

*Jan Dylík*

*Lódz*

## L'ACTION DU VENT PENDANT LE DERNIER ÂGE FROID SUR LE TERRITOIRE DE LA POLOGNE CENTRALE

### Abstract

During a large part of the last cold age, at least during its climax, Central Poland was the area of prevailed wind erosion and deflation. Wind worn stones and sand grains indicate a strong eolian activity. The best formed eologlyptoliths appear mostly in stone pavements and congelifluxion deposits. The minor wind worn particles, chiefly sand grains do not form any covers originated directly by eolian accumulation. They are in secondary position as redeposited by congelifluxion, downwash or other slope processes. The fact is considered as the evident consequence of the high position of the permafrost top which is characteristic of cold deserts. A lowering of the permafrost top, probably in the Older Dryas, promoted intensive water infiltration and consequently — dried up the surface. Under such conditions increasing eolian activity initially deposited sand sheets and later — formed dunes of various forms.

A series of samples from the deposits infilling the closed depression at Józefów provided the basis for construction of morphoscopic curve which in turn showed the wind activity since at least the Brörup substage until the end of the climax of the last cold age. The subsequent eolian activity is reconstructed following the same technic applied to the samples of dune deposits at Katarzynów.

The chronology of wind activities in cold desert in Central Poland was almost the same as it was in the loess area of the Southern Polish Uplands.

### L'INTRODUCTION

L'action éolienne intense est un des traits les plus essentiels du milieu périglaciaire, reconnu généralement et depuis longtemps déjà (Smith, 1949; Tricart, 1967). Une très vaste littérature est consacrée au mécanisme de l'activité du vent et à ses résultats érosifs et accumulatifs. On s'est occupé beaucoup de la morphoscopie des grains éoliens (Cailleux, Tricart, 1959) et des cailloux façonnés par le vent (Cailleux, 1942; Dylík, 1952; Dücker, 1954; Nitz, 1965). À part cela, au premier plan montent les problèmes d'accumulation du loess et des sables dunaires et des sables nivéo-éoliens.

Si l'action du vent constituait en effet un des traits distinctifs du

milieu périglaciaire, les traces de l'érosion ou de l'accumulation éolienne devraient caractériser le Pléistocène, chacun de ses étages froids en particulier. C'est de ce principe-ci précisément qu'on était parti avant tout, de manière la plus frappante peut-être, dans la définition et le tracé de la limite inférieure du Pléistocène (Cailloux, Bout, 1950; Bout, 1957; Cailloux, 1960). Les traces des processus éoliens sont utilisées également dans la stratigraphie du Pléistocène-même, dans la délimitation de ses étages particuliers, voire dans sa subdivision stratigraphique détaillée en des unités de rang inférieur.

Pour les buts stratigraphiques on s'est appuyé avant tout sur les profils du loess (Fink, 1962; Jersák, 1965; Klíma, Kukla, Ložek, 1962; Mojski, 1965) et sur une subdivision des sables éoliens, dunaires, provenant de la phase de déclin du dernier âge froid (Dylíkowa, 1968; Vandeer Hammen, Maarleveld, Vogel, Zagtijn, 1967). C'est beaucoup moins qu'on s'est servi des éologlyptolithes et des pavages de pierres. On a plusieurs fois énoncé aussi l'opinion que aussi bien les éologlyptolithes que les pavages de pierres ne sont connus que dans les dépôts situés au voisinage proche de la surface actuelle.

Les études de l'auteur de ces pages ne confirment pas cette opinion-là. Nous voudrions remarquer, en plus, que les traces de l'action du vent existent non seulement sur les terrains d'accumulation éolienne, mais aussi sur les territoires de déflation. Le problème de l'action éolienne peut (et devrait bien) être considéré du point de vue de la paléogéographie ce qui mènerait, par conséquent, à la reconstruction de l'histoire de l'action du vent accompagnant d'une façon plus ou moins intense, toutes les phases froides du Pléistocène. Nous tentons un tel essai pour la Pologne Centrale en conviction que les succès de la paléogéographie, importants par eux-mêmes, seront évidemment utiles pour la stratigraphie précise et détaillée.

#### LES TYPES DE TRACES DE L'ACTION ÉOLIENNE ET LES BASES DE LA CHRONOLOGIE

Les indications de l'action éolienne au Pléistocène, pendant son dernier étage froid surtout, sont très nombreuses et variables. En Pologne Centrale, dans les dépôts de cet étage, il y a des cailloux à facettes et autres éologlyptolithes, des grains ronds mats et ronds mats brillants et de fines particules de poussière constituant les dépôts de loess et, enfin, les dépôts de dunes.

Le procédé visant la présentation de l'histoire de l'action éolienne est fondé sur la séquence des unités lithologiques, de telles surtout qui renferment des traces de l'activité éolienne. Les bases de la chronologie des événements éoliens nécessaire en ce cas-ci, constituent les structures périglaciaires caractéristiques et les dépôts organiques ou les sols fossiles développés surtout au cours des périodes dites „interstades”.

D'une plus grande importance pour la tâche engagée sont les localités étudiées en grand détail. Les plus précieuses parmi elles, aux environs de Łódź, constituent Góra Św. Małgorzaty, Józefów, Katarzynów et Walewice. C'est Józefów, près de Rogów, qui se met en avant de toutes autres, pour lequel on dispose de la lithologie des dépôts minéraux parfaitement étudiée et des résultats précieux des études sur les dépôts organiques représentant l'Éemien (Sobolewska, 1966) et Amersfoort (Dylik, 1968). Ce sont ces dépôts-ci précisément qui ont rendu possible une datation des événements qui avaient pris place au cours de la phase de croissance du Würm (Würm inférieur) et du pleni-Würm (Würm moyen). D'une importance particulière pour nos études sont les analyses morphoscopiques de tous les sédiments de Józefów. Une étude morphoscopique détaillée a été effectuée également pour Katarzynów, sur les dépôts plus jeunes que ceux de Józefów, bien que développés en un autre faciès et provenant d'une source différente (Dylikowa, 1964).

