

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 144

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE

XXII

HELSINKI
1949

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 144

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE

XXII

HELSINKI
1949

Tekijät vastaavat yksin kirjoitustensa sisällyksestä.

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers innehåll.

Les auteurs sont seuls responsables de leurs articles.



Matti Sauramo

MATTI SAURAMOLLE

HÄNEN 60-VUOTISPÄIVÄNÄÄN

17. 2. 1949

OMISTAA TÄMÄN JULKAISUN

Suomen Geologinen Seura

TO

MATTI SAURAMO

ON HIS 60TH ANNIVERSARY,

17. 2. 1949

the Geological Society of Finland

DEDICATES THIS VOLUME

SISÄLLYSLUETTELO — CONTENTS

	page
1. ADOLF A. T. METZGER, Contributions à l'étude électrique des dépôts quaternaires ...	3
2. L. M. J. U. v. STRAATEN, Occurrence in Finland of Structures Due to Subaqueous Sliding of Sediments	9
3. MARTTI SAKSELA, Das pyroklastische Gestein von Lappajärvi und seine Verbreitung als Geschiebe	19
4. MARTTI SALMI, Die Litorinagrenze in der Umgebung von Alajärvi in Süd-Ostbottnien	31
5. ERKKI AUROLA, Über die Verbreitung submoräner Sedimente als Widerspiegelung der Bewegungen des Inlandeises	41
6. KARL MÖLDER, Wassersedimente unter der Moräne in Süd-Pohjanmaa	65
7. NILS EDELMAN, Microcline Porphyroblasts with Myrnekite Rims	73
8. K. VIRKKALA, Ein Profil aus dem Grunde des Sees Pyhäjärvi südlich Tampere ...	81
9. MAUNU HÄRME, On a Pre-Glacial Weathering in Tyrvää, Southwestern Finland ..	87
10. MARTTI SALMI, Geologische Altersbestimmung des Tümmelerfundes von Närpiö und des Seehundfundes von Ylistaro	91
11. MARTTI SAKSELA, Über Erzpropaganda und ihre Ergebnisse	99
12. KARL MÖLDER, Woher stammen die losen Steinblöcke im Küstengebiet der Stadt Vaasa	109
13. PENTTI ESKOLA, The Mica of the Moro	113
14. VEIKKO OKKO, G. Brander's Data of the Littorina Shore-Line in North and Middle Ostrobothnia	117
15. NILS EDELMAN, Some Morphological Details of the Roches Moutonnées in the Archipelago of SW Finland	129
16. SIMO KAITARO, Über den Charakter der eisenerzführenden Jaspisquartzite von Porkonen-Pahtavaara in Kittilä (Finnisch-Lappland)	139
17. IIVARI LEIVISKÄ, Über den Kohlengehalt des warvigen Tones	149
18. A. L. BACKMAN, Mooruntersuchungen am Lappajärvi-See im mittleren Ostbottnien	151

I.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE ÉLECTRIQUE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

PAR

ADOLF A. T. METZGER

INTRODUCTION

Dans la pratique de l'auteur, il était souvent nécessaire de déterminer l'épaisseur des terres meubles au dessus du terrain cristallophyllien. A ce but, l'auteur faisait l'usage de la méthode électrique, soit-il par des sondage électriques, soit-il au moyen de la carte de résistivité. Bien que ces investigations n'avaient pas d'autre but que la détermination du relief du terrain cristallophyllien, j'avait l'occasion de faire des observations sur les qualités électriques des dépôts quaternaires. Parce que ces observations peuvent avoir quelque importance pour l'étude de ces formations, je prends l'occasion de présenter quelques résultats.

LES RÉSISTIVITÉS

Nous pouvons distinguer deux groupes de sédiments quaternaires, les moraines formées pendant la glaciation et les dépôts de graviers, sables, vases et argiles de la période postglaciaire. La résistivité de ces sédiments dépend du degré d'humidité. L'humidité d'autre part, est une fonction du volume des pores. Il est l'argile, qui entre les formations quaternaires peut fixer la plus grande quantité d'eau. Les graviers et certains sables peuvent être entièrement dépourvus de l'humidité. Entre ces deux cas extrêmes, il y a une série continue de tous degrés d'humidité. D'autre part il nous faut remembre l'importance de la qualité de l'eau dans les pores. Si l'eau est chargé d'électrolytes, il contribue à diminuer la résistivité. Mais l'eau pur agit dans un sens opposé.

J'ai déterminé la résistivité in situ par mesure avec une configuration de Wenner avec des séparations d'électrodes très courtes. En général j'ai cherché à atteindre une séparation plus petite q'une dixième part de l'épaisseur du gisement. Je donne les valeurs suivantes.

Argile bleue de Litorina	10—	100	Ohm-m
Argile zonée de Yoldia	50—	200	»
Moraines argileuses.....	150—	400	»
Moraines à blocs	300—	1 000	»
Sables humides	500—	1 000	»
Graviers et sables sèches	1 000—	10 000	»

Les différences de résistivité sont assez remarquables. Elles sont suffisantes pour permettre l'application de la méthode de prospection électrique.

LA MÉTHODE DE MESURE

Il n'est pas possible de relater ici, en détaillant, la méthode de prospection électrique et la théorie fondamentale. Je ne peux que mentionner les circonstances suivantes.

Dans les investigations j'ai fait l'usage de deux méthodes essentielles, la méthode des quotients des chutes de potentiel et la méthode de résistivité.

Pour les mesures des quotients un courant alternatif de 200 Hz était débité entre deux prises de terre, l'une placée au point de mesure et l'autre située à longue distance. Les quotients étaient mesurés par un ratiomètre avec un téléphone comme indicateur de zéro. Le courant était produit par un oscillateur ou une génératrice actionnée par un moteur à essence.

Les mesures de résistivité étaient accomplies avec le courant continu. Comme source du courant j'ai utilisé une batterie de piles d'annode. Pour la mesure de la résistivité j'ai fait l'usage de la méthode Volt/Ampère.

Pour les deux méthodes j'ai préféré à placer une prise de terre simple au point d'investigation, l'autre prise de terre étant placée à une distance de cinque à dix fois la profondeur d'investigation. Les électrodes d'investigation sont mues le long la ligne du profil. En cas du courant continu, ces électrodes sont impolarisables. Tout récemment j'ai fait l'usage d'une configuration d'électrode, où la prise de terre au point d'investigation avec les électrodes d'investigation restent fixées, pendant que l'autre prise de terre est mue le long la ligne.

L'interprétation du résultat de mesure se fait selon la méthode de superstitution. Cette méthode, le premier fois utilisée par M. Hedström (cfr. Sundberg 1930) et plus tard décrit par M. Roman (1934), s'a montrée bien applicable, aussi si les courbes étaient assez compliquées. Une autre méthode d'interprétation était la deuxième méthode de M. Tagg (1935).

Il nous faut encore mentionner, que la méthode des quotients n'était pas utilisée que sur des terrains sableux ou des terrains de moraines. La résistivité basse des argiles est un obstacle important pour l'usage du courant alternatif sur les terrains argileux. L'explication de cette circonstance est à chercher dans la puissance faible de pénétration du courant

alternativ. Pour cela j'ai préféré l'usage du courant continu dans tous les cas, où il était question de mesures bien précises.

LES DÉPÔTS MORAINIQUES

A l'occasion précédente, j'avais montré comme il est possible, par des sondages électriques de déterminer la structure d'une moraine. Je ne veux pas ici répéter les détails. Je me restreins à constater, qu'il est entièrement possible de suivre la stratification des moraines au delà des territoires d'extension considérable. Il est probable que des études électriques méthodiques seraient importantes pour la connaissance de la structure des moraines et des circonstances génératives.

LES DÉPÔTS GLACI-FLUVIATIILES

Les formations de graviers et sables avont souvent une importance technique. De ce raison à plusieurs reprises, j'avais occasion de faire investigations sur la structure des assises sableuses généralement mommées les åsar.

D'abord nous examinerons une coupe électrique à travers le grand ås de Lohjan harju (fig. 1). La construction s'appuye sur le résultat gagné par les sondages (1—5) électriques combinés avec la méthode de la carte de résistivité. Le sondage électrique n:o 1 était exécuté près d'un forage (F). La prédiction concernant l'épaisseur des terres meubles était 54 m. Le forage donnait 51 m. Le reconstruction du coupe électrique est très

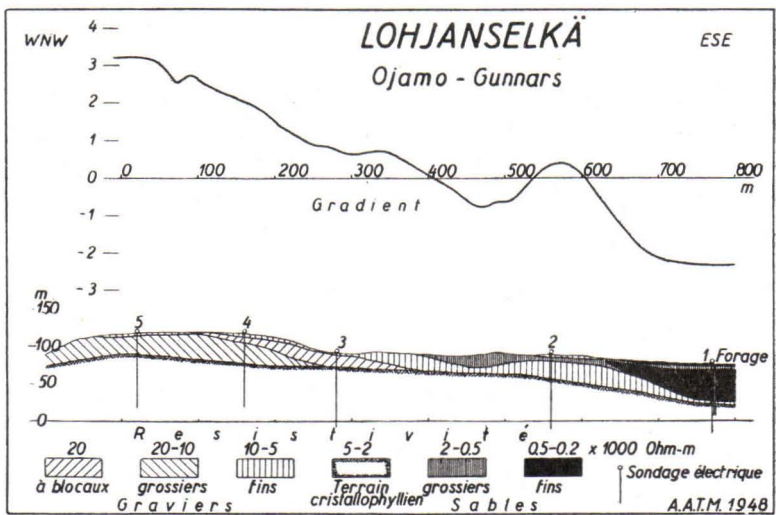


Fig. 1

schématique. Mais généralement on retrouve des traits caractéristiques. Les parties proximales montrent des résistivités fortes. La résistivité s'abaisse vers la direction distale. Il est évident que l'abaissement de résistivité est d'accord avec l'altération de la structure des sédiments de l'âs. La partie proximale est composée des graviers grossiers, qui vers la partie distale successivement sont remplacés par des sables fins.

Ils nous faut remarquer que cette investigation n'avait pas pour but l'élucidation de la structure de l'âs, mais le relief du cristallophyllien. Mais il est évident que des investigations électriques peuvent donner des résultats d'importance pour l'étude structurelle des âsar.

Souvent une formation d'âs peut être redressé par des argiles. Dans ce cas les sables sont des réservoirs importants d'eau. Nous présentons ici un coupe électrique à travers la plaine d'argile de Kyrksundet à Pargas (fig. 2). Au Nord est au Sud de cette plaine on observe des formation.

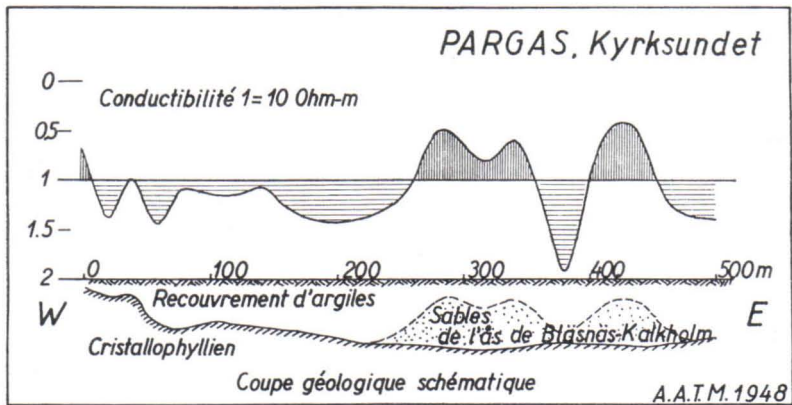


Fig. 2

d'un âs. Il était important de trouver l'âs au dessous de l'argile. La fig montre un profil typique de conductibilité. On observe un abaissement de conductibilité au dessus de la formation sableuse. La formation sableuse était perforée par un forage à ca 200 m près du profil à une profondeur de 30 m.

LES ARGILES POSTGLACIAIRES

Pour l'étude électrique des argiles j'ai fait usage d'une technique spéciale. Ordinairement il est facile de perforer les argiles par un forage. En usant les tiges de forage comme électrode il est possible de continuellement mesurer les variations de résistivité de la formation perforée. Parce que les argiles les plus pures avons une résistivité plus basse que les argiles sableuses ou les sables fin intercalés dans les terrains argilleuses, les varia-

tions de la résistivité donnent des indications importantes sur le caractère et la stratification des argiles. Dans la figure 3 nous donnons le résul-

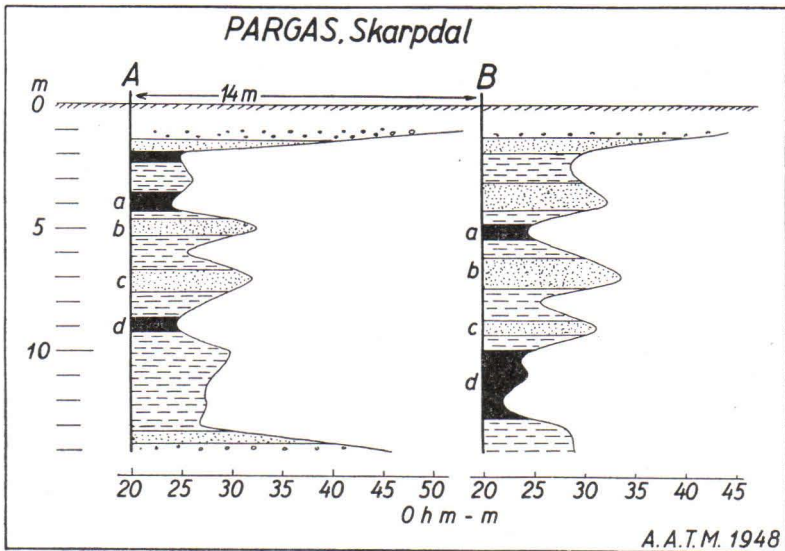


Fig. 3

tat de deux forages électriques dans le terrain d'argiles près de la carrière de calcaire cristallin de Skräbböle à Pargas. Les indications de résistivité élevée représentent des couches sableuses.

CONCLUSIONS

Les exemples cités démontrent la possibilité d'utiliser les méthodes de la prospection électrique pour l'étude des formations quaternaires. Avec une technique spécialisée aux problèmes de la géologie quaternaire, il nous faut constater que les méthodes électriques peuvent devenir une ressource essentielle du géologue intéressé dans ces domaines.

INSTITUTE DE GÉOLOGIE,
ÅBO AKADEMI, JUILLET 1948.

LITTERATURE

- HEILAND, C. A.: Geophysical Exploration. New York, 1940.
 METZGER, A. A. T.: Om användandet av elektriska motståndsmätningar vid geologiska undersökningar. Vuoriteollisuus — Bergshantningen, 1945.
 POLDINI, E.: La prospection électrique du sous-sol. Lausanne, 1947.

- ROMAN, I.: Some Interpretations of Earth Resistivity Data. A. I. M. E. Geophysical Prospecting, 1934.
- SCHLUMBERGER, C.: Etude sur la prospection électrique du sous-sol. Deuxième édition. Paris, 1930.
- SUNDBERG, K.: Principles of the Swedish Geo-electrical Methods. Erg. Hefte f. angew. Geophysik. Bd. 1, 1930.
- TAGG, G. F.: Interpretation of Earth-Resistivity Curves. A. M. I. M. E. Techn. Publ. N:o 755. New York, 1937.
-

OCCURRENCE IN FINLAND OF STRUCTURES DUE TO SUB-AQUEOUS SLIDING OF SEDIMENTS¹⁾

BY

L. M. J. U. v. STRAATEN
(GRONINGEN, NETHERLANDS)

Cases of intraformational contortion of sediments due to sliding have been reported in recent literature from a great number of localities all over the world.²⁾ The phenomenon appears to be quite common. Up till the present, however, no mention has been made of Finnish occurrences. In the following a brief description is given of two cases which I noticed last year. Unfortunately lack of time prevented a closer field examination. Without doubt further investigations at the same localities would reveal many additional data.

