de la glace devient plus élevée en résultat de l'évaporation superficielle de l'eau ainsi que de la glace. Par exemple, dans la grotte Czarna au mois

de février 1969, dans une zone aux efflorescences de calcite très remarquables, l'humidité de l'air n'était que de 50%. Dans la grotte Zimna, aux endroits où il y a de grands entassements de concrétions, l'évaporation a atteint 3,7 et 7,5 mm par jour – on a fait les mesures dans un évaporomètre de Piche (Pulina, 1962); (3) l'évaporation de l'eau percolant grâce à la gravité sur les efflorescences de calcite.

Les faits présentés permettent de conclure que la genèse des efflorescences de calcite est due à la formation de la glace des eaux vadoses, dans la zone dynamique. La conclusion est d'une importance générale – elle admet la formation des concrétions de calcite dans une température inférieure à 5°C, considérée alors comme la limite de la cristallisation du calcite dans les grottes. Il faut pourtant souligner la petite extension du phénomène ci-dessus dans les grottes des Tatras, surtout en comparaison à la fréquence des couvertures de précipitations de calcite „normales” dans les Tatras Bielanskie et Basses

#### CONCLUSIONS

Les processus cryogènes actuels sont un phénomène courant dans les formes karstiques souterraines des Tatras. On les trouve dans les zones dynamiques affectant les galeries antérieures des grottes jusqu'à la profondeur de 0,5 km de la surface et possédant des conditions extrêmement favorables pour leur développement. Les plus importants sont: (1) un micro-climat proche du climat périglaciaire, ayant pour conséquence l'existence d'un sol gelé saisonnier ou de plusieurs années consécutives, (2) la grande humidité des grottes, (3) une hétérométrie des boues tapissant le fond des grottes, (4) l'absence de couvert végétal.

Les principaux agents de la formation du micro-relief de grottes sont la glace et l'eau de fonte. La glace se forme lors de plusieurs cycles de gel par an, une vingtaine au maximum. Dans les conditions existantes, elle a toute possibilité pour un développement complet.

Les effets de l'activité morphologique de la glace, conditionnés par sa genèse et sa structure cristallographique, sont une conséquence de processus physiques et chimiques. Parmi ces processus physiques, couramment répartis, il faut citer: (1) la désagrégation classique par le gel en résultat d'un éclatement des fissures de roche, effectué avant tout par la glace compacte; (2) la déformation de la surface des boues et la cryoségrégation, phénomènes dus principalement à l'activité de la glace de piprake; (3) l'activité d'érosion et de transport des eaux de fonte de glace. Les cônes d'ébouils, les couvertures de débris et de matériaux hétérométriques (des débris à matrice argileuse), les formes de ségrégation, y compris les sols de pavage et les sols structuraux ainsi

que les formes de congélifluxion – guirlandes et loupes de solifluxion – résultent tous de l'activité des processus mentionnés ci-dessus (1–3). Les couvertures cryogènes sont localement coupées par des ruisseaux temporaires formés par les eaux de fonte.

L'activité chimique de la glace se fait remarquer par deux processus opposés, c'est à dire: (1) par la corrosion des eaux de fonte de glace, surtout si elles sont peu minéralisées et (2) par la précipitation de carbonate de calcium due à la congélation des eaux vadoses ou à un accroissement de la minéralisation des eaux par l'évaporation. L'activité chimique de la glace donne donc des micro-formes de corrosion (rigoles) ou localement une dissolution des couvertures de débris, et, à l'opposé, des petites concrétions de calcite.

Dans le bilan des processus cryogènes actuels des formes karstiques souterraines des Tatras, l'accumulation joue un rôle prépondérant. En résultat de la formation des couvertures de débris homogènes et à matrice fine, ainsi que de l'entassement de la neige de névé et de la glace aérienne, l'épaisseur des boues s'accroît. On a donc un comblement progressif des cavités par ces boues.

Les processus de gel jouent un certain rôle dans la formation du micro-relief des grottes; et cela ne se manifeste pas seulement dans les effets de leur activité actuelle, mais également par la présence d'épaisses couvertures cryogéniques du Pléistocène, très courantes dans la sous-zone du micro-climat statique dans laquelle les températures inférieures à zéro n'existent plus actuellement. Le problème des couvertures pléistocènes et jusqu'à présent peu éclairci.

Contrairement à ce qui se passe à la surface, on ne constate pas de différences nettes dans les formes de gel suivant l'altitude des réseaux souterrains où on les trouve (de 1000 à 2000 m). Dans la partie la plus élevée, on observe une prépondérance de formes karstiques au sol gelé durant plusieurs années mais, puisque ce ne sont que les gouffres, on pense qu'il faut lier la présence du permafrost à leur allongement vertical ainsi qu'au caractère spécifique du microclimat. Par contre, dans tous les grottes examinées, on observe une zonation horizontale bien distincte et, par exemple, la sous-zone glaciaire des grottes correspond à la zone périglaciaire de la surface. L'étagement des grottes influence l'extension de la sous-zone glaciaire qui est naturellement plus importante dans les formes plus élevées.