#### LES TRACES DE L'ACTION ÉOLIENNE AUX ENVIRONS DE ŁÓDŹ

Les premiers témoignages de l'action érosive du vent s'observent dans les dépôts de congélifluxion reposant sur la tourbe d'Amersfoort à Józefów. On y rencontre de nombreux cailloux et des blocs façonnés par le vent, mais ce n'est pas tout — la majorité des particules plus fines sont nettement éolisées (fig. 1). L'usure éolienne est certainement plus ancienne que la manifestation des processus de versant du type de congélifluxion et il est très vraisemblable qu'elle avait été synchrone ou subsynchrone avec la formation du grand pingo (Dylik, 1965).

Il semble que les dépôts de congélifluxion à Józefów se sont formés au même temps que les dépôts de même genre à Góra Św. Małgorzaty (Dylik, 1969). Cela résulte de leur position stratigraphique — en les deux cas il s'agit des traces de congélifluxion les plus profondes — et de ce qu'ils reposent sur des dépôts organiques profonds. Malheureusement, à l'opposé de Józefów, à Góra Św. Ma-

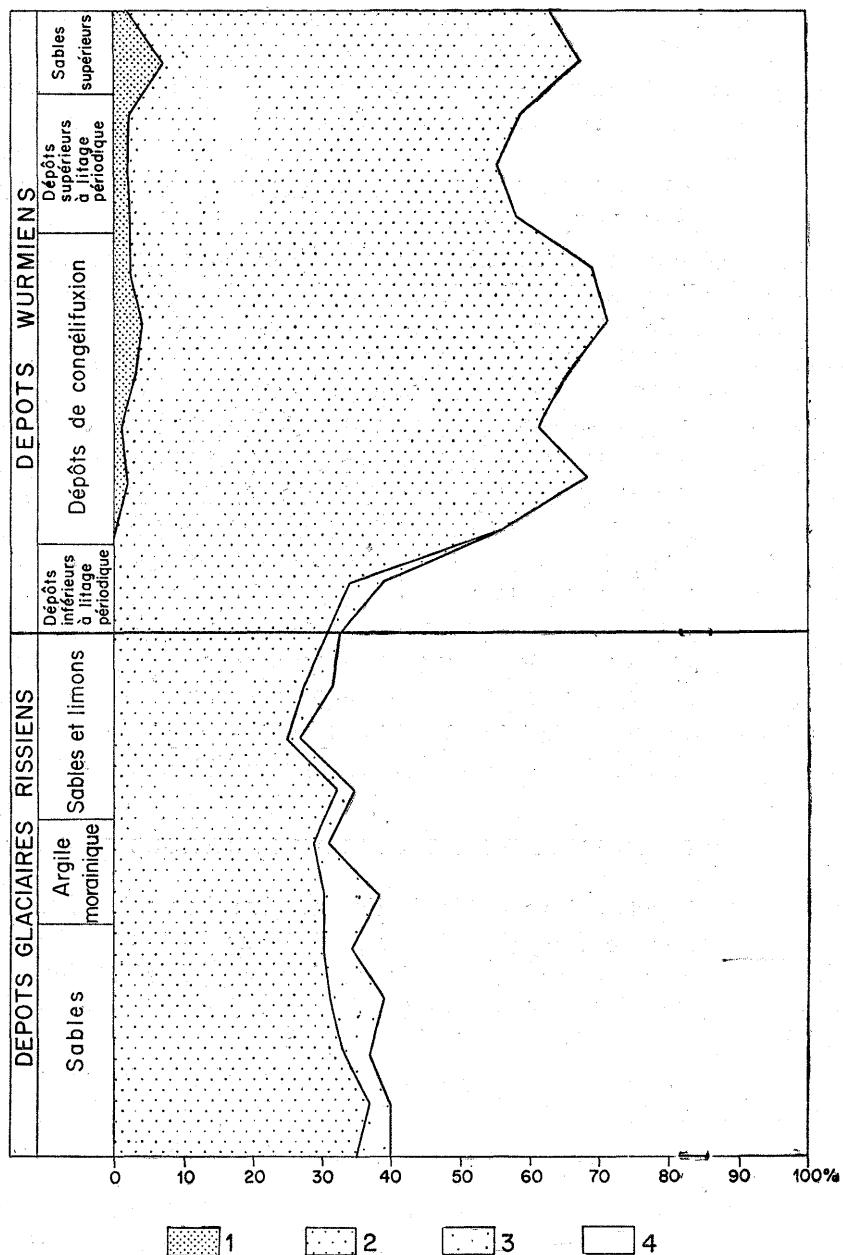
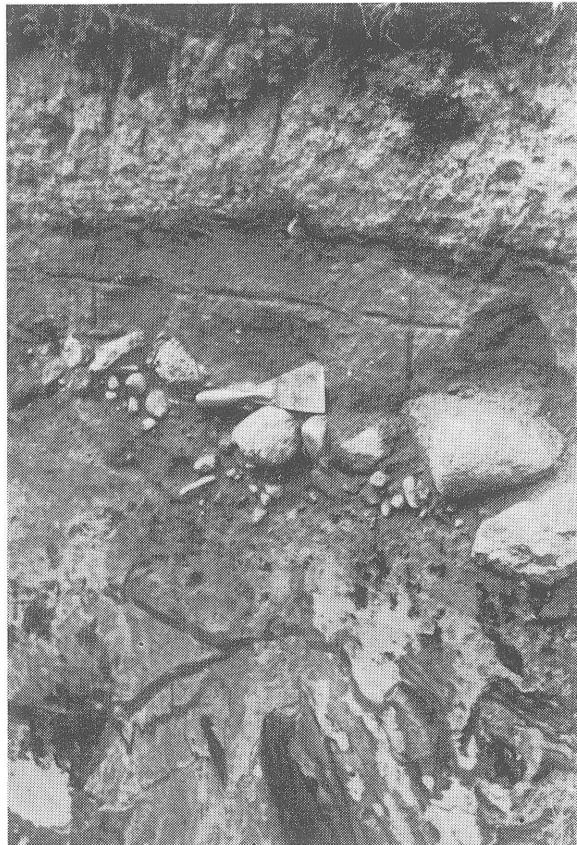