I. IMATRA

One of the most beautiful examples of slump structures imaginable is shown by a cliff section of varved glacial clays along the Vuoksi at Jakola, SE of Imatra (Figs. 1—4). In the southern part of the section the varves dip to the south, in the northern part to the north. Digging at the place of dip-reversal soon brought to light the cause, in the shape of a ridge with rather steep sides, which consisted of poorly sorted, fairly well rounded gravel: probably a small esker. Apart from a certain unconformity the varves at first sight appear to rest in an almost undisturbed series over the crest of the ridge. Actually however a considerable number of beds is found to be missing. These beds have slumped away from the crest and can now be seen lying in an intricately folded condition at the foot of both slopes of the elevation. These folded varves or series of varves pinch out towards the axis of the esker. Generally each successive end projects a little farther in that direction than its underlying neighbour.

¹⁾ Lecture given before the Geological Society of Finland 1947.

²⁾ About 50 references are cited in an article by BEETS (Journ. Geol. 54, pp. 229—245, 1946), to which some 40 could already be added.

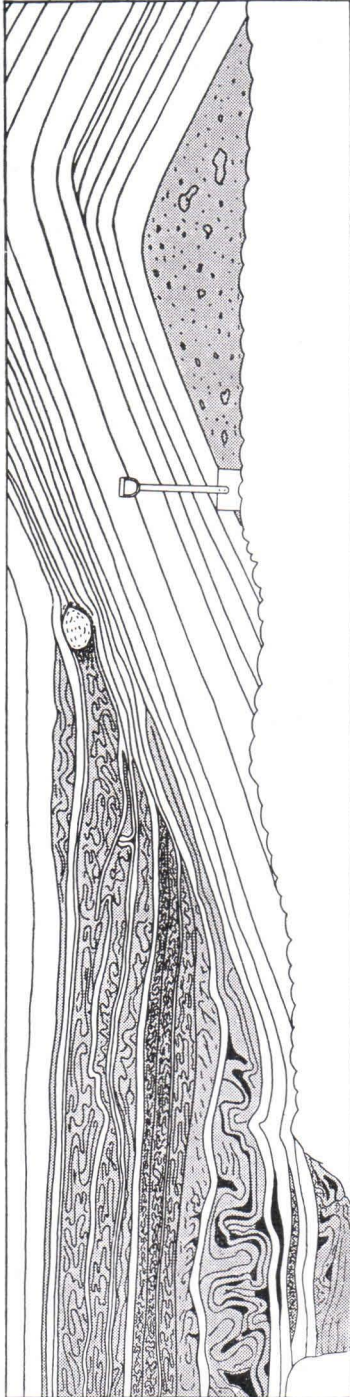


Fig. 1. Tracing, made from photographs of varved glacial clay section in cliff along Vuoksi at Jakola, near Inatira. Only relevant beds are presented. The minor contortions are purely schematic.

Apparently the sliding was caused by the fact that the slope of the coarse grained esker exceeded the maximum angle of repose (in water) for the finer varve-material.

The sliding movements occurred one after another and deposition and sliding must have taken place alternately. In some instances the slumped masses rest immediately upon each other. Elsewhere they are separated by undisturbed or more rarely by slightly undulating beds, which can be traced over the crest to the other side of the ridge. No important truncation of folds by over- or underlying beds can be detected.

When the slumps did not occur simultaneously, involving the same thickness of sediment at both sides, they had to result in unconformities over the crest of the esker, of the kind seen in Figs. 1 and 2. The corresponding slumped masses however lie too deep to be exposed. On the other hand the unconformities, corresponding to the exposed slide-masses cannot be seen in consequence of the weathered state of the upper portion of the section. The displacement of the dip-reversal of the varves towards the right, relatively to the crest of the esker, indicates that sliding occurred more frequently or on a bigger scale towards the left than towards the right. In the higher beds sliding has also been more important on the righthand side.

Folds are the only important structures that have originated in the slumped masses. Faults, cutting the stratification, are entirely subordinate. Sliding being of course a kind of flow, a bed of limited lateral extension

generally may be displaced in toto, without changes of internal structure. Usually, however, the displacement dies out beyond a certain distance and flow is dissolved in either thickening or folding of the strata. In our case of a regular alternation of more competent, sandy beds and less competent, muddy ones, the dying-out of displacement is due only to folding of the sand-beds, while the mud-beds are thickened at some places and thinned at others. (The local thickening of the mud-beds may take place by way of minor foldings). Together with the lessening of displacement the contortions likewise die out via a series of weak undulations. Similarly

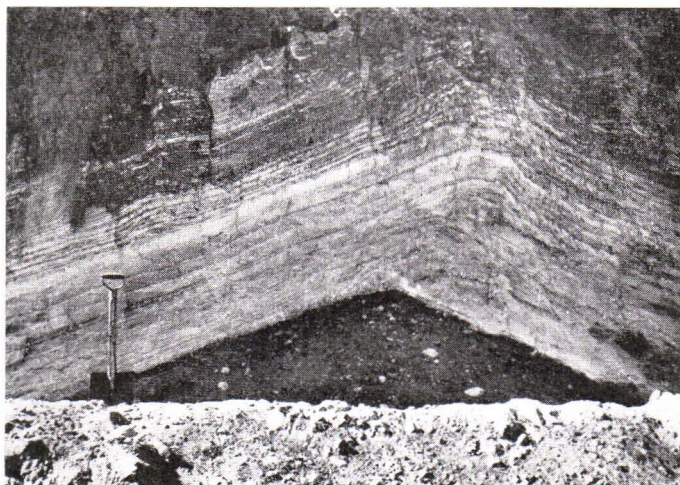


Fig. 2. Varved clay with unconformities, due to sliding, resting upon esker. Jakola, near Imatra.

in several cases, the opposite, «above-stream» sides of the slump-sheets, *viz.* the thin pinching-out ends, show such undulations in consequence of the small compressive pressure. Undulations of thicker series of laminae may be remarkably parallel. On the bedding plane these undulations may resemble ripple-marks, as observed for instance by Kuenen¹⁾ in slumped deposits of the Carboniferous of Pembrokeshire (S Wales).

The compression of thick beds resulted, as shown in Fig. 3, in comparatively steeply erected anticlines, whereas the thinner beds gave only extremely flat, recumbent folds. The thick beds, having greater competency, were able to support themselves against the action of gravity. The anticlines of the thin beds, however, at once bent over forward or backward. Continuing compression thereupon caused rolling of the beds around the folding axes, more or less in the manner of a rope round a pulley. It is clear that flow movements of this latter type can occur only

¹⁾ PH. H. KUENEN, to appear in Quart. Journ. Geol. Soc.



Fig. 3. Varved clays, folded by sliding movements in cliff sections at Jakola, near Imatra.



Fig.4. Three sections at right angles to each other in slumped varved clays in cliff at Jakola, near Imatra. Pencil-point indicates direction of sliding.

in highly plastic material. Furthermore, these structures with pronouncedly horizontal recumbent folds are not to be expected in contortions due to freezing and thawing of periglacial soils.

An interesting property of the structures of the thinner beds exists in the fact that the folding axes are much distorted themselves. This behaviour of the axes is clearly brought out by comparison of three sections at right angles to each other, one being chosen perpendicular to the direction of sliding (Fig. 4). The two vertical sections provide almost identical pictures of vertically compressed, recumbent folds; the horizontal section also shows intense folding but without any favoured direction. This feature again, in the writer's opinion, is caused by the small competency of the unconsolidated material, soaked with water. In more competent material, able to transmit forces to a greater extent, the axes of developing folds would all tend to elongate in one rectilinear direction only: the b-axis of structural petrology. With regard to the internal movement of the weak, sliding masses, one is therefore permitted to speak of turbulent flow rather than of folding.¹⁾

The varved clay deposits of Finland must have been abundantly affected by these slidings, owing to the strong relief of the substratum: steep-sided roches moutonnées, ground moraine hills, eskers *etc.* As a matter of fact I noticed several other unmistakable examples. In this connection mention should be made of a personal communication by V. Okko, who came across similarly folded varves in a clay pit at Soso (SE of Oulu). Subsequent workings in this pit, however, had obliterated the section before our joint visit last summer. Yet, in a neighbouring pit a typical unconformity, no doubt due to sliding, was still visible.

A similar case, in the neighbourhood of Upsala, of intraformationally contorted quaternary varves as the result of slumping has been the subject of a rather detailed investigation by Holmquist²⁾ already in 1896. An occurrence in Massachusetts has been mentioned by Brown.³⁾

Contortion of carboniferous varved clays in New South Wales has been noted by Caldenius⁴⁾ and explained as possibly due to sliding.

Slumping is an important factor to be reckoned with when making varve correlations. Apparently normal sequences of varves in small exposures may hide repetitions or unconformities.

¹⁾ Experiments are being carried out in the laboratory of the Geological Institute of Groningen University, to investigate the differences in structure resulting from sliding by gravitational pull and lateral compression by a pushing mass, both of competent and of incompetent beds.

²⁾ P. J. HOLMQUIST. Über mechanische Störungen und chemische Umsetzungen in dem Bänderthon Schwedens. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala III, pp. 412—432, 1896.

³⁾ T. C. BROWN. Evidence of stagnation during deglaciation of the Nashua Valley. Am. Journ. Science 219, pp. 359—367, 1930.

⁴⁾ C. CALDENIUS. Carboniferous varves measured at Paterson, New South Wales. Geol. För. Förh. 60, pp. 349—364, 1938.

2. AITOLAHTI

Interesting structures are shown by the varved phyllites of the Archaean, exposed along the eastern Näsijärvi-shore at Aitolahti, the well-known locality where Sederholm found his *Corycium enigmaticum*. Owing to the complete absence of iceberg-dropped erratics these varves in the writer's opinion cannot be considered as of glacial origin. (In the quaternary varved clays in Finland these erratics are nearly always present). The structures in these old varves can hardly be explained otherwise than by sliding, although, unlike at Imatra, no cause is directly visible. From place to place folds occur but more frequently only peculiar clay wedges are seen. These wedges originally pointed upwards. This follows from deduction of top and bottom — the varves have been erected vertically by tectonic forces — by noting the grainsize, which in each varve decreases from below upwards.

The most striking section (Fig. 5) lies some distance south of Aitoniemi. Here three slumped masses occur with clay wedges pointing upwards, which are of large dimensions in the upper and lower masses, smaller in the middle one. In the upper slumped mass the thick sandy bed has been regularly folded over the clay wedges, as is rendered visible by the presence of thin, comparatively clayish intercalations. The folding dies out upwards via diminishing undulations.

Here again the rule holds that the folding axes are not straight lines, extending for any distance. This is shown by a small vertical cliff, cutting off the rock mass a short distance behind the back of the observer of the view of Fig. 5. It gives a section perpendicular to the direction of sliding, a bc-section (in the sense in which it is used in petrofabrics), of the lower slumped mass and displays the same type of clay wedges, although developed to a smaller degree.



Fig. 5. Horizontal section through vertically erected varved phyllites with contortion due to sliding, south of Aitoniemi, eastern shore of Näsijärvi.

The sample of Fig. 6 (fragment of a thin slab of rock, loosened by exfoliation) presents in an *ac*-section a typical clay-wedge, in which clear flow-folding has taken place. It can also be seen that in the sand bed considerable internal movements have occurred, the traces of stratification being directed nearly perpendicular to the general bedding at both sides of the wedge. To check the existence of a tilted stratification which is only vaguely discernible an orientation-analysis was made of a thin section parallel to *ac*, located as indicated on Fig. 6. The orientation of the long axes of the sections of all psammitic grains in this slide were measured and plotted graphically (see explanation of Fig. 7). Although the stratification is only slightly pronounced, the orientation of the long axes of the grain-sections is found to be unexpectedly systematic. This method therefore may prove to be of more general application in cases where distortions are suspected but not visible.

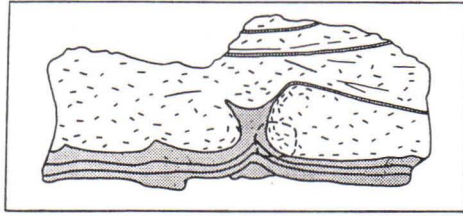


Fig. 6. Fragment of exfoliated slab, with clay wedge, originated in consequence of sliding. Stratification, faintly visible, stands vertical at both sides of wedge. Aitolahti.

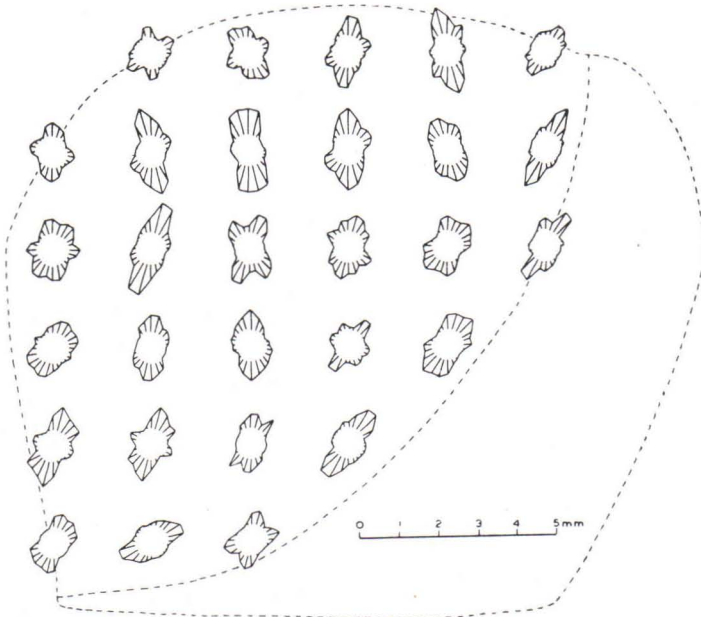


Fig. 7. Orientation of long axes of sections of psammitic grains in thin section, parallel to *ac* (as seen from the reverse side), from sample of fig. 6. Position of slide given on same figure. Length of arrows in 13 ths of mm. (scale diagram) indicates number of grains in circular area (diameter $2\frac{1}{2}$ mm.), having orientation of long axis lying between directions of arrows at both sides.

Clay wedges of much smaller dimensions also occur, even down to about 1 mm., then much resembling the micro-structures which I noticed in quaternary varves, for example near Jokela-Station, S of Hyvinkää (Fig. 8). Here the flow in the very thin mud beds can easily be explained by unequal loading with sand (Fig. 8 A, B).

