

Josef Sekyra *

Prague

LA CARTE PERIGLACIAIRE DU MASSIF BOHEMIEN

Sommaire

La Commission Périglaciaire s'est chargée de relever la carte périglaciaire du monde; j'ai essayé de contribuer au contenu de la carte et à la méthode de représentation en me consacrant à l'élaboration cartographique des phénomènes périglaciaires d'un certain ensemble naturel.

Afin de dresser la carte périglaciaire du monde on a choisi la région du Massif Bohémien à cause de la variété géologique et géomorphologique du terrain (une brève esquisse géologique et géomorphologique de la région).

Il fallait choisir la carte topographique à laquelle devaient être reportés les symboles indiquant les phénomènes cryopédologiques à fin de démontrer le mieux les dépendances des phénomènes cryopédologiques de la structure du terrain. Puisque la stratigraphie du Quaternaire du Massif Bohémien dont les résultats aident à ranger les phénomènes périglaciaires est basée sur la superposition des alluvions disposées en terrasses et des sédiments éoliens, on a délimité sur la carte les aires typiques de ces sédiments. Dans le Massif Bohémien les alluvions disposées en terrasses se sont développées depuis le Néogène à travers le stade de Danube jusqu'au Pléistocène supérieur; elles sont pour la plupart morphologiquement bien marquées. Les sédiments éoliens sont représentés dans cette région en faciès les plus divers (en partant de sables dunaires à travers des sédiments de transition aux loess et aux sédiments fluvio- ou nivéo-éoliens, rythmiquement stratifiés). Parmi les sédiments quaternaires on a discerné les formations colluviales assez épaisses du côté NE (froid) et les sédiments glaciogènes (n'occupant qu'une petite région car le glacier continental n'atteignit le territoire du Massif Bohémien que par des langues émissaires et les glaciers de montagne étaient de moindres dimensions).

Les sédiments quaternaires sont indiqués à part. Le relief est représenté par les nuances et mis en évidence par le réseau des fleuves.

La carte montre en même temps la repartition des éolylptolites, la limite méridionale de glacier continental, la glaciectonique dans la portée du glacier continental, etc.

Après l'étude du terrain et le choix de la carte topographique les phénomènes cryopédologiques suivants ont été reportés sur la carte:

1. phénomènes cryopédologiques causés par la congélifraction (par exemple la congélifraction sur des affleurements des roches compactes — fentes de roches, champs de pierres, cirques et pseudocirques),
2. phénomènes cryopédologiques causés par la différenciation des matériaux hétérogènes produite par l'action de la régulation (sols polygonaux, sols striés et les formes intermédiaires de ces phénomènes) et les phénomènes dus à l'action de la végétation,
3. phénomènes rencontrés pour la plupart dans les coupes (les plus fréquents dans la région du Massif Bohémien): fentes en coin, cryoturbation (in. s. involution), structures de solifluxion, phénomènes cryotectoniques et les phénomènes causés par la solifluxion comme, par exemple, terrasses de blocaille, blocs rocheux déplacés, etc.

L'auteur s'est efforcé de dresser la carte périglaciaire d'un certain ensemble naturel de la Tchécoslovaquie plutôt comme base de travail que comme résultat achevé et intangible, découlant de l'expérience acquise chez nous. La recherche de méthodes et de critères de représentation con-

* Ustřední Ústav Geologický (Service Géologique de Tchécoslovaquie), Praha 1, Malostranské nám. 19.

venables, d'après lesquels il faut choisir le contenu de la carte, continue de rester une tâche ardue.

En dépit d'une certaine unité de la structure géologique brute, le Massif Bohémien est très varié dans les détails, ce qui se reflète particulièrement dans les rapports géomorphologiques. Ce territoire fut choisi pour l'établissement de la carte périglaciaire d'une part en raison de cette diversité, d'autre part parce que les phénomènes cryopédologiques (surtout fossiles) sont développés d'une façon bien plus typique que dans la deuxième région naturelle de la Tchécoslovaquie — à savoir le système carpatique.

Le Massif Bohémien occupe la partie occidentale de la Tchécoslovaquie (la Bohême et une partie de la Moravie); c'est un vieux cratogène, constitué par les restes du plissement hercynien. Il se compose des roches cristallines et sédimentaires les plus variées du Pré-Cambrien et du Paléozoïque. A l'ère mésozoïque une mer crétacée envahit la partie septentrionale du Massif Bohémien et elle y laissa des sédiments déposés presque horizontalement. Au cours des étapes géologiques ultérieures le Massif Bohémien fut raboté, par la dénudation et il présente une pénéplaine typique. Cet ensemble résista au plissement alpin du Tertiaire, mais les zones montagneuses qui se plissaient dans les alentours exercèrent une telle pression que cratogène du Massif Bohémien fut disloqué en blocs qui par glissement ou relèvement occupèrent les positions mutuelles les plus variées. C'est ainsi que le plissement alpin imprima indirectement son caractère morphologique final au Massif Bohémien en bordure duquel furent soulevées des chaînes de montagnes formant en grande partie des frontières naturelles de la Tchécoslovaquie. La plus élevée de ces chaînes de montagnes atteint une altitude de 1603 m. Dans les régions d'abaissement il y eut au Tertiaire une sédimentation de roches psamitiques et pélitiques avec couches carbonifères. Le centre du Massif Bohémien a conservé la caractère d'une contrée montueuse réduite en pénéplaine dont l'altitude varie en moyenne entre 350 et 600 m.