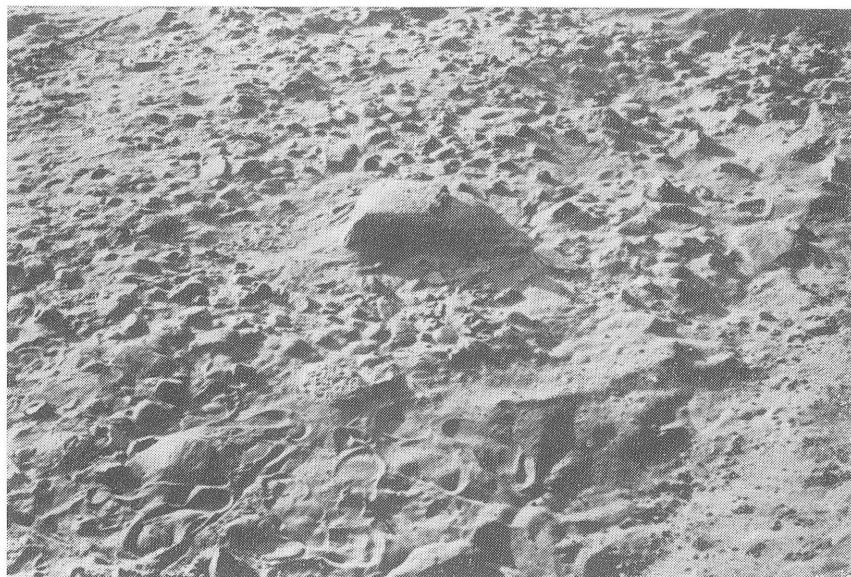
Fig. 1. Morphoscopie des grains des dépôts remplissant la dépression fermée de Józefów

1. ronds mats; 2. ronds mats brillants; 3. émoussés luisants; 4. non-usés



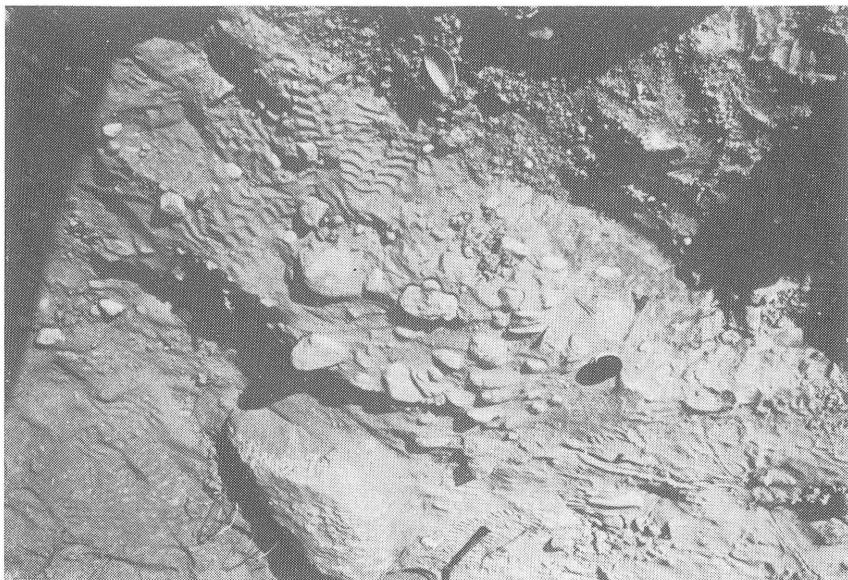
*Photo de L. Jędrasik*

Pl. 1. Walewice. Le pavage de pierres reposant sur le réseau des fentes de gel dont une est visible tout au-dessous de la pelle. Le réseau est formé pendant le climax du dernier âge froid



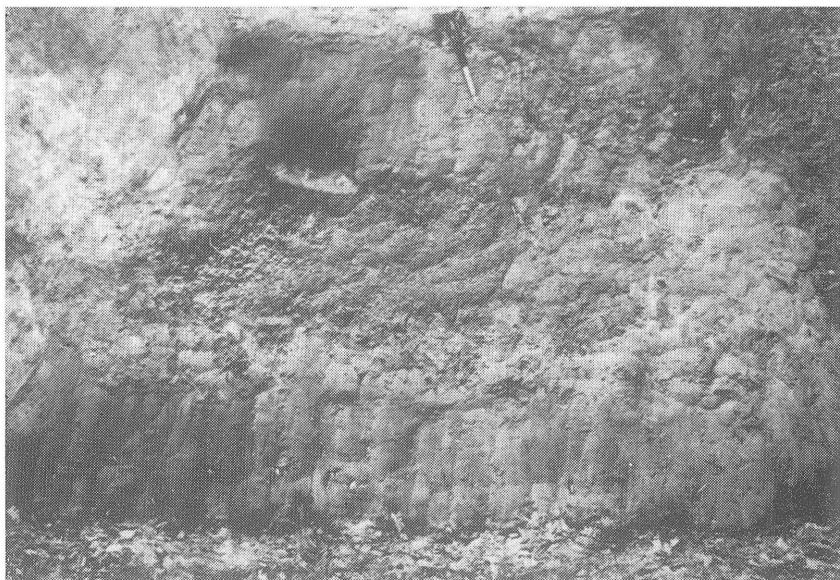
*Photo de l'auteur*

Pl. 2. Walewice. Le même pavage que sur la photo 1 mis à jour. On y peut voir un cercle de pierres et, dans son centre, un caillou à facettes