Les formes cryogènes reconnues dans les grottes des Tatras paraissent identiques à celles de la surface, bien qu'elles soient formées dans les conditions spécifiques du milieu souterrain. Cette phrase, écrite par A. Jahn (1958) est donc toujours d'actualité: „... les principaux types de formes du micro-relief périglaciaire des Tatras sont déjà connus. L'étude de la répartition de ces formes ainsi que de la limite inférieure de leur développement devient la tâche principale...”.

Les observations effectuées dans les autres montagnes, en particulier dans le Caucase Ouest, les Préalpes françaises et les Alpes Sud du calcaire, ont confirmé ces conclusions sur les Tatras. Dans les montagnes citées, de même que dans les Tatras, les processus de gel se développent dans les couvertures des débris homogènes et celles de débris à matrice fine des zones dynamiques des grottes. Alors, on peut constater que les phénomènes cryogènes des grottes des Tatras représentent le périglaciaire du type souterrain, toujours très actif dans les formes karstiques alpines. En conclusion, les études détaillées des micro-formes cryogènes effectuées dans les grottes des Tatras ouvrent des possibilités pour des travaux expérimentaux et de comparaison, ce qui peut éclaircir le mécanisme de certains phénomènes périglaciaires fossiles rencontrés en Pologne (Dylik, Chmielewska, Chmielewski, 1954).

*Traduction de K. Turkowska*

#### Bibliographie

- Baranowski, S., 1968 – Termika tundry peryglacialnej SW Spitsbergenu (summary: The thermic conditions of the periglacial tundra in SW Spitsbergen). *Acta Univ. Wratislav.* no. 68, *Studia Geogr.*, 10.
- Czepe, Z., 1961 – Roczny przebieg mrozowych ruchów gruntu w Hornsundzie, Spitsbergen, 1957–1958 (summary: Annual course of frost ground movements at Hornsund – Spitsbergen – 1957–1958). *Zeszyty Nauk. U. J., Prace Geogr.*, 3.
- Dobrowolski, A. B., 1923 – Historia naturalna lodu (Histoire naturelle de la glace). Warszawa.
- Dylik, J., Chmielewska, M., Chmielewski, W., 1954 – Etude des dépôts de la grotte au lieu dit „Dziadowa Skała”. *Biuletyn Peryglacialny*, no. 1.
- Gerlach, T., 1959 – Lód włóknisty i jego rola w przemieszczaniu pokrywy zwietrzelinowej w Tatrach (summary: Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mountains). *Przegl. Geogr.*, t. 31.
- Grześkowiak, M., 1962 – Współczesne procesy morfologiczne zachodzące w strefie mikroklimatu dynamicznego jaskini Zimnej (Actions morphologiques actuelles se manifestant dans la zone du microclimat dynamique de la grotte Zimna). Manuscript, Wrocław.
- Jahn, A., 1958 – Periglacial microrelief of the Tatras and Babia Góra. *Biuletyn Peryglacialny* no. 6.
- Jahn, A., 1963 – Origin and development of patterned ground in Spitsbergen. *Proc. Permafrost Intern. Conf., Lafayette, Indiana.*
- Kowalski, K., 1954 – Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne). T. 3. Warszawa.
- Petcherkin, I. A., Burmatova, E. A., 1964 – O gidrologii Iida kamskich vodokhranilitch (Sur l'hydrologie des bassin de la rétention de la Kama). *Khimitscheskaya Geog. i Gidrokhimiya*, 3/4; Perm.



- Pulina, M., 1962a – Uwagi o mikroklimacie jaskini Zimnej (Tatry Zachodnie) na podstawie obserwacji przeprowadzonych w latach 1958–1961 (summary: Remarks on the microclimate of the Zimna Cave – Western Tatras – based on observations made in years 1958–1961). *Speleologia*, t. 2.
- Pulina, M., 1962b – Jaskinia Śnieżna w Tatrach Zachodnich (summary: Snow cave in Western Tatra Massif). *Czas. Geogr.*, t. 33.
- Pulina, M., 1968a – Termika vozdukh v pechtcherakh polskich Tatr (Air temperature in caves of the Polish Tatra Mts.). *Actes du IV<sup>e</sup> Congress Intern. Spéléol. en Yougoslavie*, t. 3, Ljubljana.
- Pulina, M., 1968b – Gleby poligonalne w jaskini Czarnej, Tatry Zachodnie (Les sols polygonaux dans la grotte Czarna – les Tatras Occidentales). *Speleologia*, t. 3.
- Rudnicki, J., 1967 – Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich (summary: Origin and age of the Western Tatra Caves). *Acta Geol. Polonica*, t. 17.
- Sekyra, J., 1954 – K otázce recentnosti strukturních půd (On the recent origin of structural soils). *Věstník Úst. Úst. Geol.*, 29.
- Sekyra, J., 1956 – Kryopedologické pozorování na jižních svazích Vysokých Tater (summary: Cryopedological observations on the southern slopes of the Vysoké Tatry). *Anthropozoikum*, t. 5; Praha.
- Schumsky, P. A., 1964 – Principles of structural glaciology. New York.
- Zwoliński, S. 1955 – Tatrzański rejon jaskiniowy (La region des cavernes de Tatras). *Światowid*, 21; Warszawa.