La dislocation du Massif Bohémien en blocs de différentes altitudes ranima l'érosion fluviale, les processus de dégradation et en général l'activité de dénudation. Les formes aigües naissant de l'érosion sont amollies par les processus d'altération et par la sédimentation fluviale et éolienne; elles sont transformées par l'action des glaciers et les divers processus de cryoplanation à l'époque du climat périglaciaire, à la portée duquel le Massif Bohémien s'est trouvé durant tout le Pléistocène. Le glacier continental s'est arrêté sur la bordure septentrionale des montagnes frontières et il ne s'étendit sur le territoire de la Tchécoslovaquie que sous forme de lobes insignifiants à l'époque de la glaciation de Mindel (Elster) et de Riss (Saale).

Pour que les marques périglaciaires ne soient pas portées sur la carte sans rapport avec la base sur laquelle les phénomènes cryopédologiques se sont développés, il a fallu avant tout délimiter les régions de sédiments dans lesquels nous rencontrons les phénomènes périglaciaires; d'après leur superposition on arrive chez nous à la classification chronologique des phénomènes périglaciaires. Je vais mentionner brièvement ces sédiments.

Les alluvions fluviales — sables et graviers en terrasses — sont indiquées sur la carte schématiquement; on y a en effet délimité les zones de l'étendue supposée des sédiments en terrasses, c'est-à-dire les zones dans lesquelles nous trouvons aujourd'hui les restes des terrasses. Les alluvions maximales sont liées aux territoires caractérisés par une tendance à l'abaissement. Les terrasses sont chez nous pour la plupart très nettes du point de vue morphologique et présentent des formes complètement évoluées. Par endroits on peut reconstituer le creusement progressif du lit, depuis les niveaux miocènes jusqu'au Pléistocène le plus récent. Ceci concerne même les terrasses qu'on rencontre en dehors des zones d'accumulation indiquées, moins bien conservées sur les versants de vallées. Parmi les phénomènes cryopédologiques que l'on rencontre le plus fréquemment sur les terrasses figurent les fentes en coin et les cryoturbations. Mais sur les terrasses de l'âge W_2 — W_3 on n'a trouvé nulle part de phénomènes de ce genre, tandis que sur les terrasses plus anciennes ils sont bien développés, par endroits en évolutions polygénique.

Les sédiments éoliens se trouvent sur le territoire du Massif Bohémien dans les transitions faciales les plus variées: du sable déposé par le vent jusqu'aux loess typiques. Sur la carte on a indiqué les régions dunaires de sables éoliens et les régions d'accumulations plus puissantes de loess et de dépôts loessiques (*Lösslehm*). Les sables éoliens ont été en majeure partie enlevés par le vent aux terrasses d'accumulation. D'après les trouvailles archéologiques, d'après l'alternance des sols fossiles et d'après la présence des fentes en coin aux sommets des dunes on peut penser que les sables éoliens sont pour la plupart d'âge néopléistocène (W_2 — W_3). Les dépôts loessiques se sont accumulés exactement comme les sables éoliens, dans les régions de plaines basses. S'ils se trouvent dans un terrain à une énergie considérable de relief, ils sont développés sous forme d'épaisses couvertures sur les versants. Les couvertures loessiques ne dépassent pas d'ordinaire l'altitude de 300 mètres.

Les loess et les sables éoliens constituent des phénomènes cryopédologiques restant en rapport très étroit. Les phénomènes cryopédologiques dans les sédiments éoliens sont bien conservés; surtout les détails de texture y sont très évidents. Ces sédiments forment le remplissage des formes

les plus diverses de fissures dues au gel. Les fentes en coin et les involutions sont ici les phénomènes les plus fréquents. D'après les analyses de certains profils on peut attribuer la formation des fentes en coin à la période précédant la phase éolienne des stades glaciaires ou on peut la placer au début de cette phase. La solifluxion très intense a toujours précédé la phase éolienne; la plupart du temps elle a même précédé la formation de fentes en coin.