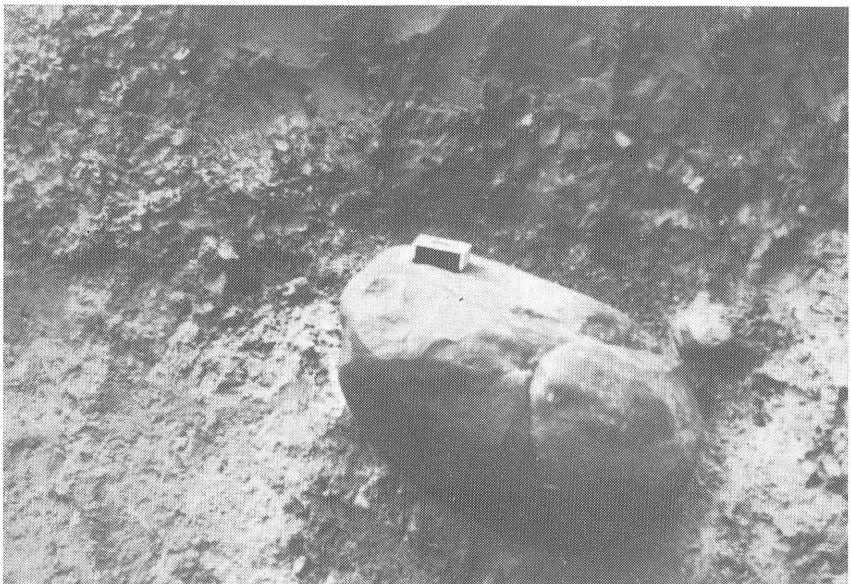
*Photo de l'auteur*

Pl. 3. Walewice. Un fragment du même pavage où un caillou à facettes est visible dans sa position originelle



*Photo de L. Jędrasik*

Pl. 4. Józefów. Une des coupes dans le matériel remplissant la dépression fermée. La photo montre la position stratigraphique d'un éologlyptolith qui appartient à la série inférieure des dépôts de la partie de climax du dernier âge froid



*Photo de L. Jędrasik*

Pl. 5. Józefów. Le même caillou façonné par le vent comme sur la photo 4. On y voit bien les facettes polies et les arêtes

gorzaty il n'y a pas de données suffisantes sur lesquelles on aurait pu baser la datation de la couche organique et du sol fossile. Il est très probable pourtant qu'ils se sont formés pendant l'un des „interstades” les plus anciens.

Les dépôts plus jeunes à litage périodique, à Józefów, reposant concordamment sur les dépôts de congéfluxion, révèlent également une usure éolienne dominante. De même que les dépôts de congéfluxion, inférieurs, ils se sont formés au pleni-Würm. Dans les coupes de Józefów ce sont de nombreuses structures de thermokarst (cryokarst) qui se sont manifestées après la dégradation de la génération supérieure des pingos. Les cryolaccolithes de cette génération-ci se formaient pendant la mise en place des dépôts de versant à litage périodique. Dans de nombreuses autres localités, à Walewice avant tout, ce sont les mêmes dépôts dans lesquels il y a des traces des polygones des fentes de gel (Dylik, 1969).

Des traces de l'usure éolienne portent également les grains des sables dits jaunes à Góra Św. Małgorzaty. Ils appartiennent aussi à la catégorie de dépôts de versant à litage périodique et correspondent à la génération supérieure des dépôts de ce genre à Józefów et à Walewice. Ceux-là pourtant possèdent certains caractères particuliers, résultant d'une perturbation de la structure primaire par la congéfluxion. Dans ces dépôts il y a aussi des polygones des fentes de gel.

La formation des polygones des fentes de gel était accompagnée par une reprise de l'activité éolienne (Marek, 1964; Dylik, 1965). Les espaces ouverts du désert de pierres, la pauvreté de la couverture de neige, voire son absence complet, avaient créé des conditions favorables à une action efficace du vent. Le témoignage en constituent les cailloux à facettes et d'autres éologlyptolithes, fréquents dans les pavages de pierres qui recouvrent d'habitude les polygones des fentes de gel à Góra Św. Małgorzaty, Nowostawy, Walewice et dans d'autres localités.

Cette nouvelle période d'éolisation a eu lieu pendant la phase du climax du Würm encore. L'action du vent était un des caractères de l'apogée climatique et, également, de la fin de cette phase du Würm. Les pavages de pierres notamment, avaient été accumulés vraisemblablement par la suite de la congéfluxion. Ce processus-ci avait été déchaîné sous des conditions climatiques plus humides et plus chaudes que l'on attribue à la phase de décroissance du dernier âge froid.

Les traces nettes d'une plus grande humidité s'observent dans le

cailloutis de la coupe de la Góra Św. Małgorzaty. Dans ce dépôt il y a des couches de cailloux renfermant de nombreux éologlyptolithes, alternant avec des limons, des sables et des graviers fins stratifiés. Au même temps dans les vallées fluviales il y a une accumulation des sables, comme dans la vallée sèche à Rudunki près de Zgierz (Klatkowa, 1965) et dans la vallée de la Miazga (Góździk, 1964). Sur des surfaces des interfluves peu inclinées et sur des