It is remarkable that the occurrence of these slump structures seems to be linked more or less with the occurrence of *Corycium enigmaticum*. In the writer's opinion, *Corycium* cannot be of fossil origin. The structures were supposed by Sederholm to represent ancient algae. However, it should not be forgotten that true algae without a skeleton of inorganic composition are very rare fossils indeed. When they do occur it is generally in fine grained sediments. At Aitolahti on the contrary *Corycium* occurs abundantly in coarse sandy beds, which often show slump structures or indicate considerable turbulence of the depositing water by cross-lamination. Furthermore the freshly embedded algae contain but a very small quantity of the element Carbon. The carbonaceous material of *Corycium* on the other hand contains a high quantity of this element. Therefore, considering the present diameter of the compacted wall of *Corycium*, a very improbable wall-thickness has to be assumed for the original living organism. Then again it is obscure how the compaction of this wall material could have resulted in such coherent sacks. From the carbonization of embedded algae only carbonaceous flecks, scattered through the sediment could be expected. Or if the coherency of the sack had in some manner been preserved, this compaction should have caused a great decrease in diameter of the upper and lower parts of the test and no decrease of the diameter in the horizontal axial plain (Fig. 9). As there is not the slightest indication of such deformation of the test it can be concluded only that the material was embedded in the sediment in, or nearly in, its present state of carbonization. Also there is no reasonable explanation of the frequently concentric internal structure of the filling mass of *Corycium*. Finally it is hard to account for the occurrence in the same beds of many other sack-like structures, partly of carbonaceous material (see for example

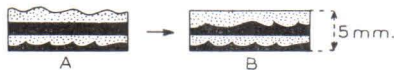


Fig. 8. Formation of flow wedges in thin mud laminae under influence of unequal distribution of loading sand. After photograph made at Jokela.

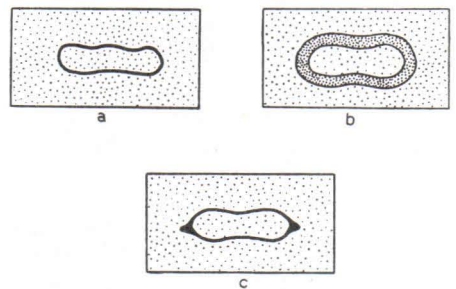


Fig. 9. a. *Corycium*, b. freshly embedded alga, c. carbonized alga.

Sederholm's Fig. 13, p. 28),¹⁾ partly of hornblende. Naturally Sederholm does not consider these as fossils, although all stages of transition between »true» *Corycium* and these inorganic structures are met with.

In this connection it is interesting to note the existence of so-called slump-balls («spiral balls»), as described by Hadding²⁾ and more extensively by Kuenen.³⁾ These latter balls, often of a flattened shape, show more or less concentric structures, or they are built up of concentrically laminated balls, held together by a concentrically laminated shell, or again they are even more complicated. No doubt the formation of these balls is related to the above mentioned phenomenon of contorted folding-axes.

They might represent the tops of anticlinal or synclinal protrusions, which were squeezed off and there upon took part as independent elements in the sliding movement. Figs. 10 and 11 show examples, where *Corycium*-like balls occur in slumped masses, in which the folds are still clearly visible.

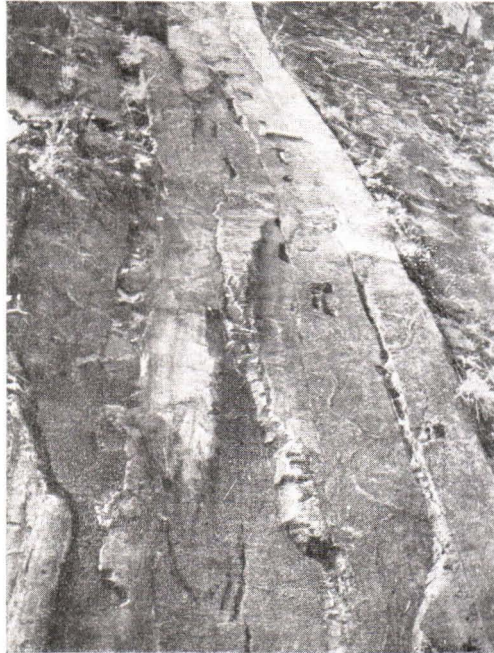


Fig. 10. Occurrence of *Corycium* in slumped mass with folds clearly visible. Aitolahti.

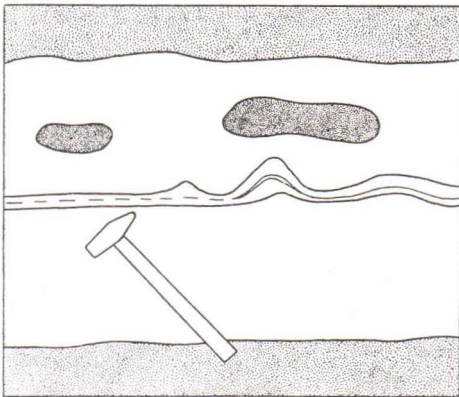


Fig. 11. Occurrence of *Corycium* in slumped mass. After photograph made at Aitolahti.

Many other *Corycia* occur in apparently undisturbed beds, but as pointed out above, the internal distortions are often not directly visible in the exposure or in the rock sample. In many cases they can be deduced only from the presence of clay wedges or by means of orientation analysis of the sand grains.

Of course this inorganic hypothesis concerning *Corycium*— and similar structures in the same phyllites, which have never been considered as fossils — has nothing to

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Geol. Komm. Geologisk Öfversiktsskarta öfver Finland. Sekt. B 2 Tammerfors. Beskrivning till Bergartskartan. 1911.

²⁾ A. HADDING. On subaqueous slides. Geol. Förh. 53, pp. 378—393. 1931.

³⁾ PH. H. KUENEN. 1. c.

do with the origin of the material of the sacks itself. It seems very probable that this carbonaceous material itself is of organic origin.

Although the present writer realizes that this hypothesis may meet with serious objections, at least it appears to fit in with all evidence given above.

Slumping structures can of course be expected equally well in other old varves. As a matter of fact their occurrence has been mentioned by Pettijohn from the Archaean of Ontario.¹⁾

GRONINGEN, JANUARY, 1948.

Further references, concerning quaternary varves:

M. SAURAMO. Studies on the quaternary varve sediments in Southern Finland. Bull. Comm. géol. Finl. 60, 1923.

M. SAURAMO. The quaternary geology of Finland. Ibid. 86, 1929.

Further references, concerning Archaean varves:

P. ESKOLA. Conditions during the earliest geological times as indicated by the Archaean rocks. Ann. Acad. Scient. Fenn. Ser. A. 36, no. 4, 1933.

F. J. PETTIJOHN. Early pre-Cambrian varved slate in northwestern Ontario. Bull. Geol. Soc. Am. 47, pp. 621—628, 1936.

Further references, concerning *Corycium*:

K. KREJCI. Über *Corycium* und ähnliche Bildungen im rumänischen Salzgebirge. Cbl. f. Min., pp. 59—60, 1924.

J. J. SEDERHOLM. Über die primäre Natur des *Coryciums*. Ibid., pp. 717—718, 1924.

K. KREJCI. Über *Corycium* und tektonisch entstandene ähnliche Gebilde. Ibid., pp. 315—320, 1925.

J. J. SEDERHOLM. Nochmals das *Corycium*. Ibid., pp. 360—362, 1925.

J. J. SEDERHOLM. Pre-Quaternary rocks of Finland. Bull. Comm. géol. Finl. 91, 1930.

¹⁾ F. J. PETTIJOHN. Archaean Sedimentation. [Bull. Geol. Soc. Am. 54, pp. 925—972. 1943.

DAS PYROKLASTISCHE GESTEIN VON LAPPAJÄRVI UND SEINE VERBREITUNG ALS GESCHIEBE

VON

MARTTI SAKSELA

INHALT

	Seite
VORWORT	19
PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DES KÄRNÄITS	22
DAS VORKOMMEN DES KÄRNÄITS IN ANSTEHENDEM FELS	23
DIE VERBREITUNG DES KÄRNÄITS ALS GESCHIEBE	25
LITERATURVERZEICHNIS	29

VORWORT

Die ersten Winke für die Existenz neuer Erzlagerstätten bekommt man gewöhnlich in Form loser Erzblöcke. Selten stammen diese aus dem unterlagernden Felsgrund her, sondern sie sind vom Inlandeis aus grösserer Entfernung auf ihre jetzigen Stellen verfrachtet worden. Der Erzsucher hat dann die Lage des Muttergesteins festzustellen. Handelt es sich um ein Nahgeschiebe, wobei in der Regel viele andere gleichartige Erzblöcke in denselben Gegenden angetroffen werden, so gestaltet sich die Aufgabe in den meisten Fällen einfach. Die Lokalisierung der Abstammungskluft eines vereinzelt Ferngeschiebes ist dagegen eine sehr schwere Aufgabe. Man kann sagen, dass ihre Lösung bis auf weiteres nur in einigen wenigen Fällen gelungen ist. Begreiflicherweise hat man sich daher bemüht, glazialgeologische Erzsuchungsmethoden zu entwickeln. Im besonderen hat man dabei die Verbreitung einiger charakteristischen, in anstehendem Fels in bestimmten begrenzten Gebieten auftretenden Gesteine als Geschiebe klarzulegen versucht. Von den Gesteinen, die für derartige Untersuchungen in jeder Beziehung geeignet sind — und die leider selten sind —, sei vor allem das auf der Insel Kärnäsaari im See Lappajärvi (Süd-Ostbotttnien) angetroffene pyroklastische Gestein erwähnt. In anstehendem Fels kommt es nämlich in einem verhältnismässig begrenzten Gebiete vor, als Ge-

schiebe hat man es bis auf 170 km Entfernung vom Muttergestein verfolgen können und schliesslich erkennt man es ohne Schwierigkeit und unfehlbar, wo man es auch finden mag. — Es ist schwer, dem Gestein einen Namen, der dessen Beschaffenheit genau charakterisire, zu geben, bevor die Zusammensetzung seines vulkanischen Teils klargelegt ist. Daher habe ich im folgenden die Bezeichnung *Kärnäit* benutzt, die von Hugo Berghell seinerzeit für das Gestein vorgeschlagen worden ist.

Schon in H. J. Holmbergs im Jahre 1858 erschienener Arbeit »*Materia-
lier till Finlands geognosi*» findet man folgende Erwähnung dieses für Finn-
land seltenen Gesteins: »Auf der Insel *Kärnä* kommt ein Porphyry vor,
der aus einer dunklen Grundmasse mit rotbraunen Feldspatkrystallen be-
steht». Im Sommer 1913 wurde das Gestein von Berghell bei seinen Unter-
suchungsarbeiten im Gebiete des Kartenblattes *Vaasa* in gewissem Sinne
aufs neue entdeckt. Auf die Spur des *Kärnäits* wurde Berghell von Mag.
phil. E. Odenwall gebracht, der in der Umgebung seiner Villa am Süd-
ufer des Sees *Lappajärvi* oberflächlich verwitterte, graubraune Moränen-
blöcke des betreffenden Gesteins vorgefunden und ihnen Aufmerksamkeit
zugewendet hatte. Kurz darauf fand Berghell *Kärnäit*blöcke in grossen
Mengen an den Ufern der ung. 2 km nördlicher gelegenen Insel *Rämäkkö-
saari* und der östlich von *Kärnäsaari* gelegenen kleinen Inseln. Diese Ufer-
steine waren meistens nicht verwittert sondern oberflächlich glatt, so-
gar glänzend, und oft nahezu schwarz (Fig. 1). Auf den letzteren Inseln

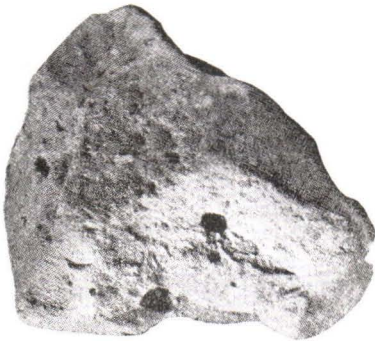


Fig. 1. Ein Uferstein aus *Kärnäit*,
Kärnäsaari, *Lappajärvi*. Ung. $\frac{1}{2}$ der
nat. Grösse.

gegen *Kärnäit* weder als lose
angetroffen.

Im Sommer 1914 führte *Aarne Laitakari* im Kirchspiel *Lappajärvi*
geologische Kartierungsarbeiten aus (9), wobei er auch die Verbreitung
von *Kärnäit*blöcken an den Ufern des Sees *Lappajärvi* und seiner Inseln
untersuchte. Die Resultate gehen aus der Fig. 2 hervor (vgl. auch *Sauramos*
Veröffentlichung, 22, S. 24).

bestanden die Ufersteine stellenweise bei-
nahe ausschliesslich aus *Kärnäit*. Schon
daraus konnte Berghell schliessen, dass
das Muttergestein nicht weit entfernt ge-
legen war. Bald stellte er auch das Vor-
kommen von *Kärnäit* in anstehendem Fels
an der Nordseite der Insel *Kärnäsaari* fest.
Dieser tritt in niedrigen Strandfelsen ge-
ringerer Ausdehnung zutage. Auch auf
der kleinen Insel *Vartijasaari*, nordnord-
östlich der Insel *Kärnäsaari*, fand Berghell
ebenfalls das Gestein anstehend (siehe
Fig. 2). Auf den Inseln der nördlich-
sten Bucht des Sees *Lappajärvi* wurde da-
Blöcke noch als festanstehendes Gestein

Das Gestein wurde bald darauf von Joh. Kaikko, unter der Leitung von Wilhelm Ramsay, mikroskopisch untersucht und das Ergebnis dieser Untersuchung in einer akademischen Übungsabhandlung im Manuskript niedergelegt (8). Ferner wurde auch eine Bauschanalyse des Gesteins von Eero Mäkinen ausgeführt. Diese Analyse ist später in einer Schrift von Pentti Eskola wiedergegeben (2, S. 12).

Während der Sommer 1933—34, zeitweise auch später, hat der Verfasser den Kärnäit von Lappajärvi und besonders dessen Verbreitung als Geschiebe untersucht (17, 18). Die Hauptaufmerksamkeit ist den an der Erdoberfläche vorkommenden Kärnäitfindlingen zugewandt worden. Geeignete Untersuchungsobjekte sind besonders die um die Äcker sich hinziehenden Steinfriedigungen und die auf jenen liegenden Steinhäufen gewesen.

Auch ist es vorteilhaft gewesen, die grösseren Kiesgruben sowie Landstrassen- und Eisenbahneinschnitte zu untersuchen. An derartigen Stellen sind ja oft in sehr reichlichen Mengen Steine verschiedener Grösse zu sehen, so dass es möglich ist, unter ihnen Kärnäitsteine auch dann zu finden, wenn deren Frequenz verschwindend niedrig ist. An diesen Stellen hat sich natürlich Gelegenheit geboten, auch die tiefer liegenden Teile von Moränen- und Os-schotterablagerungen zu untersuchen.