Dans les régions d'altitude élevée (350 à 750 mètres au-dessus du niveau de la mer) nous ne trouvons pas de sédiments éoliens en évolution typique. Les sédiments éoliens se composent ici d'un matériau plus grossier et plus varié, enlevé par le vent aux dépôts voisins (ce qu'on appelle le *loess des collines*) ou bien ils contiennent des veines de sédiments de pente (de solifluxion, de ruissellement et autres). Au contraire, dans les sédiments colluviaux on peut en bien des endroits prouver la présence d'apports éoliens. Le trait caractéristique pour ces sédiments est leur dépositions prédominante sur les pentes exposées vers l'est et leur litage périodique fréquent. Du point de vue génétique on peut définir ces sédiments comme nivéo-éoliens, fluvio-colluviaux, colluvio-éoliens et autres. Il semble que la conservation de ces formations meilleure sur les pentes „ubac" ait été possible pendant la période périglaciaire à cause de la solifluxion minimale sur ces pentes (sur les pentes „adret" les sédiments ont été enlevés par une solifluxion intense). Leur genèse n'est pas encore tout à fait claire. Le fait qu'il ne s'agit pas de sédiments de pente normaux est attesté par la stratification convexe, l'alternance des horizons de sols fossiles parallèles à la surface d'accumulation, l'éolisation des roches dures au voisinage de ces sédiments, le contenu de matériaux de calibre différent, de triage minutieux de certaines couches, démontré par des analyses mécaniques, etc. Par suite de la faible étendue de ces sédiments, il n'a pas été possible d'envisager la représentation de leur limites superficielles sur la carte à l'échelle choisie. C'est pourquoi je me suis contenté de porter sur la carte les lieux de leur présence sur les pentes où l'on trouve dans ces sédiments la plupart des briqueteries fondées par les hommes.

Dans la carte, l'attention est attirée sur les régions de déflation pléistocènes par la mention des trouvailles d'éologlyptolithes.

Les dépôts du glacier continental ne se manifestent dans la partie septentrionale du Massif Bohémien que sous forme de lobes. Du rapport entre ces sédiments et les sédiments fluviaux et éoliens, nous déduisons que le glacier continental a couvert pour la dernière fois le territoire de la Tchécoslovaquie à l'époque de la glaciation Riss (Saale). La glaciation Mindel (Elster), plus ancienne, n'est documentée que par des restes de moraines terminales. La limite des sédiments glaciogènes, glaci-

fluviaux et glacilacustres coïncide dans la carte avec la limite méridionale du glacier continental.

Les phénomènes cryopédologiques sont avant tout liés dans cette région aux sédiments glacifluviaux et glacilacustres et l'on trouve ici représentées toutes les sortes de phénomènes typiques pour la région de la glaciation balte.

Les sédiments glacigènes des glaciers de montagnes — les remparts morainiques, n'ont laissé que des vestiges insignifiants. La plupart des moraines préwurmiennes ont été complètement détruites. En raison de leur étendue insignifiante, elles ne sont pas indiquées séparément sur la carte. On peut les rencontrer dans les régions montagneuses à une altitude de plus de 1000 m.

Outre les régions des sédiments indiqués, on observe des phénomènes cryopédologiques dans les dépôts colluviaux développés dans tous les types de roches les plus diverses du pays. Sur la carte, on ne leur a pas réservé de place particulière. Au moyen de signes on a porté sur la carte les sédiments déposés au pied des montagnes sous l'action combinée du transport fluvial et de la solifluxion.

A côté des sédiments liés à l'action du climat périglaciaire, on a désigné sur la carte les régions de montagne où se sont conservées les traces de la glaciation de montagne et — sur les plateaux extraglaciaux — les phénomènes cryopédologiques de surface (sols polygonaux, sols striés, thufurs et autres). Le relief du Massif Bohémien est souligné par l'isohypse de 750 m et de 1000 m. De 750 m parce qu'à partir de cette altitude on ne rencontre plus d'accumulations importantes de sédiments pléistocènes; on y voit prédominer les sédiments colluviaux dont l'âge ne peut être toujours déterminé avec précision. De 100 m parce qu'à partir de cette altitude le terrain a subi le remaniement glaciaire. La division naturelle de la région est due au réseau hydrographique.

C'est sur la base ainsi choisie que l'on a indiqué les signes de tous les phénomènes cryopédologiques se rencontrant sur le territoire du Massif Bohémien. (La clef de ces signes a été mise au point en 1952.)

Nous retrouvons les traces de la désagrégation pléistocène par le gel (gélivation) principalement dans les altitudes élevées, sur les roches résistantes comme les quartzites, les lydites, les basaltes, les granites et autres. La congélifraction a modelé les affleurements de roches en forme de châteaux mentionnés dans littérature américaine comme *tors*. Chez nous on rencontre ces formes partout sur les terrains plats des sommets des montagnes frontières. En bordure de ces plateaux on rencontre des affleurements des roches modelées par le gel avec des pentes verticales sur lesquelles

les descendent souvent des champs de pierres. De même, en bordure des plateaux culminant il s'est formé au pléistocène des cirques et des verrous de vallée sous forme de cirque, tandis que l'action de la congélifraction fut renforcée par l'imbibition de la roche désagrégée d'eau provenant de la fonte des glaciers ou de névé, ou même d'eau de source. Nous avons de beaux exemples de ces verrous de vallée en forme de cirques de vallée, dépendant du réseau hydrographique, dans deux chaînes les plus hautes du Massif Bohémien — dans les Monts Krkonoše et dans le Hrubý Jaseník. Nous rencontrons cependant des cirques embryonnaires également dans les régions plus basses, de même que différentes phases de la gélivation des roches.