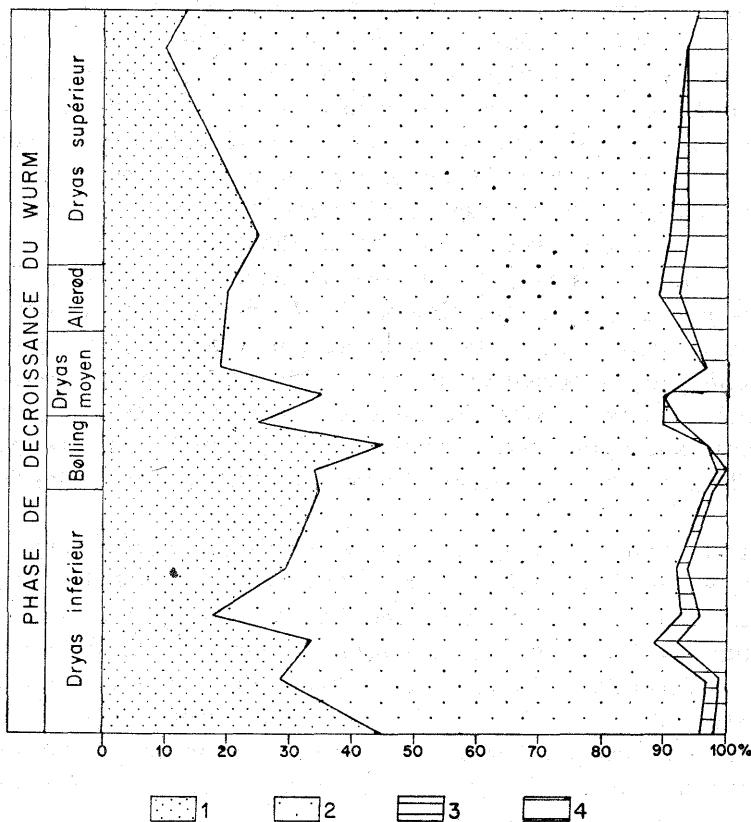


Fig. 2. Morphoscopie des sables dunaires d'après A. Dylíkowa (1964)

1. ronds mats; 2. ronds mats brillants; 3. émuossés luisants; 4. non-usés

versants de diverses dépressions autres que les vallées, à Józefów entre autres, l'équivalent de ces dépôts-là constituent les sables de couverture stratifiés.

Les sables de couverture séparent les pavages de pierres de dépôts caractéristiques, pareils aux loess. Ces dépôts loessoïdes, dont l'épaisseur ne dépasse en général pas 1 m, possèdent de certains caractères

qui nous inclinent à leur attribuer une origine éolienne. Ils se composent de particules de poudres — à fractions loessiques. On peut difficilement les expliquer par l'action des processus pédogénétiques, car ils ne sont pas enrichis en colloïdes. Ce sont les poudres, et non pas les particules colloïdales d'ailleurs, qui décident de leur caractère lithologique distinctif (Dylik, 1967).

Au sommet des dépôts loessoïdes, là où il n'y a pas de dunes, repose le sable de couverture supérieur, amorphe. Il est donc probable que la déposition du loess en Pologne Centrale précède immédiatement la sédimentation des sables de dunes.

La première couverture sableuse éolienne, en forme d'une nappe, a été constatée au Dryas inférieur (Dylikowa, 1968; et voir fig. 2). Au sommet des nappes de sable accumulé par le vent avec une participation importante du ruissellement, un sol fossile s'est formé, attribué à l'oscillation climatique du Bölling.

Après cette oscillation, ou „interstade”, les dunes paraboliques témoignent d'une nouvelle reprise de l'action éolienne intense pendant le Dryas moyen. Ces dunes ont été stabilisées à l'Alleröd, pour subir une transformation en cordons allongés ouest—est grâce à une nouvelle reprise de l'action du vent, la dernière pendant le Pléistocène.

Une revue des traces d'une action éolienne plus ou moins intense nous amène à la conclusion qu'une vive activité du vent avait constitué un trait caractéristique permanent du milieu climatique périglaciaire, depuis „l'interstade” Brörup au moins, jusqu'à la fin du Pléistocène. Les traces de cette activité ne sont absentes que pendant des phases plus chaudes et plus humides dites „interstadés” (fig. 3).

#### LES DIFFÉRENCES EN ACTIVITÉ DU VENT ET EN SES EFFETS ENTRE LES TERRITOIRES DE LA POLOGNE CENTRALE ET LES RÉGIONS DE LOESS

C'est au premier coup d'œil déjà que l'on remarque des différences des effets du travail éolien entre la Pologne Centrale et les régions de loess méridionales. Le pleni-Würm et le début de la phase de décroissance, les temps précédant la mise en place des sables dunaires donc, n'ont laissé, en Pologne Centrale, aucun dépôt éolien qui pourrait être comparé aux couvertures de loess en Pologne du Sud.

Cette différence frappante est expliquée par la position des deux

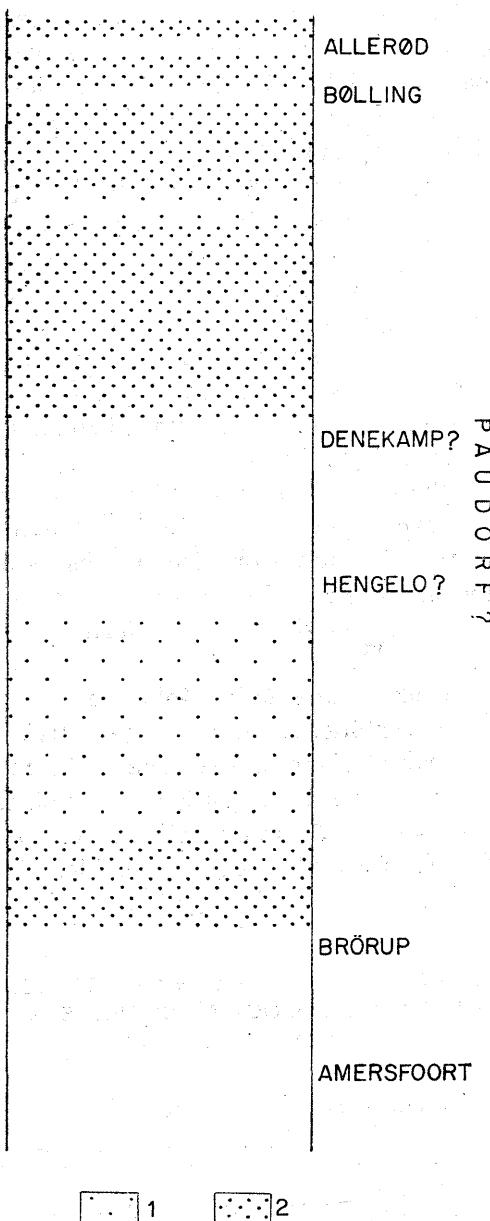


Fig. 3. Actions éoliennes pendant le dernier âge froid

1. intenses; 2. très intenses

régions, par leurs caractères paléogéographiques principaux en particulier, c'est-à-dire les processus, le caractère et le sens du travail éolien qui ne menaient pas aux mêmes résultats dans les deux régions.