Während der Sommer 1944—46 hat Karl Mölder Untersuchungen über die Verbreitung der Kärnäitsteine in der Umgebung des Sees Lappajärvi vorgenommen, wobei er seine Aufmerksamkeit hauptsächlich auf die in

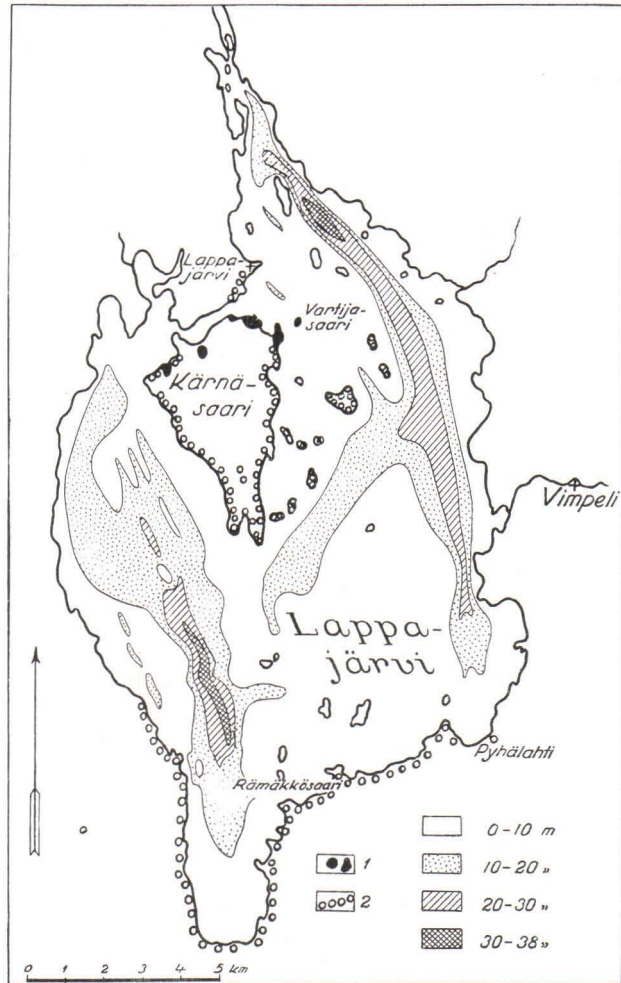


Fig. 2. Der See Lappajärvi. 1. Kärnäit in anstehendem Fels; 2. Kärnäitsteine (nach Laitakari). Tiefenkurven nach Messungen von Mag. phil. E. Odenwall.

den tieferen Moränenschichten vorkommenden Kärnaitsteine gerichtet hat. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen hat er vor kurzem veröffentlicht (12).

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DES KÄRNÄITS

Makroskopisch ist der Kärnait ein dichtes, im frischen Bruch grünlich- oder bläulichschwarzes Gestein, welches nicht porphyrisch ist, aber in sehr grosser Menge Einschlüsse von Mineralien und auch von Gesteinen enthält. Die Mineralfragmente sind von wechselnder Grösse: neben nur ein oder ein paar mm grossen Fragmenten, welche den grössten Teil ausmachen und in ansehnlicher Menge sich vorfinden, kommen auch solche von einige cm im Durchmesser betragenden vor. Die Fragmente bestehen zum grossen Teil aus Feldspäten (sowohl Kalifeldspat als Plagioklas) und Quarz. Meistens sind diese mehr oder weniger umgewandelt; u. a. sind die grösseren weissen Feldspatkristalle oft von einer hellgrünen, einige mm dicken Umwandlungskruste umrahmt. Die Gesteineinschlüsse, die natürlich noch grössere Dimensionen erreichen als die Einschlüsse einzelner Mineralien, zeigen Verschiedenheiten in Zusammensetzung, Korngrösse und Umfang. Vorwiegend liegt, soweit es ihre meist starke Umwandlung zu bestimmen erlaubt, granitisches Material (Pegmatite, Gneisgranite) vor. Ziemlich oft werden auch Bruchstücke von feinkörnigem Biotitplagioklasgneis und bisweilen von quarzitischen Gesteinen angetroffen. Die Gesteinsfragmente scheinen aus denjenigen Gesteinen zu bestehen, die in der Umgebung des Sees Lappajärvi vorkommen (19, 21).



Fig. 3. Hohlräume in Kärnait, die zum Teil von gut ausgebildeten Kalkspatkristallen ausgefüllt sind. Nat. Grösse.

Der Kärnait enthält Hohlräume, die einige cm im Durchmesser betragen. Diese sind zum Teil von gut ausgebildeten Kalkspatkristallen (Fig. 3) oder auch weisser emailleglänzender Chalcedonsubstanz ausgefüllt. Stellenweise ist die Porosität des Gesteins beträchtlich, so dass es das Aussehen von rezenter Blasenlava annimmt. Der Kärnait enthält oft zerstreute Eisenkieskörner, von deren Verwitterung die ziemlich allgemein vorkommende braune Oberflächenfarbe des Gesteins herrührt.

Die mikroskopische Untersuchung bringt den grossen Reichtum der sehr kleinen Mineralfragmente sowie die schöne klastische Struktur des feinkörnig oder dicht aussehenden Teils des Kärnäits zum Vorschein (Fig. 4 und 5). Zwischen den Fragmenten beobachtet man eine glasartige Masse oder daneben noch mikrolitische Kristalle. — Im übrigen sei auf die mikroskopische Beschreibung von Kaikko hingewiesen (8).

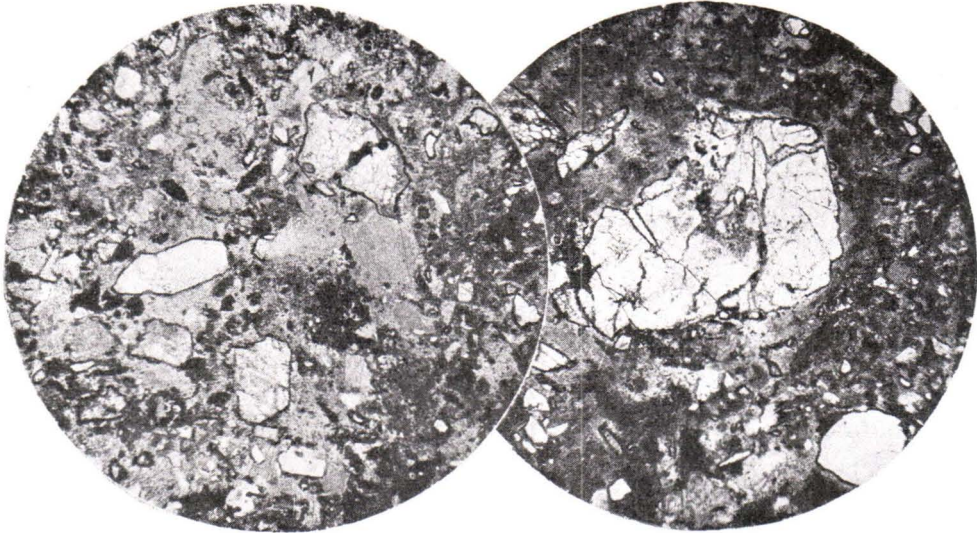


Fig. 4.

Fig. 5.

Pyroklastisches Material. Kärnäsaari. Vergr. in Fig. 4 ca. 20 ×, in Fig. 5 ca. 15 ×. Ohne Analysator.

Aus dem Gesagten dürfte hervorgehen, dass es sich um pyroklastisches Material, Agglomerate und Tuffe, handelt. Eigentliches Lavagestein kommt jedenfalls in verhältnismässig geringen Mengen vor.

Die erwähnte von Mäkinen ausgeführte Analyse, die sich offenbar auf das feinere Material des Kärnäits bezieht, zeigt, dass dieses eine plagioklasgranitische Zusammensetzung hat. Doch ist es natürlich, dass die Zusammensetzung eines derartigen Gesteins je nach Beschaffenheit und Menge der vorhandenen Fragmente und Bruchstücke wechseln kann.

DAS VORKOMMEN DES KÄRNÄITS IN ANSTEHENDEM FELS

Wie schon erwähnt, ist Kärnäit in anstehendem Fels nur am Nordufer der Insel Kärnäsaari und auf der Insel Vartijasaari angetroffen worden, aber man hat angenommen, dass der Felsgrund der ganzen Insel Kärnäsaari, der kleinen Inseln östlich davon sowie des schmalen Uferstreifens südwestlich der Kirche von Lappajärvi, der Insel Kärnäsaari gegenüber,

aus Kärnäit besteht. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die Verbreitung des Gesteins jedoch noch grösser. Die von Mölder westlich und südwestlich des Sees Lappajärvi in der Moräne gefundenen Kärnäitgeschiebe (12, S. 50) sowie die Lage der westlichen Seitenflanke des ganzen Geschiebefächers (siehe Karte Beilage I) deuten m. E. unbestreitbar darauf hin, dass man es irgendwo westlich des Lappajärvi-Beckens mit Kärnäitvorkommen zu tun hat. Unmöglich dürfte es nicht sein, dass auch unter dem südlichen Teil des erwähnten Beckens Kärnäitvorkommen versteckt sind. Ein Beleg dafür könnte wohl das reichliche Vorkommen der Kärnäitsteine sowohl an den Ufern der dortigen Inseln als am Südufer des Lappajärvi-Sees sein. Schliesslich ist es, um nach den Ergebnissen der Geschiebeuntersuchungen zu urteilen, wahrscheinlich, dass auch südlicher, nordwestlich des Kirchdorfes von Lehtimäki, vielleicht irgendwo in der Gegend des kleinen Sees Kätkäjärvi, Kärnäit in anstehendem Fels vorkommt (siehe S. 28).

Man hat den See Lappajärvi nebst seinen vulkanogenen Bildungen mit den drei anderen »Vulkanseen« innerhalb des fennoskandischen Grundgebirgsterritoriums parallelisiert, und zwar mit dem Jänisjärvi in Karelien, dem Dellen in Hälsingland und dem Mien in Småland. Im ersten Teil von Ramsays Lehrbuch »Geologiens grunder« wird u. a. erwähnt (15, S. 238): »Ein jedes von diesen Seebecken hat in der Mitte einige Inseln, deren Felsgrund aus andesitischer oder dacitischer Lava besteht. Sie sind Förderkanäle zu ehemaligen Vulkanen, von welchen die Berge selbst ganz und gar abgetragen worden sind, und an deren Stelle liegen untiefe Seen vor« (vgl. auch 2, 3 und 4). Demgemäss handelt es sich also um Neckbildungen, die am ehesten Reste von Stratovulkanen darstellen.

Im zweiten Teil des obenerwähnten Lehrbuches (S. 372) wird jedoch eine andere Auffassung über die Entstehung dieser Bildungen ausgesprochen. Es wird nämlich nicht als wahrscheinlich angesehen, dass die betreffenden Seen einmal von hohen Vulkanbergen bedeckt gewesen wären, vielmehr stellen sie wohl eher irgendeine Maarbildungen dar: von Ringverwerfungen begrenzte Absenkungen, innerhalb welcher kleinere Ausbrüche von vulkanischem Material eingetreten sind.

Nach der Meinung Verfassers kann man weder die eine noch die andere der oben angeführten Erklärungsweisen als solche auf die Bildungen von Lappajärvi anwenden. Die Insel Kärnäsaari, die mit ihrer nächsten Umgebung für das Zentrum der vulkanischen Tätigkeit gehalten worden ist, liegt nicht in der Mitte des Sees Lappajärvi, sondern sie bildet praktisch genommen eine in den See hinausstreckende breite und flache Landzunge. Ferner deutet nichts darauf hin, dass das Lappajärvi-Becken eine von »Ringverwerfungen« begrenzte Absenkung wäre. Wie aus der Fig. 2 ersichtlich, finden sich im Seeboden wohl zwei ziemlich parallele tiefere Rinnen, die offenbar längs Bruchspalten im Felsgrund angelegt sind, aber auch diese dürften kaum die obige Behauptung stützen. Ein beachtens-

werner Umstand ist, dass die vulkanogenen Bildungen von Lappajärvi hauptsächlich aus pyroklastischem Material bestehen, das in sehr grosser Menge Fragmente und Bruchstücke von »unvulkanischem« Nebengestein enthält. Dieser Umstand deutet wohl darauf hin, dass die Ausbrüche explosionsartig gewesen sind. Somit dürften die besagten Bildungen eher als Reste von Explosionskratern denn als solche von Stratovulkanen anzusehen sein. In Anbetracht des verhältnismässig weiten Verbreitungsgebiets des Kärnäits in der Gegend von Lappajärvi ist wahrscheinlich, dass hier mehrere »Tuffschlote« vorkommen.

Allgemein hat man die rundliche Form des Sees Lappajärvi als für die »Vulkanseen« charakteristische und von dem allgemeinen Seentypus abweichende Form hervorgehoben. Infolgedessen sei hier nur bemerkt, dass die Seen Mittel- und Süd-Ostbottniens sehr allgemein rundlich sind. Als Beispiele seien die Seen Lestijärvi, Alajärvi, Halsuanjärvi, Ullavanjärvi und viele andere kleinere Seen genannt.

DIE VERBREITUNG DES KÄRNÄITS ALS GESCHIEBE

geht aus der Karte Beilage I hervor. Die gefundenen Kärnäitblöcke sind hauptsächlich Moränengeschiebe. Einige Kärnäitfindlinge sind in glazifluvialen Bildungen angetroffen worden. So ist der nächstsüdliche Kärnäitfindling aus einer Kiesgrube, die in einem Os östlich des Sees Kankarivesi im Kirchspiel Jämsänkoski angelegt worden ist. Auch in den Kirchspielen Ähtäri, Soini und Lehtimäki hat man Kärnäitsteine in Osmaterial aufgefunden. Das östlichste Kärnäitgeschiebe wurde auf dem ziemlich hohen Hügel Roninmäki in nächster Nähe der Stadt Jyväskylä in einer glazifluvialen Sand- und Schotterablagerung angetroffen. Diese ist in einiger Entfernung unterhalb des zu der alten Strandbildung (149 m ü. M.) gehörenden Auswaschungseröles gelegen und schliesst sich an die Randbildung Muurame—Jyväskylä—Laukaa an (vgl. 16, S. 15—16, 20—23 und 52—53).

Die aus der Karte Beilage I zu ersehenden Glazialschrammen und Ose sind nach den Bodenartskarten der Geologischen Forschungsanstalt (Blatt C 2, Mikkeli, B 2, Tampere und C 3, Kuopio), deren Erläuterungen (5, 23 und 1) sowie, was den nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes betrifft, nach den von Mölder im Gebiete des Kartenblattes Vaasa ausgeführten Untersuchungen (12) gezeichnet. Wie zu ersehen, sind im letztgenannten Gebiet auch Richtungsanalysen ausgeführt worden, um die Bewegungsrichtungen des Inlandeises klarzulegen.