Dans les régions montagneuses du Massif Bohémien, un remaniement détaillé du relief, dû à des processus de régélation s'est conservé jusqu'à nos jours. Ce sont de différents sols triés par le gel, des sols polygonaux et striés avec toutes les formes transitoires. On les rencontre chez nous à une altitude dépassant 1300 m, sur les plateaux culminants qui représentent les vestiges de la pénéplaine originelle. Les sols triés par le gel sont fossiles dans la région du Massif Bohémien. C'est ce qu'atteste leur présence uniquement sur un relief extraglaciaire, la stabilisation des blocs placés sur l'arête, la couverture végétale dense (parfois ces phénomènes ne se retrouvent qu'après l'enlèvement du gazon), et les conditions climatiques actuelles, dans lesquelles les processus de régélation ne se déroulent pas assez intensément pour provoquer une différenciation parfaite du matériel. A proximité des sols structuraux on trouve d'ordinaire des formes de sols modelés par le gel, développés par suite de l'action conjointe de la végétation (appelés par C. Troll *sols texturaux*). L'exemple le plus typique des ces formes est fourni chez nous par les *thufurs*. Le type pédologique podzolien est parfaitement développé sur les formes structurales et texturales (d'après W. L. Kubiena *l'humus-ironpodzol*).

Sur les plateaux légèrement inclinés le groupe de ces phénomènes glaciaires de surface est accompagné de blocs déplacés par solifluxion avec bourrelets retroussés devant et un sillon laissé derrière eux.

En comparaison de phénomènes superficiels dûs au gel, se rencontrant en majeure partie dans les régions de montagne et n'ayant d'ordinaire aucune valeur stratigraphique, nous rencontrons, dans les carrières des basses plaines des phénomènes cryopédologiques qui, au contraire, sont souvent un indice stratigraphique important. Ce sont avant tout les fentes en coin fossiles, les involutions et les structures de solifluxion.

Les fentes en coin se développent le mieux dans les endroits où le dépôt dans lequel elles se sont formées est couvert d'une série à grain différent, formant en même temps le remplissage des fentes. Les fentes en coin formées dans les dépôts argileux, avec remplissage de matériaux éoliens, ont d'ordinaire une partie cunéiforme à fond aigu, tandis que les fentes en coin développées dans les formations à gros grain, ou bien les fentes ayant le remplissage des matériaux graveleux, sont différemment courbées et se terminent d'ordinaire en forme émoussée. Dans le plan horizontal on remarque presque toujours que les fentes en coin forment un réseau polygonal à un diamètre des polygones de 5 à 10 m. Outre les fentes en coin atteignant une profondeur de 1,5 à 2 m, on rencontre par endroits de puissantes fentes d'une profondeur de 3 à 4 m, formant des systèmes de polygones dont le diamètre atteint des dizaines de mètres. Ces fentes en coin à fond émoussé, sont génétiquement liées au permafrost et se trouvent d'ordinaire sur les terrasses Mindéliennes et plus anciennes. Les fentes en coin pas plus profondes que 0,75 m, sont soit des restes dénudées de fentes plus profondes, soit il s'agit de fentes du postglaciaire (tout au plus de la période du Dryas). En se basant sur l'étude du remplissage des fentes en coin on peut attribuer la formation des fentes au maximum de la glaciation (Pléniglaciaire). Elles ne sont pas détruites d'ordinaire par la solifluxion.

A côté des fentes en coin, le phénomène cryopédologique le plus répandu dans les plaines basses est représenté par les cryoturbations, mentionnées aussi dans la littérature comme *involutions*. Elles sont développées le mieux dans les matériaux contrastant par le grain ou par la teinte. Les involutions sont par endroits percées par des fentes en coin, ce qui prouve leur ancienneté relative (l'auteur les range dans la phase anaglaciaire).

A côté des cryoturbations, on rencontre souvent des phénomènes microcryotectoniques. La macrocryotectonique a été détectée chez nous à des profondeurs allant jusqu'à 10 m; avant que ces phénomènes ne fussent judicieusement expliqués, on a considéré cette profonde perturbation comme liée aux sédiments pélitiques et psamitiques d'un bassin; on l'a définie comme jeune perturbation tectonique radiale.

Les structures de solifluxion qui, d'après les analyses de bien des profils, se sont développées lors de la phase anaglaciaire des stades (donc avant la phase pléniglaciaire à laquelle on attribue la sédimentation éolienne). Les structures qui se sont conservées proviennent pour la plupart des derniers stades; les horizons plus anciens de solifluxion ont été enlevés par les processus d'érosion pendant les glaciations antérieures. Les horizons de solifluxion ont une texture soit de turbulence, soit laminaire.

La texture de turbulence est typique pour les pentes ayant une surface inclinée; la solifluxion à texture en feuilles, laminaire, s'est développée du glissement d'un matériau fin sur une pente insensible, de sorte que les perturbations des couches ne se sont pas produites.