La région de Lódz, comme toute la Pologne Centrale certainement, constituait le domaine du désert de pierres au pléni-Würm et au début de la phase de décroissance du dernier âge froid. Les actuelles régions de loess par contre, étaient alors couvertes d'une toundra. A l'intérieur du désert de pierres, le sommet du pergélisol était situé à la proximité de la surface du sol. Cela avait des conséquences importantes pour le façonnement des traces de l'action éolienne de la région.

Les nombreux cailloux à facettes et d'autres éologlyptolithes, présents aussi bien en surface actuelle qu'à la profondeur de quelques, parfois même plusieurs mètres, prouvent que dans les régions de la Pologne Centrale dominait l'érosion éolienne et déflation. Une telle action du vent était favorisée entre autres par la position élevée du sommet du pergélisol et par des espaces ouverts, dépourvus de la couverture végétale.

Il est compréhensible que, par la suite de la déflation, le seul matériel le plus fin — des poudres — subissait un transport lointain et une accumulation dans les régions de loess. Les particules plus grossières, en commençant par le sable fin, ont dû être accumulées localement, dans les régions-mêmes d'érosion éolienne et de déflation. Pourtant, il n'y a pas de tels dépôts éoliens aux environs de Lódz. C'est pourquoi on doit réfléchir sur les causes de l'absence de toute couverture éolienne plus ancienne que le façonnement intense des dunes.

Dans une certaine mesure l'explication de ce fait peut être trouvée en une mobilité extraordinaire des vents agissant librement aux espaces ouverts du désert de pierres. L'accumulation des particules qui n'avaient pas été emportées en dehors du désert de pierres n'a pas pu être continue, car le matériel pouvait subir un transport éolien sans cesse répété. Ceci ne constitue pourtant pas une explication suffisante, car elle ne peut pas être déduite directement d'après des traces ne seraient ce des traces très pauvres — et d'après des dépôts sédimentés par le vent de manière directe.

On connaît, par contre, des dépôts communs dont le témoignage prouve qu'il y avait eu un autre mécanisme, plus complexe. Toutes les particules fines, portant de nets caractères de l'usure éolienne — des ronds mats et ronds mats brillants — sont présents dans

les dépôts dus au transport sur les versants. Il s'agit des dépôts de congélifluxion et des générations diverses de dépôts de versant liés, dont découlent des conclusions — évidentes cette fois-ci.

Les particules portant des caractères de l'usure éolienne ne se sont conservées nulle part en places où le vent les avait déposées. Elles subissaient un remaniement grâce à l'action d'autres processus, tels que la congélifluxion et le ruissellement, avant tout. De cette manière-ci aussi bien les éologlytolithes que les grains fins — les ronds mats et ronds mats brillants — se sont retrouvés dans les dépôts de congélifluxion (les éologlytolithes avec du matériel plus fin) et dans les dépôts du ruissellement dominant qui ne transportaient que du sable et des poudres.

L'importance du remaniement du matériel éolien a été soulignée par Cailleux (1942) quand il décrivait leur transport par la „cryoturbation” et la congélifluxion. Bout, *et al.* (1955) soulignent le rôle de plusieurs processus qui coopèrent dans l'élaboration du désert de pierres. Un d'eux est le ruissellement qui évacue les particules les plus fines.

La notion des sables de couverture a été introduite précisément (Edelman, 1947; Dücker, 1934) vu l'origine complexe des dépôts renfermant des particules éolisées mais ne montrant pas toujours une structure propre aux dunes. Dans le remaniement du matériel éolien participait également la congélifluxion, à côté du ruissellement (Cailleux, 1942; Dylik, 1969).

C'est Hamberg (1907) déjà qui avait souligné le rôle de la neige dans la sédimentation éolienne. L'accumulation du matériel minéral en couches séparant les masses de neige a été observée également par Samuelsson (1927). L'accumulation de ce genre avait mené à la formation des dépôts pléistocènes dits nivéo-éoliens ou nivéo-fluviatiles (Edelman, 1947; Edelman, Maarleveld, 1958; Guilcher, Cailleux, 1950; Maréchal, Maarleveld, 1955; Rutten, 1954; Tavernier, 1948; Tricart, 1967). Les recherches contemporaines apportent un grand nombre d'observations sur le processus du remaniement des dépôts éoliens (Rudberg, 1954, 1968; Cailleux, 1963; Bird, 1967; Cailleux, 1968; Markov, *et al.*, 1968).

Une des causes de ce remaniement avait constitué certainement l'absence de la couverture végétale qui aurait pu freiner et limiter l'action du ruissellement, voire de la congélifluxion. L'importance principale revient pourtant à la position élevée du sommet du pergélisol qui avait conditionné la vivacité et l'universalité du

ruissellement concentré (peu commun plutôt) et du ruissellement en nappe avant tout. La profondeur faible de la zone active avait rendu possible aussi que les masses minérales étaient gorgées d'eau et, par conséquent, succombaient à la congélifluxion. Les deux processus, la congélifluxion et avant tout le ruissellement, agissant sur des surfaces très peu inclinées, à pente dépassant à peine  $0^{\circ}$ , on peut comprendre aisément que le matériel déposé par le vent de manière directe, n'avait pas eu beaucoup de chances de se maintenir en place de sa déposition primaire et succombait en entier au remaniement.

On connaît généralement les preuves du remaniement du même genre agissant également dans les régions de loess et qui a méné à des transformations considérables du loess primaire, éolien. La préservation de grandes masses de ce loess primaire aux interfluves s'explique par une très grande accumulation du loess sur les territoires où dominait la déposition éolienne et non pas dans les régions de déflation.