Die Kärnäitgeschiebe sind über ein fächer- oder zweigbündelförmiges Gebiet verbreitet. Die Seitenflanken des Geschiebefächers folgen in grossen Zügen den Schrammenrichtungen. Dies äussert sich deutlich besonders in der immer stärkeren Biegung der östlichen Seitenflanke wie auch der

entsprechenden Schrammenrichtungen nach Osten. Der Geschiebefächer hält sich ziemlich gleich breit, solange man sich in ostbottnischem Flachland befindet. Gelangt man aber nach Mittelfinnland, das von einer verhältnismässig kräftigen Topographie charakterisiert ist, so beginnen die beiden Seitenflanken, wie auch zu erwarten (vgl. z. B. Lundqvist, 10), sich immer mehr sowohl von einander, als auch von den Schrammenrichtungen zu entfernen. Der Einfluss des Reliefs der Unterlage ist deutlich wahrnehmbar. Es dürfte kein Zweifel darüber bestehen, dass das ziemlich

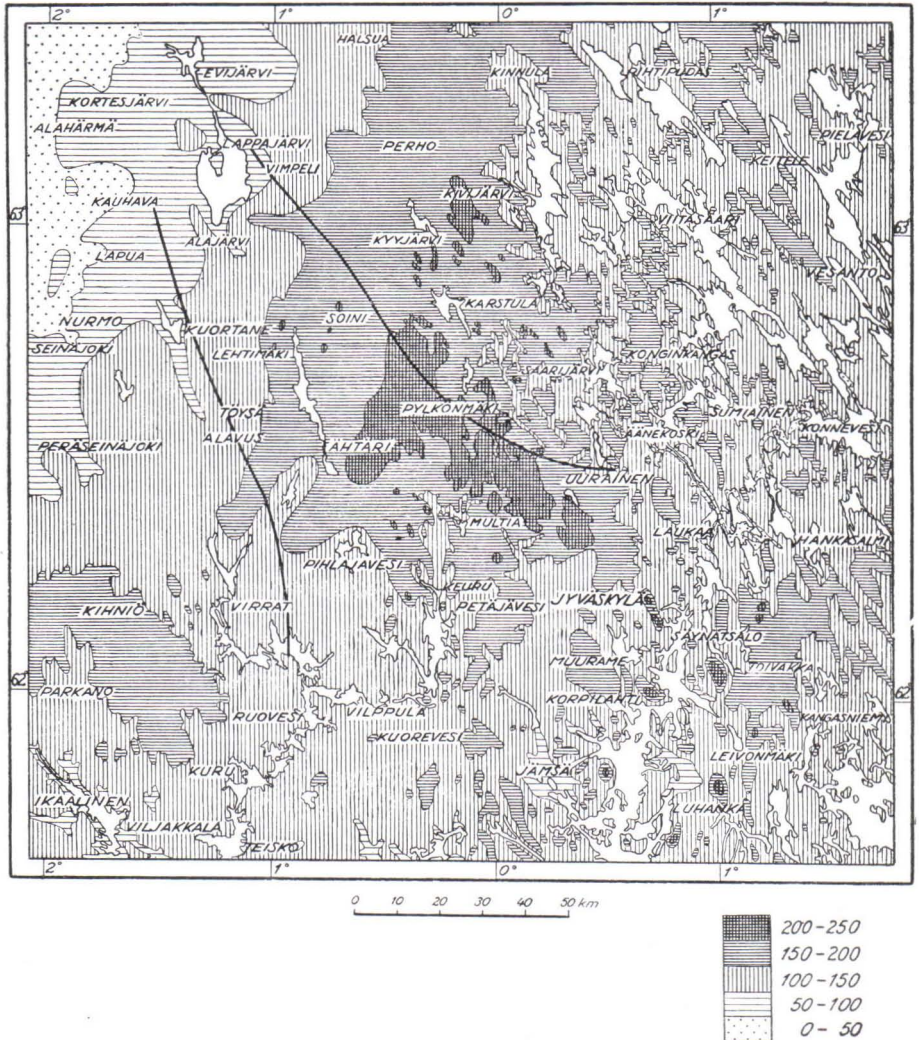


Fig. 6. Die Höhenverhältnisse des Untersuchungsgebiete. Die Karte ist ausgearbeitet worden nach den Höhenkarten, die zu den Erläuterungen der Kartenblätter der Geologischen Forschungsanstalt gehören.

hohe Gebiet der Wasserscheide und besonders das Gelände zwischen dem südlichen Teil des Kirchspiels Uurainen und dem westlichen Teil des Kirchspiels Pylkönmäki (Fig. 6) einen merkbaren Einfluss auf die Bewegungen des Inlandeises ausgeübt und somit auch die starke Biegung der östlichen Seitenflanke verursacht hat. Die westliche Seitenflanke des Geschiebefächers ist dagegen mehr geradlinig, was offenbar darauf beruht, dass hier keine grössere Variationen in den Höhenverhältnissen auftreten.

Soweit man es mit mehreren Kärnäitvorkommen in anstehendem Fels zu tun hat, verschmelzen die von diesen ausgehenden einzelnen Geschiebefächer zu einem grossen Fächer. Es mag in diesem Zusammenhang jedoch erwähnt werden, dass südwestlich des Sees Lappajärvi Kärnäitblöcke angetroffen worden sind, die man nicht leicht in den Rahmen dieses Geschiebefächers einpassen kann. Mölder hat nämlich in den tieferen Moränenschichten Kärnäitblöcke so weit östlich wie in den Grenzgebieten Alajärvi—Kyyjärvi aufgefunden (Beilage I). Früher hat der Verfasser in denselben Gegenden ohne Erfolg nach Kärnäitgeschieben an der Erdoberfläche gesucht. Das Gestein scheint also hier im Bereiche der Grundmoräne vorzukommen. Nach meiner Auffassung kann dies nur derart erklärt werden, dass südöstlich des Sees Lappajärvi Transport von Kärnäitmaterial in gewisser Masse auch in der Richtung der älteren Schrammen vor sich gegangen ist. Deutlich ältere Schrammen, die mehr gegen Osten gerichtet sind als die vorherrschenden jüngeren Schrammen, hat Mölder gerade in den Gegenden von Vimpeli—Alajärvi—Kyyjärvi konstatieren können. Im Kirchspiel Kyyjärvi hat auch Brander Kreuzschrammen in den Richtungen N 44° W und W—E gefunden. Offenbar sind die west—östlichen die älteren. Weiter ost- und südwärts sind derartige ältere Schrammenrichtungen nicht mehr angetroffen worden. Weiter nördlich dagegen, in Mittel-Ostbottnien, ist die ältere Schrammenrichtung stark entwickelt. Hyypä hat gezeigt (7), dass z. B. im Kirchspiel Vihanti die hauptsächlichste Verfrachtung in der Richtung der älteren, westnordwestlichen Schrammen erfolgt ist. Dieselbe Sachlage hat auch Okko z. B. in den Kirchspielen Alavieska, Pyhäjoki und Kalajoki feststellen können (14). Südwärts von hier sind die jüngeren Schrammenrichtungen immer stärker vertreten.

Was die Grösse der Kärnäitgeschiebe anbelangt, so sind sie weit von Lappajärvi entfernt verhältnismässig klein, höchstens ein oder einige Faust gross. Am Ufer des Sees Keuruonselkä hat der Verfasser einen rundlichen, nur $\frac{1}{2}$ cm im Durchmesser betragenden Kärnäitstein gefunden. Näher Lappajärvi kann man grössere Kärnäitgeschiebe antreffen: z. B. in der Gegend von Alajärvi sind solche, die $\frac{1}{2}$ m oder sogar mehr im Durchmesser messen, nicht sehr selten.

Die Frequenz der Kärnäitgeschiebe ist, wie schon erwähnt, in der Nähe des Mutterfelsens, zunächst also auf den Inseln des Sees Lappajärvi und an den Ufern seines südlichen Teils, in der Regel sehr hoch. Noch im

Kirchdorf von Alajärvi ist die Frequenz beträchtlich: man findet Kärnaitblöcke ohne Schwierigkeit und auch in kleineren Steinhaufen, die zerstreut auf den Äckern liegen, kann man deren sogar zu Dutzenden antreffen. Von hier an sinkt die Frequenz schroff: es handelt sich nur noch um vereinzelte Kärnaitsteine, die man ausserdem nur in grösseren Steinansammlungen finden kann. Eine Ausnahme ist jedoch zu beobachten. In der Umgebung des nördlichen Teils des Sees Ähtärinjärvi hat Verfasser in überraschend reichlichen Mengen Moränenblöcke von Kärnait aufgefunden. Es ist interessant festzustellen, wie später auch Mölder beobachtet hat, dass die Frequenz der Kärnaitsteine in denselben Gegenden, und zwar sowohl in der Moräne als im Osmaterial, unerwartet hoch ist. Er hat hier an drei Stellen mittels Steinzählungen das Material des Oses untersucht, der sich in südlicher Richtung von Lappajärvi nach Kirchspiel Töysä erstreckt. In der Nähe des kleinen Sees Kätkäjärvi bestanden 28 % der Steine aus Kärnait. Etwas südlicher waren die entsprechenden Prozentzahlen 8 und 20. Nur an einer Stelle in dem betreffenden Gebiet, nämlich am Westufer des nördlichen Teils des Sees Ähtärinjärvi, hat Mölder in der Moräne in reichlicherer Menge Kärnaitsteine gefunden. 8 % der Steine bestanden hier aus Kärnait. Dies ist nach Mölder jedoch eine Ausnahme, und er ist der Meinung, seine in Lehtimäki ausgeführten Geschiebeuntersuchungen ein Beleg dafür seien, dass das Material in den Osen viel weiter transportiert wird als in der Moräne. Dieser Auffassung kann der Verfasser sich nicht anschliessen. Die Untersuchungen u. a. von Hellaakoski (6), Okko (13) und Virkkala (24) haben ja gezeigt, dass das Steinmaterial in den Osen, sowie in der Moräne, zum überwiegenden Teil örtlich ist. Selbstverständlich ist das Material in den Osen von den Schmelzwässern eine Strecke von seiner ursprünglichen Lage weiter wegtransportiert worden, aber diese »Verschiebungen« sind, was besonders den gröberen Teil des Materials betrifft, überhaupt derart gering, dass man in ihnen eine Stütze für die obige Behauptung nicht finden kann. Ausserdem hat Verfasser gerade in der Moräne eine Steigerung der Frequenz der Kärnaitgeschiebe feststellen können. Die Untersuchungen scheinen auf ein neues Vorkommen von Kärnait im Kirchspiel Lehtimäki hinzudeuten.

Ein Umstand ist m. E. noch beachtenswert. Kärnaitgeschiebe sind bis nach der Randbildung Muurame—Jyväskylä—Laukaa angetroffen worden, aber nicht mehr, trotz eifrigen Suchens, östlich davon, obschon man hier vielerorts sehr steinreiche Stellen findet. Wie aus der Karte Beilage I ersichtlich, sind auch die aus der Richtung Lappajärvi gekommenen Gletscherströme, die in diese Gegenden Kärnaitblöcke hätten verfrachten können, kaum über die Randbildung hinausgelangt. Wahrscheinlich haben die hochgelegenen Wasserscheidengenden (vgl. Fig. 6) das Vordringen so sehr verlangsamt, dass die aus den Richtungen Kivijärvi und Viitasaari herbeigeflossenen Gletscherströme, in topographisch günstigerem

Gelände sich bewegend, sie überholt und somit in den Gegenden der Randbildung ein weiteres Vordringen nach Osten verhindert haben. Der südlichste Kärnäitstein, der am Eingang der Bucht Juokslahti, im Ufergeröll einer an der Grenze der Kirchspiele Jämsä und Korpilahti gelegenen Insel des Sees Päijänne aufgefunden worden ist, erweist, dass die Steine südlich jener Randbildung wieder hemmungslos weiter nach Osten haben verfrachtet werden können, was im übrigen schon auf Grund der Schrammenkarte zu erwarten war.

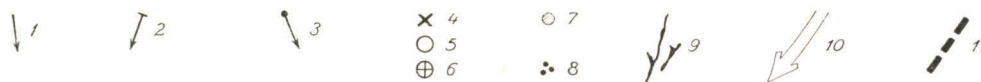
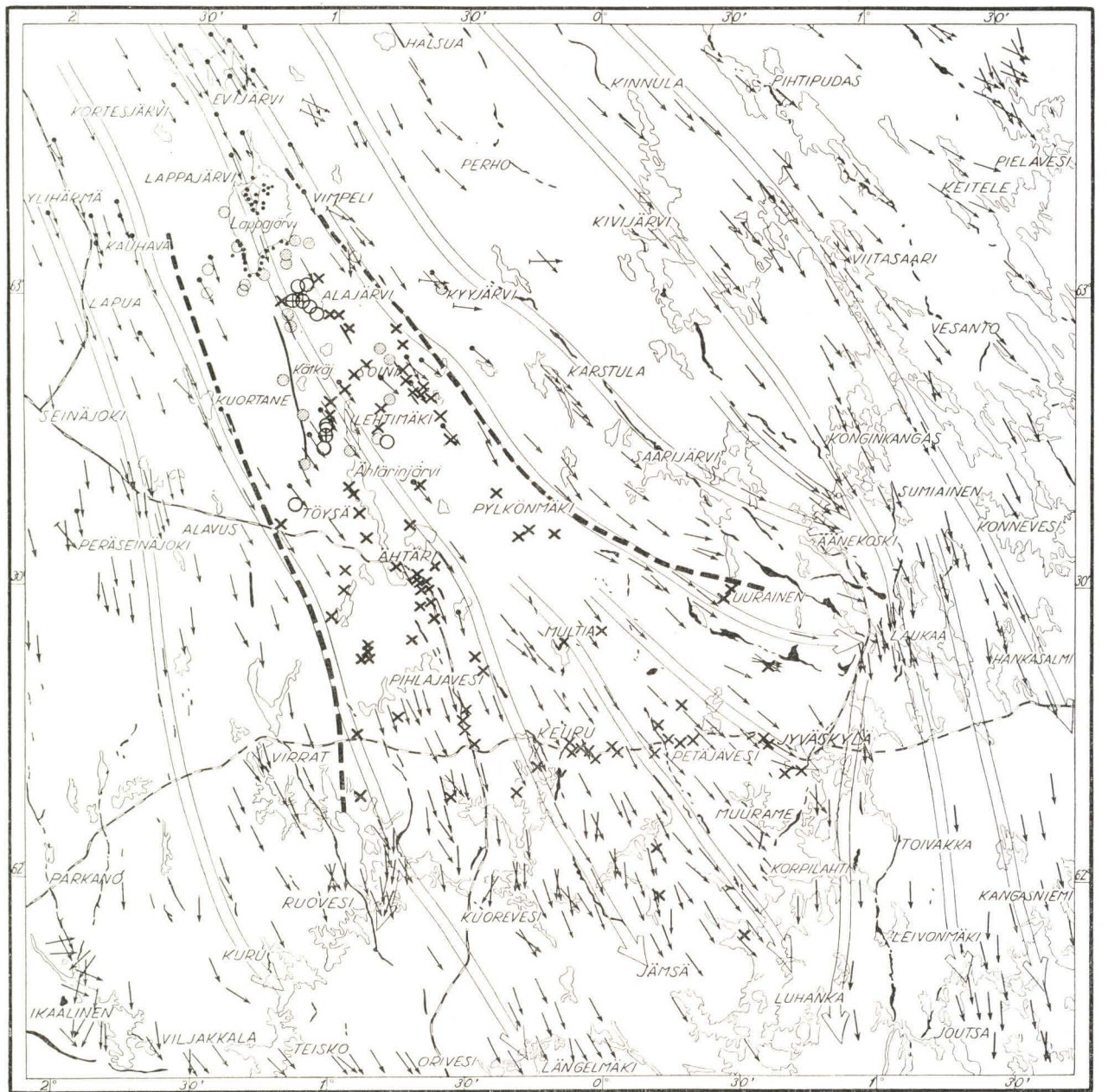
Der Rand des vorstossenden Inlandeises ist also allem Anschein nach stark zerlappt, in Zungen gegliedert gewesen, und die verschiedenen »Zungen« haben in beträchtlicher Weise eine der anderen Bewegungen beeinflussen können. Es ist recht einleuchtend, dass in den Gegenden der genannten Randbildung, wo die verschiedenen Gletscherströme einander begegnet haben, mehr Kreuzschrammen als gewöhnlich auftreten.

Betrachtet man die Verbreitung der Kärnäitblöcke mit dem Auge des Erzsuchers, so erhebt sich die Frage, ob das Muttergestein eines in weiter Entfernung aufgefundenen einzelnen Kärnäitblockes mittels Blockforschungen auszumachen wäre. Offenbar ist sie bejahend zu beantworten. Gewiss wird der Sachverhalt ein anderer, wenn es sich um einen weither gekommenen Erzblock handelt. Ein meilenweiter Geschiebefächer lässt sich eben nicht mehr konstruieren, da die Erzblöcke grösstenteils ziemlich nahe dem Muttergestein auftreten. Aber auch aus der vorliegenden Untersuchung geht meines Erachtens hervor, dass eine Klärung der glazialgeologischen Verhältnisse auf weiterem Raum die Erreichung des Ziels zum mindesten zu erleichtern vermag.