Sur le territoire du Massif Bohémien les processus de solifluxion sont devenus un agent de remaniement considérablement efficace. Ils ont transporté des quantités de matériaux dans les vallées, de sorte que les pentes à régulation intensive sont dépourvues presque totalement de couverture de débris. Dans les conditions favorables se sont développées des vallées dissymétriques typiques, et de courtes vallées en berceau (vallées sèches), sans sédiments fluviaux, appelés *Dellen* dans la littérature allemande, dans la littérature polonaise *niecki korazyjne*.

En étudiant la carte périglaciaire du Massif Bohémien, on y peut remarquer certaines coïncidences.

De la repartition des formes des sols modelés par le gel on peut conclure que:

1. la zone périglaciaire englobait le Massif Bohémien tout entier;
2. l'intensité de l'action du gel décroissait progressivement en s'éloignant du front de l'ancien glacier continental;
3. les phénomènes cryopédologiques superficiels sont liés aux plateaux extraglaciaires de montagnes;
4. les phénomènes cryopédologiques:
 - a. les fentes en coin sont liées surtout aux plaines basses,
 - b. les structures de cryoturbation (par exemple involutions) dépendent des matériaux, c'est-à-dire se développent particulièrement dans les matériaux du calibre hétérogène des grains (argile-sable, argile-gravier, gravier-sable etc.),
 - c. les structures de solifluxion se trouvent presque partout; elles présentent des types les plus différents quant au degré de développement.

La repartition des dépôts pléistocènes prouve que:

1. les accumulations considérables des dépôts fluviaux sont liées aux territoires jeunes d'abaissement tectonique (pour la plupart les bassins tertiaires, les terrains synclinaux crétacés, etc.);
2. les dépôts éoliens:
 - a. repartition des loess est influencée surtout par l'altitude (ne dépassant pas généralement l'isohypse de 350 m),
 - b. les régions de dunes sont liées surtout aux terrasses du Pléistocène supérieur (surtout Wurm I). D'après la morphologie des dunes, des analyses granulométriques et lithologiques des sables éoliens on peut conclure que les vents de l'ouest prédominaient;

3. les accumulations assez épaisses de dépôts éoliens ou des dépôts nivéo-éoliens (ou colluvio-éoliens) dans la partie NE sont bornées du point de vue de l'altitude par la limite supérieure du loess typique (ca 350 m) et la limite supérieure de la sédimentation éolienne en général (ca 750 m);

4. des alluvions proluviales assez vastes (indiquées par symbole) se développent en général en bordure des régions tectoniquement jeunes avec une tendance vers l'abaissement.

De la repartition de quelques formes géomorphologiques on peut conclure que:

1. en se basant sur l'existence des cirques on peut indiquer plus précisément l'étendue de la glaciation des montagnes;

2. le modelé périglaciaire qui est en connection avec l'origine des cirques embryonnaires (pseudocirques) ne dépasse pas comme limite inférieure l'altitude ca 450 m;

3. la fréquence des carrières montrant un remaniement causé par le gel, des champs de pierres, etc., ne dépend pas de l'altitude mais de la composition lithologique.

La littérature concernant les problèmes traités dans le texte est citée complètement dans l'ouvrage: J. Sekyra — Působení mrazu na půdu — kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR (summary: Frost action on the ground — cryopedology, Czechoslovakia). *Geotechnica*, 27, Prague 1960.

DISCUSSION

M. A. Cailleux: M. Sekyra nous a dit qu'en Bohême les loess ne dépassent pas l'altitude de 350 mètres. Pourrait-il nous expliquer pourquoi les loess typiques s'observent au-dessous, et pas au-dessus, ou rarement?

M. K. K. Markov: La limite supérieure des loess dans les régions sèches de l'U.R.S.S. est beaucoup plus haute qu'en Europe et au Pamir; elle monte jusqu'à 4000 m. Les savants russes pensent que les loess de l'Asie ne sont pas éoliens.

M. H. Mensching: Die „Obergrenze“ der Lössablagerung in 300 m Höhe ist besser zu deuten als eine Untergrenze der Umlagerung des Löss durch solifluidale Erscheinungen wie es Herr Dylik sagt. Solifluktionsgrenze ist eine humide Grenze, die zum Trockengebiet ansteigen muss.

M. K. Wiche: Im österreichischen Anteil des Böhmisches Massivs gibt es Löss bis zu einer Höhe von 600 m. In allen Höhenlagen kann man ungeschichtete und geschichtete Löss beobachten.

M. A. Cailleux: M. Wiche signale qu'en Autriche, les loess montent jusque vers 600 m. M. Markov en a observé au Pamir à 4000 m.