Le fait très intéressant, important et conforme aux reflexions que nous venons de présenter, constitue ce que l'accumulation des sables dunaires au Dryas inférieur a commencé par la formation de vastes champs de sable ou nappes, dans le façonnement desquels à côté de l'action éolienne participait aussi le ruissellement.

Le sujet principal de nos reflexions est l'action du vent au pléni-Würm et au début de la phase de décroissance du dernier âge froid. S'il s'agit de l'activité du vent au Tardiglaciaire, elle a été l'objet des études nombreuses, effectuées par les auteurs plus compétents sous cet égard que le soussigné. Nous nous sentons néanmoins obligés d'énoncer quelques brèves remarques sur le changement des conditions qui avaient causé ce que depuis la fin du Dryas inférieur les formes et les dépôts éoliens se sont préservés sans une intervention d'autres agents aussi importante comme cela avait été le cas au cours des phases plus anciennes du dernier âge froid.

Il nous semble que rien ne nous autorise à admettre une sécheresse climatique plus accentuée au Tardiglaciaire. La présence des sables dunaires témoigne certainement d'une aridité considérable. Il s'agit pourtant d'une sécheresse du sol plutôt que d'une aridité climatique en général. Il faudrait supposer donc que le dessèchement superficiel sans lequel le transport éolien du sable aurait été inexplicable avait été causé par l'abaissement du sommet du pergélisol. Une infiltration de l'eau relativement profonde, provoquée par cette descente, a rendu impossible la congélifluxion, réduit le ruissellement organisé et arrêté entièrement le ruissellement en nappe.

Il faut se rendre compte également qu'au Tardiglaciaire le domaine périglaciaire s'est retiré loin vers le Nord, ce qui était accompagné évidemment par un déplacement des aires de déflation dans la même direction. La Pologne Centrale est devenue alors le domaine de l'accumulation dominante dont témoigne aussi la préservation d'une couverture loessique, bien que pauvre et discontinue. Le territoire a perdu les caractères du désert de pierres et la végétation de toundra dispersée en îlots contribuait à ce que la mobilité du vent, indomptable autrefois, est devenue restreinte, menant ainsi au façonnement des dunes paraboliques relativement stables.

**LA COMPARAISON DE LA POLOGNE CENTRALE  
AVEC LA RÉGION DE LOESS A LA PÉRIPHÉRIE DU MASSIF  
DE LA STE-CROIX**

Les phénomènes éoliens en Pologne Centrale et dans les régions de loess devraient être synchrones. Ce postulat théorique et logique ne trouve pas, pour le moment, de confirmation en partie la plus inférieure du dernier étage froid. Dans la série sédimentaire de Józefów on n'a pas constaté notamment de dépôts à grains éolisés qui pourraient correspondre chronologiquement à la mise en place du loess jeune I selon le tableau stratigraphique le plus récent de J e r s a k (1969) ou à la déposition du loess précédent „l'interstade” Brörup, constaté par M o j s k i (1968) à Zwierzyniec et à Gołębice. Les dépôts inférieurs à litage périodique, reposant à Józefów sur la tourbe d'Amersfoort, ne montrent pas de traces sûres de l'usure éolienne intense. Il est difficile pourtant d'affirmer à coup sûr qu'il n'y a aucune trace de l'usure éolienne dans les dépôts des environs de Łódź. A Józefów on n'a pas trouvé de dépôts de Brörup. Tandis que pour les autres localités on n'a pas effectué des analyses morphoscopiques.

La probabilité de l'existence d'une action éolienne plus ancienne est attestée par ses traces fossiles constatées ailleurs, aux Pays-Bas et en Belgique d'une part et en Suède de l'autre. Les sables de couverture en Hollande se sont déposés avant Brörup et même avant Amersfoort (V a n d e r H a m m e n, *et al.*, 1967). Les loess würmiens ou bien les dépôts nivéo-éoliens aux Pays-Bas et en Belgique sont tripartis et proviennent du Würm inférieur, moyen et supérieur — W<sub>I</sub>, W<sub>II</sub>, W<sub>III</sub> (M a r é c h a l, M a a r l e v e l d, 1955). Un éologlyptolithé géant au poids de 30 tonnes, gardé au Naturhistoriska Museum à Göteborg et trouvé aux environs de cette ville, est daté à la phase de croissance du dernier âge froid (H i l l e f o r s, 1961, 1964). Il est

difficile de se mettre d'accord avec l'opinion de Hillefors que l'éolisation de ce bloc prendrait place au sous-étage Amersfoort, étant donné que cette phase relativement chaude ne favorisait pas l'éolisation. Il entre en jeu pourtant un temps proche à l'Amersfoort.

Dans les parties supérieures de cet étage froid, par contre, on peut constater un synchronisme presque parfait des phénomènes éoliens entre la Pologne Centrale et les régions de loess au Sud. Au loess supérieur IIa correspond une phase d'érosion éolienne dont les traces portent les éologlyptolithes présents dans les dépôts de congéfluxion inférieurs à Góra Św. Małgorzaty et à Józefów et la génération supérieure des dépôts de versant à litage périodique.

La formation des polygones des fentes de gel et une usure éolienne très intense, synchrone avec elle, que nous déchiffrons sur les éologlyptolithes des pavages de pierres correspondent au loess IIb ou à sa base au moins. Dans la même époque que celle de la déposition de ce loess a eu lieu l'action éolienne enregistrée dans les sables de couverture lités les plus supérieurs et vraisemblablement aussi celle inscrite dans les dépôts loessoïdes des environs de Łódź.

Au cours de la phase tardive du Dryas moyen il y a eu une accumulation des sables éoliens en forme de nappes plates. Il est très probable que le façonnement des dunes et leur évolution postérieure en Pologne Centrale parcouraient de façon pareille et synchrone aux régions de loess au Sud.