LITERATURVERZEICHNIS

1. BRANDER, G., Suomen geologinen toimikunta, Suomen geologinen yleiskartta, Lehti C 3, Kuopio. Maalajakartan selitys. Helsinki 1934. (Erläuterung zu dem Kartenblatt C 3, Kuopio).
2. ESKOLA, PENTTI, On volcanic necks in Lake Jänisjärvi in eastern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 55, 1921.
3. ——— Jänisjärvi ja Lappajärvi. Suomen »tulivuorijärvet«. Terra, 1927.
4. ——— Muuttuva maapallo. Porvoo 1932.
5. FROSTERUS, BENJ., Geologinen toimisto, Suomen geologinen yleiskartta, Lehti C 2, Mikkeli. Maalajakartan selitys. Helsinki 1913. (Erläuterung zu dem Kartenblatt C 2, Mikkeli).
6. HELLAAKOSKI, AARO, On the Transportation of Materials in the Esker of Laitila. Fennia 52, N:o 7. Helsinki 1930.
7. HYYPPÄ, ESA, Tracing the Source of the Pyrite Stones from Vihanti on the Basis of Glacial Geology. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 142. C. R. Soc. géol. Finlande N:o XXI, 1948.
8. KAIKKO, JOH., Mikroskopinen tutkimus Lappajärven Kärnäsaaresta löydetystä pintavuorilajista. Im Archiv des geologischen Instituts der Universität Helsinki.

9. LAITAKARI, AARNE, Tagebuch, 1914. Im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt, Helsinki.
10. LUNDQVIST, G., Blockundersökningar. Historik och metodik. Sveriges geol. Unders., Ser. C, N:o 390, 1935.
11. Meddelanden från geologiska föreningen i Helsingfors, år 1919 och 1920. Teknikern, 1921.
12. MÖLDER, KARL, Die Verbreitung der Dacitblöcke in der Moräne in der Umgebung des Sees Lappajärvi. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 142. C. R. Soc. géol. Finlande N:o XXI, 1948.
13. OKKO, V., Untersuchungen über den Mikkeli-Os. Fennia 69, N:o 1, Helsinki 1945.
14. ——— Geologinen tutkimuslaitos, Suomen geologinen yleiskartta, Lehti B 4, Kokkola. Maalajikartan selitys. Helsinki 1948. (Erläuterung zu dem Kartenblatt B 4, Kokkola).
15. RAMSAY, WILHELM, Geologiens grunder. I och II. Tredje upplagan. Omarbetad av Pentti Eskola, Bror Asklund, Gustaf Troedsson och Matti Sauramo. Helsingfors 1931.
16. SAKSELA (SAXÉN), MARTTI, Geologisen kehityksen vaikutuksesta maalaajipeitteeseen, maanviljelykseen ja asutukseen Jyväskylän ympäristössä. Referat: Über den Einfluss der geologischen Entwicklung auf die Oberflächenbildungen, den Ackerbau und die Besiedelung in der Umgebung der Stadt Jyväskylä (Finnland). Fennia 52, N:o 8, 1930.
17. ——— Tagebuch, 1933. Im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt, Helsinki.
18. ——— Tagebuch, 1934. Im Archiv der Geologischen Forschungsanstalt, Helsinki.
19. ——— Geologinen toimikunta, Suomen geologinen yleiskartta, Lehti B 3, Vaasa, 1934. (Die geologische Übersichtskarte Finnlands, Blatt B 3, Vaasa).
20. ——— Geologiset tekijät Jyväskylän seudun viljelys- ja asutussuhteiden määrittäjinä. Keski-Suomi I, 1935.
21. ——— Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 110, 1935.
22. SAURAMO, MATTI, Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting. Bull. Comm. géol. Finlande N:o 67, 1924.
23. ——— Suomen geologinen komissioni, Suomen geologinen yleiskartta, Lehti B 2, Tampere. Maalajikartan selitys. Helsinki 1924. (Erläuterung zu dem Kartenblatt B 2, Tampere).
24. VIRKKALA, K., Suomen geologinen tutkimuslaitos, Suomen geologinen yleiskartta, Lehti D 4, Nurmes. Maalajikartan selitys. Helsinki 1948. (Erläuterung zu dem Kartenblatt D 4, Nurmes).



0 30km

Die Verbreitung des Kärnäits als Geschiebe. 1. Jüngere Schrammenrichtungen; 2. Ältere Schrammenrichtungen; 3. Bewegungsrichtungen des Inlandeises nach Richtungsanalysen (nach Mölder); 4—6. Fundstätten von Kärnäitsteinen: 4 bedeutet vereinzelt Kärnäitsteine, 6 heisst, dass die Frequenz der Kärnäitsteine beträchtlich ist (vgl. S. 28), 5 bezeichnet wiederum irgendeine Zwischenform, was die Frequenz der Kärnäitsteine angeht; 7. Stellen, wo Mölder Kärnäitsteine angetroffen und Steinzählungen ausgeführt hat (die Stellen, die an Verfassers eigenen Beobachtungsstellen oder in deren nächster Umgebung liegen, sind in der Karte nicht angegeben); 8. Kärnäitsteine an den Ufern des Lappajärvi-Sees und seiner Inseln (vgl. Fig. 2); 9. Ose; 10. Bewegungsrichtungen des Inlandeises; 11. Die Seitenflanken des Kärnäitgeschiebefächers.

Marti Saksela : Das pyroklastische Gestein von Lappajärvi und seine Verbreitung.

DIE LITORINAGRENZE IN DER UMGEBUNG VON ALAJÄRVI IN SÜD-OSTBOTTNIEN

VON
MARTTI SALMI

Wie schon in manchen früheren Sommern hat Verfasser auch im Sommer 1947 in verschiedenen Gegenden Süd-Ostbottniens Torfuntersuchungen ausgeführt und dabei im Auge behalten, dort an Hand der Sedimente der Moore die Litorinagrenze zu bestimmen. Doch haben die Untersuchungen nicht zu dem gewünschten Ergebnis geführt. Aus ihnen ist jedenfalls so viel hervorgegangen, dass z. B. in der Gegend von Alajärvi diese Grenze irgendwo zwischen 85 und 95 m liegt.

In jenem Sommer hatte Mag. phil. V. Luho vom Nationalmuseum in Alajärvi—Kurejoki archäologische Untersuchungen ausgeführt. An dem dort zutage gekommenen vorzeitlichen Wohnplatz hatte man steinzeitliche Quarzgegenstände gefunden, wie sie zuvor aus Süd-Ostbottnien nicht bekannt waren; auch hat man sie nicht mit Sicherheit neben steinzeitliche Funde aus anderen Gegenden Finnlands stellen können. Jedenfalls weisen sie auf eine sehr alte Besiedlung hin, am ehesten in die Suomsjärvi-Kulturperiode, und können somit sogar schon aus den Zeiten von Litorina I stammen, was Luho (1947—48) in seiner Untersuchung für möglich hält.

Bei den archäologischen Untersuchungen ist keine Nivellierung des Wohnplatzes ausgeführt worden. Nachdem ich aber seine genaue Lage erfahren hatte, liess sich mittels der Höhe des Festpunktes meines nahe gelegenen Nivellierungsnetzes sowie dank der Kenntnis der Topographie jener Gegend erschliessen, dass sie ungefähr 90—95 m ü. d. M. liegen müsse. Die Höhe erschien im Lichte meiner in Alajärvi ausgeführten Untersuchungen so interessant, dass ich im Sommer 1948 beschloss, die Quartärgeologie der den Wohnplatz umgebenden Gegend näher kennenzulernen, zu gleicher Zeit, als Magister V. Luho dort seine Untersuchungen fortsetzte.

Der Wohnplatz liegt im Kirchspiel Alajärvi im Dorfe Kurejoki auf Grund und Boden von Oskar Juuti auf der Osbildung Heikinkangas am Westufer des in den See Lappjärvi mündenden kleinen Flusses Viurojoki, von der Kirche von Alajärvi etwa 5.5 km nach WSW (Abb. 1). Der

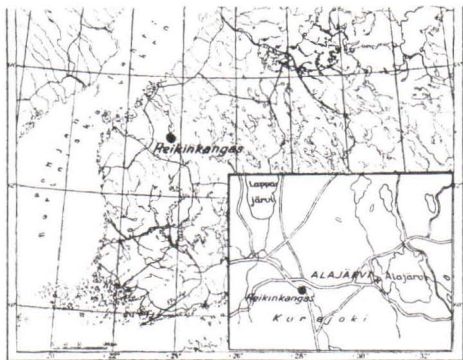


Abb. 1. Geographische Lage des Oses Heikinkangas in Alajärvi.

bei dem Wohnplatz kaum einen Kilometer breit, und seine Höhe schwankt um 76—78 Meter. Auf seinen beiden Seiten erhebt sich das Gelände bis zu hundert Meter und mehr und setzt sich ungefähr gleichartig etwa zwei Kilometer weit nach Süden fort, um sich danach zu verschmälern. Im Nordwesten erweitert es sich stellenweise bis zu einer Breite von 2—3 km und endet in der südlichsten Ausbuchtung des Lappajärvi. Der Wasserspiegel des Sees liegt etwa 70 m ü. d. M.

Auf dem Osthang des Heikinkangas, gleich unterhalb des Wohnplatzes, wendet sich die Aufmerksamkeit den in verschiedenen Höhen aufeinanderfolgenden Einschnitten zu, die wie Uferbildungen aussehen. In den von mir auf dem Hang ausgehobenen Gruben konnte denn auch festgestellt werden, dass im Oberflächenteil des Oses eine dünnere Schicht Ufersand

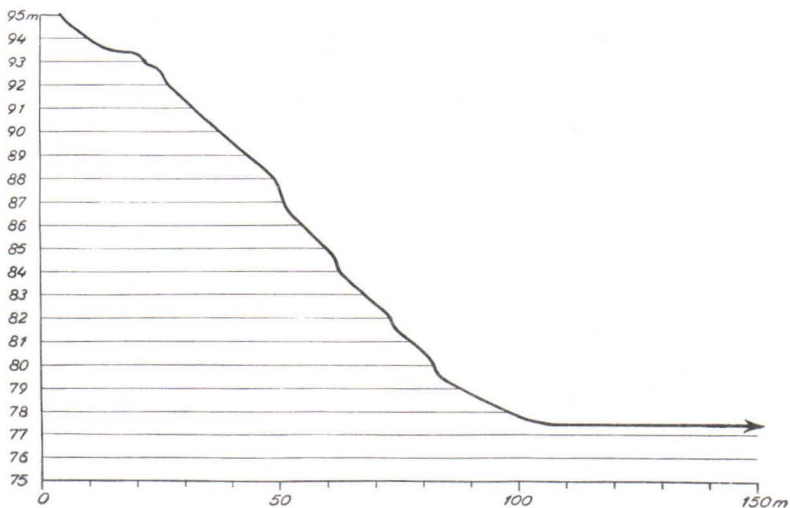


Abb. 2. Querprofil durch den Hang des Heikinkangas. Uferböschungen in folgenden Höhen: 92.9 m, 92.0 m, 86.7 m, 84.0 m, 81.6 m und 79.6 m ü. d. M.

Wohnplatz liegt auf einer verhältnismässig ebenen Sandunterlage, und die Höhe des Untergrundes seiner Kulturschicht beträgt auf Grund meines Nivellements 93.3 m ü. d. M. an der niedrigsten Stelle auf einem Hang, wo die Gegenstände gefunden worden sind.

Die Ostflanke des Heikinkangas fällt verhältnismässig steil ab in das Tal des Viurojoki, das eine Schlufftonebene ist und in dessen Mitte der genannte Fluss etwa 20 m unterhalb des Wohnplatzes fliesst. Das Tal ist

liegt. Abgerundete Oststeine waren denn auch hier und da in den auf dem Hang ausgehobenen Gräben zutage getreten. Abb. 2 zeigt von den auf dem Hang des Heikinkangas angetroffenen Ufern ein Profil, in dem der Höhenmassstab gegenüber dem Längenmassstab übertrieben ist.

Zuoberst liegen mit geringem Höhenunterschied zwei deutliche Terrassen, die auch in der photographischen Aufnahme, Abb. 3, zu erkennen



Abb. 3. Die zwei obersten Terrassen. Die oberste, in einer Höhe von 92.9 m, ist mitten auf dem Bild am Fusse einer Erle zu sehen. Der Ansatz der unteren, 92 m hoch gelegen, tritt auf kurzer Strecke links am unteren Rand des Bildes hervor. Photo V. Luho

sind. Am Fusse der höher gelegenen dieser beiden Terrassen befinden sich in typischer Uferlage Steine (Abb. 4), deren durchschnittliche Höhe 92.9 m ü. d. M. beträgt. Nicht ganz einen Meter weiter abwärts liegt die andere Terrasse. Ihre Höhe ist 92.0 m ü. d. M. An Ort und Stelle gewann ich die Auffassung, dass die beiden Terrassen einem und demselben Uferstadium angehören können, doch können sie natürlich auch eine Lage des Wasserspiegels zu verschiedenen Zeiten angeben. Keinesfalls ist ihr Altersunterschied gross, höchstens macht er einige Jahrzehnte aus, aus welchem Grunde sie im folgenden auch einem zweiteiligen Ufer zugezählt werden.



Abb. 4. Nahansicht der Ufersteine am Ansatz der obersten Terrasse. Photo V. Luho

Die weiter abwärts auftretenden Uferanzeichen sind nicht ebenso deutlich wie die obengenannten. Sie sind wohl auch von Anfang an nicht so stark gewesen, aber im Laufe der Zeit sind sie auch von der Kultur an-

gegriffen worden. Am Ansatz jeder Terrasse ist nämlich ehemals in der Längsrichtung des Hangs ein Graben verlaufen. Es ist verständlich, dass sich infolge des Grabens und Versetzens des Bodens auch die Form der Terrassen verändert hat. Verfolgt man aber ihren Verlauf weiter auf dem Hang, so lässt sich die Terrassenhöhe mit einiger Genauigkeit feststellen. Die Höhen der auf dem Hang anzutreffenden Terrassen sind somit 92.9 m, 92.0 m, 86.7 m, 84.0 m, 81.6 m und 79.6 m ü. d. M., von denen die zwei obersten, wie bereits angeführt, wohl einem und demselben Stadium angehören.

Von dem Wohnplatz etwa einen halben Kilometer nach Norden, in unmittelbarer Nähe des Armenhauses von Alajärvi, sind auf der Böschung des Viurojoki ähnliche Ufermarken wie die obengenannten zu beobachten. Auch dort ist das oberste Ufer zweiteilig, und die Ansatzhöhen seiner Terrassen belaufen sich auf 92.9 m und 91.9 m ü. d. M. Die Höhen der weiter abwärts gelegenen Terrassen lauten auf folgende Beträge: 86.8 m, 84.6 m und 81.5 m ü. d. M. Sie entsprechen also den Höhen der am Wohnplatz festgestellten Uferanzeichen, nur mit der Ausnahme, dass das unterste fehlt. Das liegt an der Steilheit des Hangs beim Armenhaus, die für die Bildung eines Ufers ungünstig gewesen ist. Dass auf dem Hang des Heikinkangas wenigstens an zwei verschiedenen Stellen in entsprechenden Höhen gelegene Terrassen haben festgestellt werden können, bestätigt, dass es vorzeitliche Ufermarken sind.