M. J. Sekyra, dans sa réponse, a invoqué entre autres le fait que le matériel des loess est souvent repris de matériel alluvial, fluvial. J'ai signalé le même fait en 1934 dans le quaternaire des environs de Strasbourg, puis je l'ai observé en 1959 en Islande. Dans l'ensemble de la France, ce n'est pas un hasard si les gisements classiques, et les loess épais, se trouvent tous au voisinage immédiat de grands fleuves: Rhin à Hangenbieten, Somme à Amiens, Seine près de Villejuif et d'Oissel, Rhône près de Lyon et de Valence. Des cartes détaillées de l'épaisseur des loess sont en cours de levé aux environs de Paris.



photo de M. Prosová-Sekyrová

Photo 1. Congélifraction fossile et subfossile sur les quartzites (Dévonien) près de Pecný (1312 m), Hrubý Jeseník Mt.



photo de J. Sekyřa

Photo 2. Sols polygonaux. Luční Hora (1555 m), Krkonoše Mt.

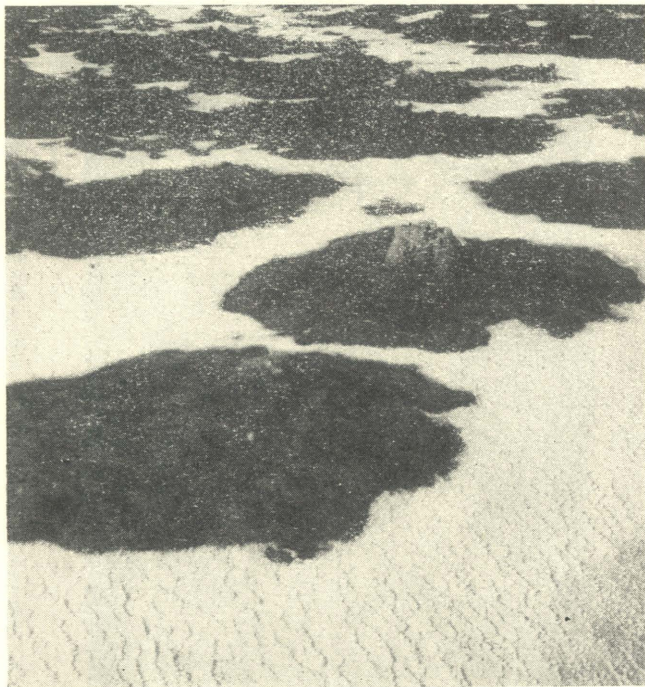


photo de M. Prosová-Sekyrová

Photo 3. Sols polygonaux couverts de végétation. Máj (1381 m), Hrubý Jeseník Mt.



photo de M. Prosová -Sekyrová

Photo 4. Sols striés couverts de végétation. Praděd (1490 m)



photo de J. Sekyra

Photo 5.



photo de J. Sekyra

Photo 6.

Gélivation des gréseux marno-calcaires avec le sable éolien. Čestice sur Orlicí

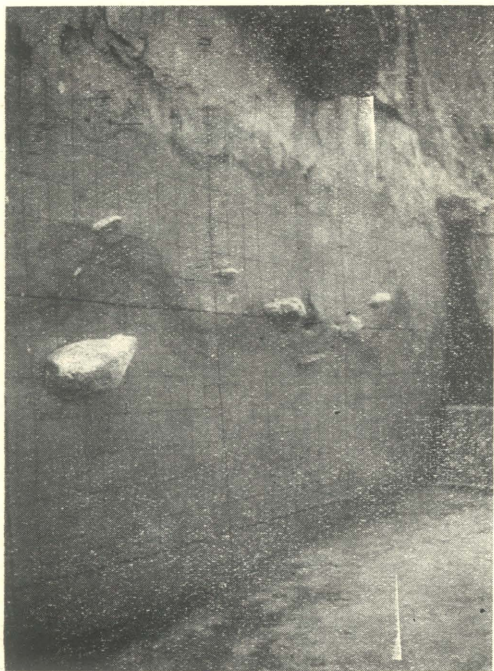


photo de J. Sekyra

Photo 7. Structures de solifluxion dans les sédiments loessiques avec l'industrie de silex (Moustérien). Předmostí près de Přerov



photo de J. Sekyra

Photo 8. Cryoturbations (involutions) dans les sables et graviers de Riss — terrasse. Nebanice sur Ohří



Photo 9.



Photo 10.



Photo 11.

photo de J. Sekyra

Sables éoliens à litage périodique avec la fente en coin. Travčice, Bohême centrale