*Traduction de T. Kubiak*

#### Bibliographie

- Bird, J. B., 1967 — The physiography of Arctic Canada. Baltimore, Maryland.
- Bout, P., 1957 — Actions périglaciaires en Velay (France) au Quaternaire. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 5.
- Bout, P., Corbel, J., Derruaud, M., Garavel, L., Péguy, Ch. P., 1955 — Géomorphologie et glaciologie en Islande Centrale. *Norois*, 2<sup>e</sup> Année, no. 8.
- Cailleux, A., 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*. N. S., No. 46.
- Cailleux, A., 1960 — Actions du vent quaternaire en Europe. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 9.

- Cailleux, A., 1963 — Géologie de l'Antarctique. Paris, SEDES.
- Cailleux, A., 1968 — Periglacial of Mc Murdo Strait (Antarctica). *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 17.
- Cailleux, A., Bout, P., 1950 — Actions éoliennes au Villafranchien et au Pléistocène ancien en Velay. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*.
- Cailleux, A., Tricart, J., 1959 — Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris.
- Dücker, A., 1934 — Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. *Preuss. Geol. L.-A. Jhb.*, Bd. 34.
- Dücker, A., 1954 — Die Périglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. *Göttinger Geogr. Abhandl.*, H. 16.
- Dylik, J., 1952 — Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce (summary: Wind worn stones and loess-like formations in Middle Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 67.
- Dylik, J., 1965 — L'étude de la dynamique d'évolution des dépressions fermées à Józefów aux environs de Łódź. *Rev. Géomorph. Dyn.*, no. 10 - 12.
- Dylik, J., 1967 — The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 16.
- Dylik, J., 1968 — The earliest warmer substage of the Wurm (Amersfoort) in Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź*, vol. XIX, 4.
- Dylik, J., 1969 — Slope development under periglacial conditions in the Łódź region. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 18.
- Dylikowa, A., 1964 — Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif. *Report VIth INQUA Congress, Warsaw 1961*, vol. 4.
- Dylikowa, A., 1968 — Fazy rozwoju wydm w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie (résumé: Les phases du développement des dunes pendant le Pléistocène tardif). *Folia Quaternaria*, 29.
- Edelman, C. H., 1947 — Les limons et les sables de couverture des Pays-Bas. La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe. Ses. extr. Soc. Belge Géol., Bruxelles.
- Edelman, C. H., Maareleveld, G. C., 1958 — Pleistozän-Geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. *Geol. Jhb.*, Bd. 73.
- Fink, J., 1962 — Studien zur absoluten Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II Wetzlendorf und Stillfried. *Archaeologia Austriaca*, vol. 31.
- Goździk, J. S., 1964 — L'étude de la répartition topographique des structures périglaciaires. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 14.
- Guilcher, A., Cailleux, A., 1950 — Relief et formations quaternaires du Centre-Est des Pays-Bas. *Rev. Géomorph. Dyn.*
- Hamberg, A., 1907 — Die Eigenschaften der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen. *Naturwissenschaftliche Untersuchungen des Sareksgebirges in Schwedisch-Lappland*, Bd. 1., Abt. 3, Lief. 1.

- Hammen, T., van der Maarleveld, G. C., Vogel, J. C., Zagwijn, W. H., 1967 — Stratigraphy, climatic succession and radio-carbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 44.
- Hillefors, A., 1961 — Om vindslipade blockhorizonter i Dösebackgruppens bildningar. *Gothia*, 9.
- Hillefors, A., 1964 — Windsipat flyttblock från Ellesbo och Vast glacialhistoriska utveckling. *Göteborgs Naturhistoriska Museum Årstryck*.
- Jersak, J., 1965 — Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa (résumé: Stratigraphie et genèse des loess des environs de Kunów). *Acta Geogr. Lodzienis*, 20.
- Jersak, J., 1969 — Stratigraphy of loess in Poland on the basis of studies in the foreland of the Świętokrzyskie Mts. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 19.
- Klatkowa, H., 1965 — Suche doliny i niecki denudacyjne w okolicach Łodzi (résumé: Vallons en berceau et vallées sèches aux environs de Łódź). *Acta Geogr. Lodzienis*, 19.
- Klima, B., Kukla, J., Ložek, V., 1962 — Stratigraphie des Pleistozäns in der Ziegelei von Dolní Vestonice. *Anthropozoikum*, 11.
- Maarleveld, G. C., 1964 — Periglacial phenomena in the Netherlands during different parts of the Würm time. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 14.
- Maréchal, R., Maarleveld, G. C., 1955 — L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. *Medd. Geol. Stichting*, N. S., no. 8.
- Markov, K. K., Bardiu, V. I., Lebedev, V. L., Orlov, A. I., Svetova, I. A., 1968 — Geografiya Antarktidy. Moscou.
- Mojski, J. E., 1965 — Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej (summary: Loess stratigraphy in the drainage basin of the lower Huczwa river in the Lublin Plateau). *Inst. Geol. Biul.*, 187.
- Mojski, J. E., 1968 — Outline of loess stratigraphy in Poland. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 17.
- Nitz, B., 1965 — Windgeschliffene Geschiebe und Steinsohlen zwischen Fläming und Pommerschen Eisrandlage. *Geologie*, Bd. 14.
- Rudberg, S., 1954 — Västerbottens bergrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av preglaciale erosions-generations i Sverige. *Diss. Uppsala, Geographica*, vol. 25.
- Rudberg, S., 1968 — Wind erosion — preparations of maps showing the direction of eroding winds. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 17.
- Rutten, M. G., 1954 — Deposition of cover sand and loess in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 16.
- Samuelsson, C., 1927 — Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemässigten Erdteilen. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, vol. 20.
- Smith, H. T. U., 1949 — Physical effects of Pleistocene climatic changes in non-glaciated areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 60.

- Sobolewska, M., 1966 — Wyniki badań paleobotanicznych nad eemskimi osadami z Józefowa na Wyżynie Łódzkiej (summary: Results of paleobotanic researches of Eemian deposits from Józefów, Łódź Upland). *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 15.
- Tavernier, R., 1948 — Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. *Bull. Soc. Belge Géol., Pal. et Hydr.*, t. 57.
- Tricart, J., 1967 — Le modèle des régions périglaciaires. Paris. SEDES.