Um über den Ursprung der Ufer Klarheit zu gewinnen, entnahm ich an der Stelle des steinzeitlichen Wohnplatzes dem Hang einige Bodenproben, über die Pollen- wie auch Diatomeenanalysen ausgeführt worden sind.

Die Proben entstammen der Oberflächenschicht. Es sind Sande, und sie enthalten spärlich Pollen, wie es sich auch im allgemeinen mit derartigen Proben verhält. In der unten folgenden Zusammenstellung ist das mittels dreier Proben erwiesene Ergebnis der Pollenanalyse angeführt. Nr. 1 von ihnen ist an dem Wohnplatz unmittelbar unter der Kulturschicht entnommen worden, Nr. 2 am Ansatz der oberen Terrasse des obersten Ufers und Nr. 3 am Fusse der unteren Terrasse desselben Ufers, alle in etwa 25 cm Tiefe.

Nr. der Probe	<i>Alnus</i> %	<i>Betula</i> %	<i>Picea</i> %	<i>Pinus</i> %	
1	12	4	2	82	100
2	7	5	7	81	100
3	41	14	3	42	100

Besonders das hohe *Pinus*-% der zwei ersten Proben, auf das *Ancylus* hinweisend, ist auffallend. Zeitfremd ist jedoch das auch nur so reichliche Auftreten von *Picea* in allen Proben. Die grosse Menge von *Alnus*, besonders in Probe 3, deutet auf Ufernähe hin. Da die Proben Oberflächen-

sande sind, kann es immerhin möglich sein, dass in sie Pollen eingesickert sind in Zeiten, die später liegen, als die Lagerfolge voraussetzte. Dieser Verdacht ist um so mehr berechtigt, als man weiss, dass die von den Proben erwiesene Pollenzusammensetzung bei den vor ganz kurzem entstandenen Bodenarten recht gewöhnlich ist und dass in der Nähe des Wohnplatzes von Heikinkangas gegenwärtig in reichlichen Mengen junge Kiefern und einige Erlen wachsen, beides Bäume, deren Pollen bei den genannten Analysen die bedeutendste Rolle spielen. Aus diesen Gründen kommt bei der Datierung des betreffenden Wohnplatzes und der Ufer meines Erachtens den Pollen in diesem Fall kein hinreichender Beweiswert zu.

Von den Diatomeen ist jedoch mehr zu erwarten, da es sich ja um Wassersedimente handelt. In Probe 1, an den Wohnplatz gleich unter der Kulturschicht entnommen, sind folgende Diatomeen festgestellt worden: *Diploneis* sp. fragm., *Epithemia Hyndmanni*, *E. turgida* v. *Westermanni*, *E. zebra* v. *porcellus*, *Melosira arenaria* und *Opephora Martyi*. In der Probe sind, wie der Pollen, auch die Diatomeen spärlich vertreten, doch kann auf Grund ihres Vorkommens jedenfalls geschlossen werden, dass es sich um eine Süsswasserflora handelt. Da ihre Mehrzahl zudem die Grosseeseformen *Melosira arenaria* und *Epithemia Hyndmanni* ausmachen, weist der Diatomeengehalt zweifellos auf das Ancyclus hin.

In Probe 2 ist die Diatomeenzusammensetzung folgende: *Cocconeis disculus*, *Cymbella sinuata*, *Epithemia Hyndmanni*, *E. Muelleri*, *E. turgida* v. *Westermanni*, *Eunotia Clevei* fragm., *Grammatophora oceanica*, *Melosira arenaria*, *Navicula scutelloides*, *Opephora Martyi*, *Pinnularia borealis* und *Stephanodiscus astraea*. Gegenüber der vorhergehenden Probe hat sich die Flora verändert. Grosseeseformen sind in ihr sehr spärlich anzutreffen. Den grössten Teil macht *Opephora Martyi* aus, und neben ihr sind auch *Cocconeis disculus* und *Cymbella sinuata* sehr häufig. Kennzeichnend für den Diatomeengehalt der Probe sind die Arten der Litoralzone. Im besonderen zu nennen ist ferner die Salzwasserart *Grammatophora oceanica*, die allerdings spärlich vorkommt.

Bezeichnend für Probe 3 sind auch die Arten der Litoralzone. Die bedeutendste Veränderung gegenüber der vorhergehenden Probe sind das Zunehmen der Arten sowie das allerdings spärliche Auftreten der Salzwasserarten *Coccinodiscus* sp. und *Grammatophora oceanica*.

Aus derselben Grube wie die vorhergehende sind ausserdem zwei Proben, 4 und 5, entnommen worden. Erstere ist Sand aus 0.4 m Tiefe und letztere Tonschluff aus 20 cm Tiefe. Die Diatomeenzusammensetzung in Probe 4 erinnert an die vorhergehende Probe in so hohen Masse, dass bei ihr nur die wesentlichste Ausnahme angeführt sei, nämlich das Zunehmen der Salzwasserdiatomeen sowohl hinsichtlich der Arten als auch der Menge. Von ihnen sind *Coccinodiscus* sp. fragm., *Grammatophora marina* und *G. oceanica* sowie *Rhabdonema arcuatum* angetroffen worden. In Probe 5 ist der Anteil der Salzwasserdiatomeen noch grösser. In ihr finden sich

von ihnen *Grammatophora marina*, *G. oceanica*, *Rhabdonema minutum* sowie *Thalassiosira gravida*. Die häufigste Diatomee in der Probe ist *Melosira islandica* ssp. *helvetica*. Ausser den vorhergehenden sind hier noch *Melosira distans* und *M. granulata* anzutreffen.

Auf dem Hang des Heikinkangas sind ferner die Proben 6 und 7 entnommen worden, beide aus derselben Grube. Sie stammen, von oben an gerechnet, aus dem Ansatz der zweiten Uferböschung, der 86.7 m ü. d. M. liegt. Die erstere Probe, aus Sand bestehend, rührt aus der Oberflächenschicht her und die letztere, kieshaltiger Schluff, aus 0.35 m Tiefe.

Der Diatomeengehalt von Probe 6 weicht beträchtlich von dem der vorhergehenden ab. *Grammatophora oceanica* ist in ihr die häufigste Diatomee, und sonstige Arten, die Salzwasser vertreten, sind *Coscinodiscus* sp. fragm., *Grammatophora marina* sowie *Rhabdonema minutum*, also alles Arten, die, wenn auch spärlich, in den vorhergehenden Proben entweder allein oder zu mehreren, abgesehen von Probe 1, auftreten. Von den übrigen Arten der Probe genannt seien des weiteren *Melosira arenaria*, *M. granulata*, *M. islandica* ssp. *helvetica* sowie *Opephora Martyi* und *Pinnularia* sp. fragm., auch diese Arten bekannt aus den vorhergehenden Proben. Der Diatomeengehalt von Probe 7 ist hinsichtlich der Arten der vorigen ähnlich, aber der prozentuale Anteil der Salzwasserformen ist noch weiter gestiegen, 61 % der in der Probe enthaltenen Diatomeen umfassend.

Wie aus Obigem zu ersehen, geben die Diatomeen ein deutlich umrissenes Bild von den Schwankungen des Wasserstandes in der Gegend des Heikinkangas in den Höhen, denen die analysierten Proben entnommen sind. Die oberste Probe (Nr. 1), oberhalb der Ufer entnommen, erweist überzeugend, dass das Sediment sich in einem umfangreichen Süsswasserbecken abgesetzt hat. In allen folgenden Proben hingegen sind in einer von oben nach unten zunehmenden Menge von Salzgehalt zeugende Diatomeen anzutreffen. Gemäss ihnen kann somit geschlossen werden, dass die von den Proben vertretenen Sedimente zur Zeit eines zum Bereich der Ostsee gehörenden Meeresstadiums abgelagert worden sind. Obgleich in Probe 2 nur spärlich (2 % und eine Art) Salzwasserdiatomeen vorkommen, ist auf Grund dessen die Grenze zwischen Süss- und Salzwassersedimenten meines Erachtens doch in eine Höhe von 92.9 m zu verlegen. Doch bevor wir einen endgültigen Schluss zu ziehen suchen, haben wir noch die Ablagerungen eines nahe gelegenen Moores kennenzulernen.

Gleich westlich vom Heikinkangas liegt das kleinere, schon grossenteils bebaute Moor Kotisuo, dem eine Probenreihe für mikroskopische Untersuchungen entnommen wurde an einer Stelle, wo die Höhe seiner Oberfläche 88.8 m ü. d. M. betrug. An der betreffenden Stelle ist es 2.0 m tief. Der Grund ist dichte Grundmoräne. Auf ihr lagert erst 0.3 m Schluff und dann bis zur Oberfläche ununterbrochen Torf. Der Kontakt zwischen Schluff und Torf liegt 87.1 m ü. d. M.

Nach dem Pollen ist der untere Teil des Profils, ebenfalls Schluff, litorinazeitlich (Abb. 5). Die Diatomeenzusammensetzung der untersten Probe ist folgende: *Cocconeis disculus*, *Campylodiscus echeneis* fragm., *Coscinodiscus* sp. fragm., *Diploneis domblitensis*, *Epithemia turgida* v. *Westermanni*, *Eunotia Clevei* fragm., *Eunotia valida*, *Grammatophora oceanica*, *Gyrosigma attenuatum*, *Melosira arenaria*, *M. distans*, *M. granulata*, *M. islandica* ssp. *helvetica*, *Opephora Martyi*, *Pinnularia* sp. fragm., *Rhabdonema arcuatum* und ausserdem *Silicoflagellatae* sp. fragm. Der Anteil

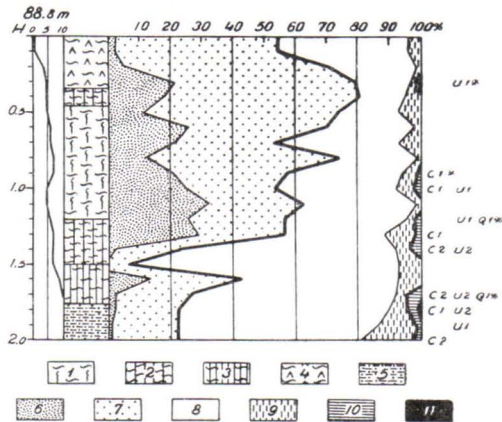


Abb. 5. Profil und Pollendiagramm zum Moore Kotisuo. 1 = ErS-Torf, 2 = CS-Torf, 3 = SC-Torf, 4 = LS-Torf, 5 = Schluff, 6 = *Picea*, 7 = *Pinus*, 8 = *Betula*, 9 = *Alnus*, 10 = Edle Laubbäume (ohne *Tilia*), C₁ = *Corylus* 1 %, Q = *Quercus*, U = *Ulmus*, 11 = *Tilia*.

der Salzwasserdiatomeen beläuft sich in seiner Gesamtheit auf 20 %. Am häufigsten unter ihnen ist *Grammatophora oceanica*, die 13 % des Diatomeengehalts ausmacht. *Melosira islandica* ssp. *helvetica* (30 %) und *Opephora Martyi* (28 %) bilden die Mehrheit unter den Diatomeen der Probe.

In der nächsthöheren Probe, also in 1.9 m Tiefe, wird der Diatomeengehalt gegenüber der vorhergehenden artenreicher. In ihr ist folgender Diatomeenbestand angetroffen worden: *Amphora ovalis*, *Campylodiscus clypeus* und v. *bicostata*, *C. echeneis* fragm., *Coscinodiscus* sp. fragm., *Diploneis Smithi*, *Epithemia argus*, *E. intermedia*, *E. Muelleri*, *E. turgida* v. *Westermanni*, *E. zebra* sowie v. *porcellus* und v. *saxonica*, *Eunotia prae-rupta* und v. *inflata*, *Grammatophora arcuata*, *Melosira arenaria*, *M. distans*, *M. islandica* ssp. *helvetica*, *Nitzschia navicularis*, *N. punctata*, *Opephora Martyi*, *Pinnularia lata*, *P.* sp. fragm. und *Rhabdonema arcuatum*. Der Anteil der Salzwasserdiatomeen beträgt 22 %. Die häufigste unter ihnen ist *Campylodiscus echeneis* (7 %). Der Diatomeengehalt der dritten Schluffprobe ist der vorigen ähnlich, aber der Anteil der Salzwasserdiatomeen ist in ihr geringer, 9 % umfassend.

Besonders die mittlere Schluffprobe enthält in so reichlichem Masse Diatomeen des Litorinameeres (Sauramo 1940), dass es durch ihr Zeugnis als erwiesen gelten kann, dass das Litorinameer sich bis in das Becken des Moores Kotisuo erstreckt hat. Wie oben erwähnt, beträgt die Höhe des Schluff-Torf-Kontaktes 87.1 m ü. d. M. Da aber die betreffenden Sedimente Schluff sind, hat das Litorina noch etwas über diese Höhe hinausreichen müssen. Aus dem Obigen wissen wir, dass auf dem Hang des Heikinkangas Salzwasserdiatomeen angetroffen worden sind, die am ehesten auf die unterste Probe vom Kotisuo hindeuten, bis aus einer Höhe

von 92.9 m, wo ausserdem ein deutliches Ufer auftritt. Aber schon in einer Höhe von 93.3 m kommt Süsswasser-Diatomeenflora vor, die zweifellos auf das *Ancylus* hinweist, wie oben bereits angeführt. Auf Grund dieser Tatsachen kommen wir zu dem Endergebnis, dass die Litorinagrenze auf dem Heikinkangas in Alajärvi und seine nächste Umgebung in einer Höhe von 92.9 m oder etwa 93 m ü. d. M. liegt.

Zugleich erlangt man auch Klarheit über den auf dem Heikinkangas von Alajärvi gefundenen Wohnplatz. Im allgemeinen sind die steinzeitlichen Wohnplätze in Finnland Uferwohnplätze gewesen. Ein solcher ist aller Wahrscheinlichkeit nach auch der in Rede stehende (Luho 1947—48). Die untersten Gegenstandsfunde sind dort aus einer Höhe von 0.4 m über der Litorinagrenze, so dass es durchaus einleuchtet, dass steinzeitliche Bewohner auf dem Heikinkangas gesiedelt haben gerade zu jener Zeit, als das früheste Stadium des Litorinameeres dessen Hänge bespült hat. Darauf weist eben auch das archäologische Material hin.

Bei Süd-Ostbottnien hat bisher in den Angaben über die Litorinagrenze eine grosse Lücke geklafft, denn diese Grenze ist dort zuvor nicht festgestellt worden. Nächstgelegen im Norden ist die von Backman und Cleve-Euler (1937) bestimmte Höhenangabe von 95 m in der Gegend von Haapajärvi—Kärsämäki. Nach Süden zu ist die nächste Bestimmung die von Aario (1932) angestellte von Honkajoki, unmittelbar an der Grenze zwischen Süd-Ostbottnien und Satakunta, wo die Litorinagrenze in einer Höhe von 82 m ü. d. M. liegt. Somit hat der Fall von Alajärvi als willkommener Beitrag zu den Forschungen über die Entwicklungsgeschichte der Ostsee zu gelten.

Was aber sind nun die übrigen im Hang des Heikinkangas angetroffenen Uferterrassen? Da wäre in erster Linie gewiss an die verschiedenen Stadien des Litorinameeres zu denken, deren im südlichen Finnland von manchem Forscher mehrere unterschieden worden sind. Aurola (1938) hat in Südwestfinnland z. B. sechs Ufer des Litorinameeres auseinandergehalten: L I, L II a, L II b, L III a, L III b und L IV. Er hat dort die prozentualen Verhältnisse aller jüngeren Ufer zur Litorinagrenze (L I) bestimmt. Aus der unten wiedergegebenen Zusammenstellung gehen die Verhältnisse der verschiedenen Litorinaufer zu L I in Perniö hervor.