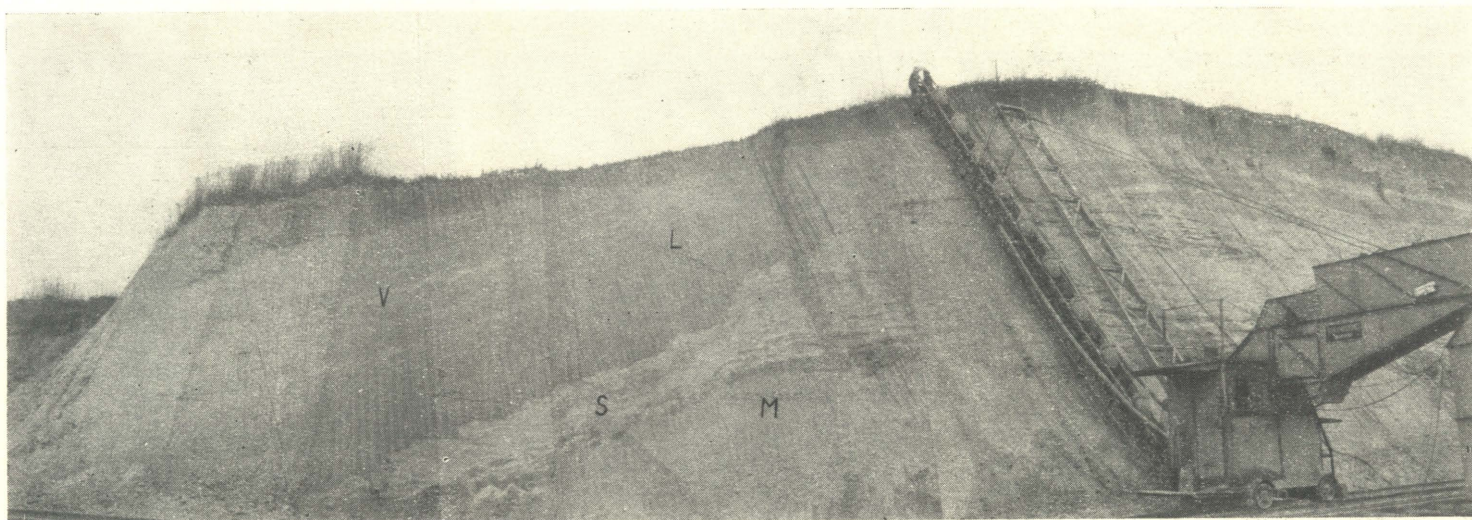


photo de J. Sekyra

Photo 12. Les dépôts loessiques (L) avec les horizons de sables éoliens un peu plissés (V) d'âge néopléistocène; au-dessous sont les éluvions des marnes du Turonien (M); l'horizon de solifluxion (S). La briqueterie aux environs de Olešnice, l'Ouest de Bohême



photo de J. Sekyra

Photo 13. Les dunes avec les horizons fossiles aux environs de Sadská, sur la terrasse de W de Labe

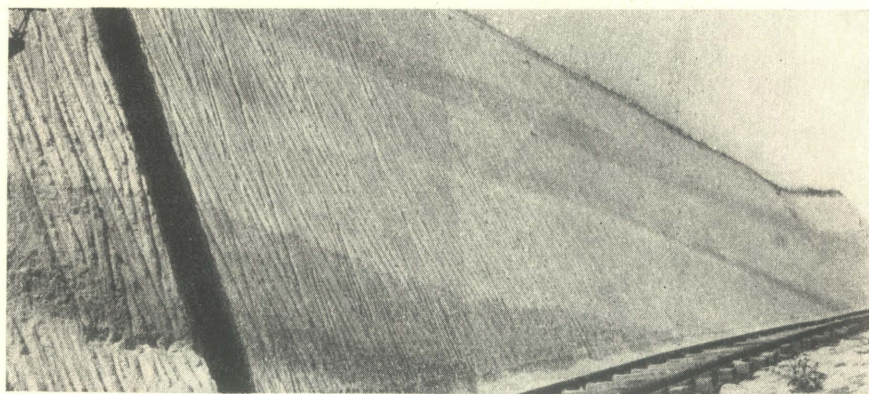


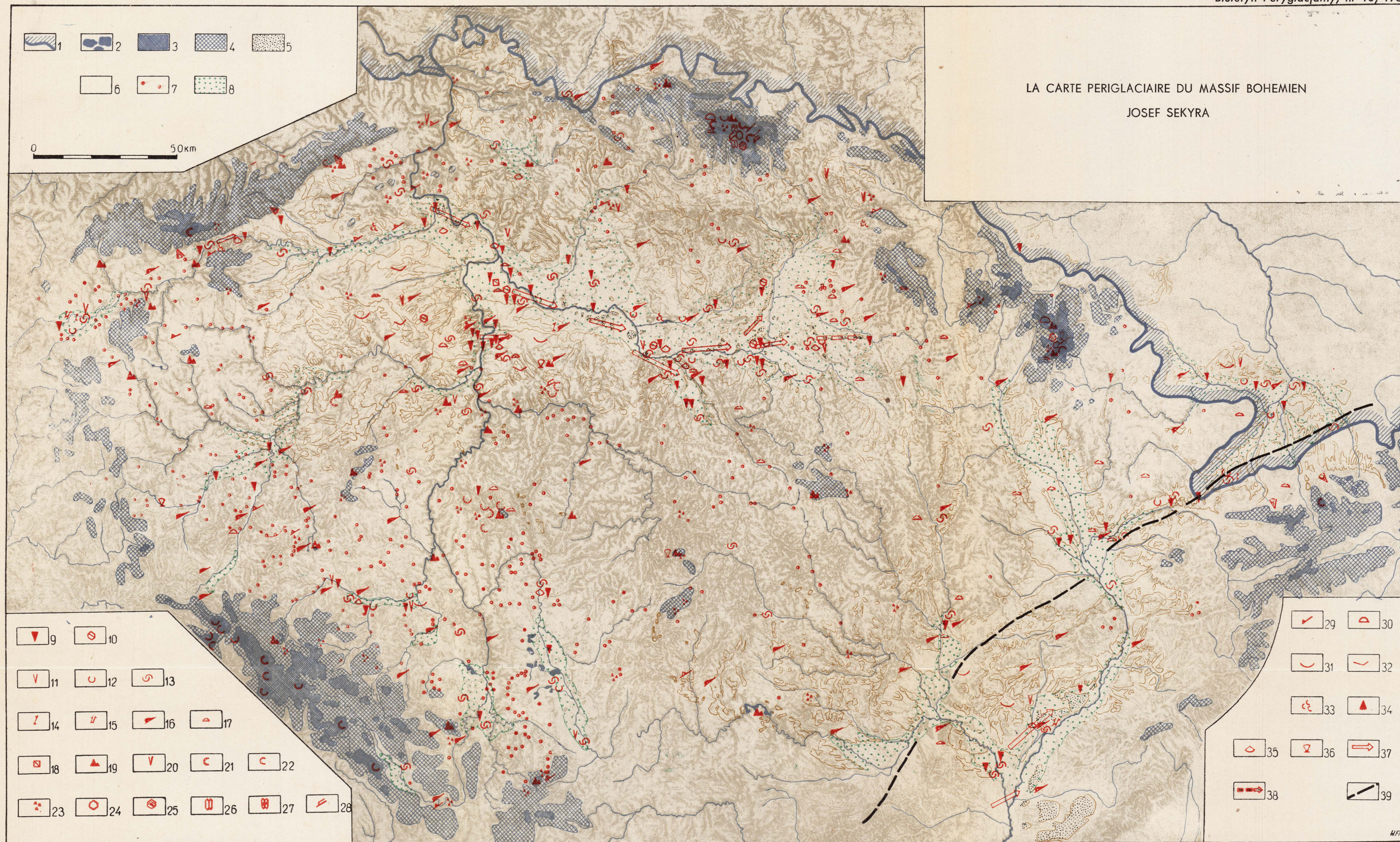
photo de J. Sekyra

Photo 14. Les dépôts loessiques avec les horizons fossiles (d'âge wurmien et rissien) sur la pente orientale. Sedles près de Kutné Hory



photo de J. Sekyra

Photo 15. Cirque embryonal (pseudocirque) dans les roches granitiques. Environs de Sedlčany, Bohême centrale



1. Frontière méridionale de la glaciation scandinave (M-R); la frontière de la région où se trouvent les sédiments glacioclastiques, glacioclastiques et morainiques; 2. Glaciation de montagne aux cirques, moraines, etc.; 3. Région (au-dessus de l'isohypse de 750 m) sans phénomènes éoliens et sans grande accumulation fluviale; 4. Région (au-dessus de l'isohypse de 1000 m) dont le plus hautes parties étaient couvertes par les glaciers et par les champs de firn; 5. Sables éoliens (les champs des dunes); 6. Loess et matériaux loessiques; 7. Accumulations épaisses des matériaux éoliens; colluviaux, nivéo-éoliens, etc., au côté NE; 8. Régions aux terrasses étendues; 9. Fentes en coin; 10. Réseaux de fentes en coin; 11. Fissures de gel dans les sédiments friables; 12. Cryoturbations (involutions) à la texture simple; 13. Cryoturbations (involutions) à la texture compliquée; 14. Microcryotectonique; 15. Macrocryotectonique; 16. Structures de solifluxion (laminaires et turbulentes); 17. Roches fissurées par le gel; 18. Dallage des blocs fossiles (dans les carrières); 19. Roches remaniées par le gel; 20. Fentes causées par la congélification; 21. Cirques; 22. Cirques embryonnaires (pseudocirques); 23. Champs de pierres (d'origine allochtone ou autochtone); 24. Sols structuraux (sols polygonaux); 25. Sols structuraux couverts de végétation; 26. Sols striés avec la triage des matériaux hétérogènes; 27. Sols striés couverts de végétation; 28. Terrasses de solifluxion; 29. Blocs déplacés par la solifluxion; 30. Thufurs; 31. Vallées sèches; 32. Vallées dissymétriques; 33. Glissements d'âge pléistocène ou glissements actuels prédisposés par glissements antérieurs; 34. Dépôts de solifluxion accumulés par l'action fluviale au pied de la montagne; 35. Eologlyptolithes hors des régions des dunes; 36. Formes rocheuses modelées par le vent; 37. Direction des vents prédominants dans certaines régions du Massif Bohémien (près de la morphologie des dunes, des analyses lithologiques, granulométriques, etc.); 38. Zonalité des dépôts éoliens dans la Bohême orientale; 39. Limite géologique entre le Massif Bohémien et les Carpates.