Ufer	Höhe	Vom höchsten L-Ufer
L I	45 m	—
L II a	39 »	87 %
L II b	35.8 »	80 »
L III a	33.7 »	75 »
L III b	32.0 »	71 »
L IV	27.8 »	62 »

Gleicherweise habe ich auch die Verhältnisse der auf dem Heikinkangas in Alajärvi auftretenden Ufer zu der dort festgestellten Litorinagrenze berechnet. Die Ergebnisse sind, von oben nach unten aufgezählt, folgende: 93 %, 90 %, 88 % und 86 %. Diese Hundertsätze sind also im allgemeinen bedeutend grösser als die von Aurola dargestellten. Erst am Ende der Reihe besteht ein Berührungspunkt mit dem Anfang der Reihe von Perniö.

Durch die gegenseitigen Verhältnisse zwischen der Litorinagrenze und den jüngeren Litorinaufnern ist Ramsay (1926) zu dem Ergebnis gekommen, dass sie infolge der Hebung des Meeresspiegels und der Erdoberfläche sich in den verschiedenen Gegenden Finnlands verändern. Das geschieht derart, dass, je höher die Isobasen sind, die Prozentsätze um so niedriger werden. Demgemäss lassen sich also nur auf gleichen Isobasen und in deren nächster Umgebung die Prozentsätze direkt nebeneinanderstellen. Wenn dies auf den Fall von Perniö und Alajärvi angewandt wird, kommt man zu dem Ergebnis, dass es sich nicht um dieselben Uferreihen handeln kann, da an letzterer Stelle die Prozentsätze der Ufer bedeutend höher sind, und nach Ramsay sollten sie hier hingegen niedriger sein. Auf dasselbe weist auch das hin, dass in Alajärvi die zwischen den aufeinanderfolgenden Ufern bestehenden Unterschiede in den Prozentsätzen geringer sind als in Perniö, obgleich sie infolge der schnelleren Landhebung dort grösser sein sollten.

In Perniö beläuft sich der Unterschied zwischen L I und L II a auf 6.0 m. In Alajärvi ist auch der Höhenunterschied zwischen der Litorinagrenze und dem nächstfolgenden Ufer annähernd derselbe oder 6.2 m. Unter Berücksichtigung der Landhebung ist es jedoch klar, dass die zweithöchste Ufermarke des Heikinkangas, deren Höhe 86.7 m beträgt, L II a von Perniö nicht entspricht, sondern älter sein muss. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind auch noch die zwei folgenden Ufer älter als L II a von Perniö, dem im Prozentsatz das unterste Ufer von Heikinkangas also am nächsten stände. In Ermangelung eines umfangreicheren Materials scheint es jedoch geraten, von einer Nebeneinanderstellung mit Südfinnland vorläufig noch abzusehen.

Künftigen Forschungen überlassen bleibt ebenfalls die Frage, ob die in Alajärvi angetroffenen Terrassen, abgesehen von der obersten, nur örtliche Uferanzeichen sind oder ob sie auch andernorts ihre Entsprechungen haben. Soweit die Frage bejahend beantwortet würde, folgte daraus, dass in Süd-Ostbottnien, wo die Landhebung geschwinder gewesen ist als im südlichen Teil Finnlands, mehr Stadien des Litorinameeres festzustellen wären, als z. B. Aurola in Südwestfinnland gefunden hat. Darauf beruhte des weiteren, dass auf hohen Isobasen die archäologischen Datierungen genauer ausfielen als in Südfinnland, wo die geringen Höhenunterschiede der Ufer sogar dazu führen, dass mehrere Ufer zu einem Komplex zusammenfallen. In einem derartigen Fall kann es geradezu unmöglich sein, genau auszumachen, zu welchem Ufer die archäologischen Funde jeweils gehören.

Bei den mit der Untersuchung zusammenhängenden Nivellierungen sowie bei der Entnahme der Probenreihe im Kotisuo haben Oberförster V. E. Valovirta und Stud. M. Aho geholfen; die Mag. phil. Ester Uussaari und Kyllikki Salminen haben die Pollen- und Diatomeenanalysen ausgeführt, und Dr. phil. Marta Römer hat den Aufsatz ins Deutsche übersetzt. Allen genannten Personen, wie auch Mag. phil. V. Luho, der mir freundlicherweise photographische Aufnahmen zur Verfügung gestellt und ausserdem sowohl bei der Feldarbeit als auch später die Archäologie des Wohnplatzes beleuchtet hat, möchte ich in diesem Zusammenhang meinen besten Dank zum Ausdruck bringen.

LITERATURVERZEICHNIS

- AARIO, LEO, 1932, Pflanzentopographische und paläogeographische Mooruntersuchungen in N-Satakunta. Fennia 55, 1.
- AUROLA, ERKKI, 1932, Die postglaziale Entwicklung südwestlichen Finnlands. Bull. Comm. géol. Finl. 121.
- BACKMAN, A. L. och CLEVE-EULER, ASTRID, 1937, Om Litorinagränsen i Haapavesi och diatomacéfloran på Suomenselkä. Acta Soc. Fauna et Flora Fenn. 60.
- LUHO, V., 1947—48, Alajärven Kurejoen Rasin poikkiteräiset nuolenkärjet. Suomen Museo LIV.
- RAMSAY, WILHELM, 1926, Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Fennia 47, 4.
- SAURAMO, MATTI, 1940, Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo—Helsinki.

ÜBER DIE VERBREITUNG SUBMORÄNER SEDIMENTE ALS WIDERSPIEGELUNG DER BEWEGUNGEN DES INLANDEISES¹⁾

VON

ERKKI AUROLA

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	41
DIE BEOBACHTUNGSGBIETE	44
DAS GEBIET OSTKARELIEN	44
DIE KARELISCHE LANDEGE UND INGERMANLAND	45
SAVO	51
NORDKARELIEN	52
BINNENFINNLAND	52
WESTFINNLAND	53
SÜD- UND MITTEL-OSTBOTTNIEN SOWIE DIE UMGEBUNG DER BOTNI- SCHEN BUCHT	54
KAINUU UND SALLA	55
ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	55
LITERATUR	62

EINLEITUNG

In den Jahren 1942—44 kam ich dazu, mich in militärischen Aufgaben weit und breit in verschiedenen Gegenden der Karelischen und der Onega-Landenge zu bewegen. Dabei wandte ich meine Aufmerksamkeit einer sonderbaren Lagerfolge der dortigen losen Bodenarten zu, die meines Wissens im Felsgrundgebiet Finnlands sehr selten war. Bei Bohrungen kamen unter der Moräne regelmässig entweder Ton- oder Sandablagerungen entgegen. Auf Grund meiner Feldbeobachtungen waren diese submoränen Sedimente ganz ähnlich wie glaziale Bodenarten, nur mit dem einzigen Unterschied ihrer sonderbaren Lage unter einer Moränendecke.

Das Auftreten von Tonen und Sanden unter Moräne oder, wie vielfach hat festgestellt werden können, zwischen zwei Moränenschichten (inter-

¹ In den Hauptzügen nach einem Vortrag, gehalten am 11. 3. 1948 vor der Finnischen Geologischen Gesellschaft.

moräne Bildungen) ist an sich keineswegs eine neue und überraschende Beobachtung. Eine solche Lagerfolge ist ja auch unter anderem in der Umgebung von Leningrad angetroffen worden, wo viele russische Geologen wie Potulova (1921, 1926), Jakovleff (1926) und Janischewsky (1924) die Erscheinung schon früher untersucht haben. Auch in Ostkarelien, im Gebiet der Stadt Petroskoi, ist unter Moräne grauer Ton schon zu Beginn dieses Jahrhunderts festgestellt worden. Den Ton hat der russische Geologe Wollossowitsch (1908) untersucht und im geologischen Schrifttum beschrieben. Am interessantesten erschien mir denn auch die weite Verbreitung dieser unter finnischen Naturbedingungen seltsamen Lagerfolge auf der Karelischen Landenge, und sie erweckte in mir den Gedanken, die Verbreitung submoräner Sedimente im Gebiete des Finnischen Reiches ausführlicher zu betrachten.

Als ich Beobachtungsmaterial sammelte, war ich recht angenehm dadurch überrascht, dass einige finnische Geologen der jüngeren Generation in den allerletzten Jahren an vielen Stellen in verschiedenen Gegenden Finnlands unter Moräne Wassersedimente gefunden hatten. Durch diese Beobachtungen, die mir gütigst zur Verfügung gestellt worden sind, erhielt das Kartenbild der Verbreitung submoräner Sedimente in reichlichem Masse recht wertvolles weiteres Material. Dies ist um so wichtiger, als einige im früheren Schrifttum angeführte Fundstätten submoräner Sedimente in Finnland auf Grund später ausgeführter Kontrolluntersuchungen Anlass zu verschiedener Interpretation des Ursprungs der das Sediment überlagernden Moräne gegeben haben.

Die Frage nach dem Alter der submoränen Sedimente im Kerngebiet des letzten Inlandeises ist im Kreise der Quartärgeologen stets Gegenstand grossen Interesses gewesen. Einige Geologen sind geneigt gewesen, diese Sedimente dem Alter nach für interglazial zu halten, während wiederum andere Forscher deren Ablagerung in das Rückzugsstadium der letzten Eiszeit verlegen, sie als interstadial ansprechen. Die Anhänger der letzteren Auffassung begründen diese damit, dass die betreffenden Sedimente durchaus glazialen Charakters seien und auch die in ihnen aufgefundenen Subfossilien den interglazialen Ursprung der Sedimente nicht einwandfrei bewiesen. Sie erklären, der Rand des zurückweichenden Inlandeises habe dann und wann kürzere oder längere Zeit Halt machen können und auf einen derartigen Stillstand sei oft ein sogar weit ausholender Vorstoss, ein Oszillieren, gefolgt. Besonders sei gerade für die glaziale Entwicklung der Karelischen Landenge eine starke Oszillation des zurückweichenden Inlandeisrandes nach vorherigem Stillstand kennzeichnend gewesen.

Die ersten gedruckten Angaben über das Vorkommen submoräner Sedimente im Gebiet des Finnischen Reichs finden sich in Berghells Erläuterungen zu den Bodenkartenblätter von Viipuri (1899) und Savonlinna (1904). Nach Berghell gibt es im Gebiet von Savonlinna sogar an vielen verschiedenen Stellen zwischen ungleichaltrigen Moränendecken Sand-

ablagerungen. Später ist eine derartige ungewöhnliche Lagerfolge festgestellt worden von Sauramo (1924, 1926) in den Gebieten der Kartenblätter Tampere und Kajaani, von Frosterus und Wilkman (1917) in Nordkarelien, von Brenner (1927) unweit Jyväskylä und von Hyypä (1937) im östlichen Nordfinnland.

Brander (1937 a) hat zwei Tonklumpen, nahe der heutigen Südostgrenze Finnlands nördlich der Stadt Viipuri in Rouhiala unter Oskies aufgefunden, ausführlich ausgewertet. Diese Tonklumpen enthielten eine erstaunlich reiche Pollen- und Diatomeenflora. Brander schliesst auf Grund manchen Sachverhalts, dass die in Rouhiala aufgefundenen Tone Fragmente einer nördlich der Fundstätte gelegenen Ablagerung und interglazialen Alters seien. Schon in demselben Jahre hat Hyypä (1937) eine Untersuchung über zwei auf der Karelischen Landenge auftretende stratigraphisch entsprechende Tonablagerungen veröffentlicht. Hyypä nimmt an, dass die submoränen Sedimente von Rouhiala, der Karelischen Landenge, Ingermanland, ja sogar Petroskoi recht gut demselben grossen Entwicklungsstadium des zurückweichenden Inlandeises angehören könnten, einem Stadium, über dessen interglazialen oder interstadialen Charakter sich mit Sicherheit nichts ausmachen lässt (Hyypä 1937, S. 169).

Ferner sind zwei von finnischen Forschern im Schrifttum besprochene submoräne Sedimentfunde anzuführen. Kivinen (1943) hat eine derartige Lagerfolge auf der Karelischen Landenge im Kirchspiel Räisälä und Mölder (1944) östlich des Ladoga in Vieljärvi festgestellt.

Bei der regionalen Betrachtung der bisher in Finnland wie auch auf der Karelischen und Onega-Landenge gefundenen submoränen Sedimente wäre es für mich sehr wichtig gewesen, die verschiedenen Fundstellen mittels Pollen- und Diatomeenanalysen miteinander konnektieren zu können. Leider ist mir dies jetzt nicht möglich, denn infolge der im Juni 1944 in den Kampfhandlungen veränderten Situation verlor ich den grössten Teil des von mir gesammelten Feldmaterials, und nur die Feldaufzeichnungen, und Lichtbilder blieben erhalten. Aus diesem Grunde ist die folgende Darstellung mikrofloristisch unvollständig. Da jedoch ein Teil meines Untersuchungsmaterials derart ist, dass es schwer, wenn nicht geradezu unmöglich neu beschafft werden kann, wage ich es hier trotz aller Unvollständigkeit darzustellen in der Hoffnung, dass es doch wenigstens in gewissem Masse weiteren Aufschluss über die eiszeitlichen Vorgänge in Finnland geben werde.

In diesem Zusammenhang möchte ich den Herren Mag. phil. K. Virkala, Mag. phil. V. Okko, Dr. phil. K. Mölder und Doz. Dr. phil. E. Hyypä, die meine Arbeit auf mancherlei Weise gefördert haben, meinen besten Dank zum Ausdruck bringen. Zugleich danke ich Dr. phil. Marta Römer, die die Übertragung meines Aufsatzes ins Deutsche ausgeführt hat.

DIE BEOBACHTUNGSGEBIETE

DAS GEBIET OSTKARELIEN

Zu Beginn dieses Jahrhunderts wurde in Petroskoi im Stadtgebiet beim Graben eines Brunnens unter Moräne eine Sedimentschicht angetroffen. Beim Ausheben des Brunnens ist jedoch diese Schicht nicht ganz durchstochen worden, und über die Beschaffenheit der unter ihr lagernden Bodenart liegen somit keine Angaben vor. Über das submoräne Sediment

von Petroskoi hat der russische Forscher Wolossovitich (1908) Untersuchungen angestellt und als seine Auffassung dargetan, dass es sich auf dem Grunde eines interglazialen Meeres abgesetzt habe.

In den Jahren 1942—43 wurden in Ostkarelien viele Rohrbrunnenbohrungen angestellt. Die meisten von diesen Bohrungen reichten bis in roten Sandstein und durchsanken somit die gesamte quartäre Lagerfolge. Unter Leitung von Herrn Ingenieur B. Gagnieur erhielt ich Gelegenheit, die Technik der Rohrbrunnenbohrung und die auf Grund dieser Bohrungen ausgearbeiteten Profilzeichnungen, Lagerfolge und Aufbau der Bodenarten darstellend, kennenzulernen. In Abb. 1 habe ich zwei Bodenprofile wiedergegeben, die an Hand von Ing. B. Gagnieurs Bohrberichten gezeichnet worden sind.

Das Profil Nr. 1 stammt aus der Stadt Petroskoi vom linken Ufer des Flusses Lososina, bei den Zentralkasernen. Bei den Rohrbrunnenbohrungen stellte es sich heraus, dass hier zwei durch eine 7.5 m

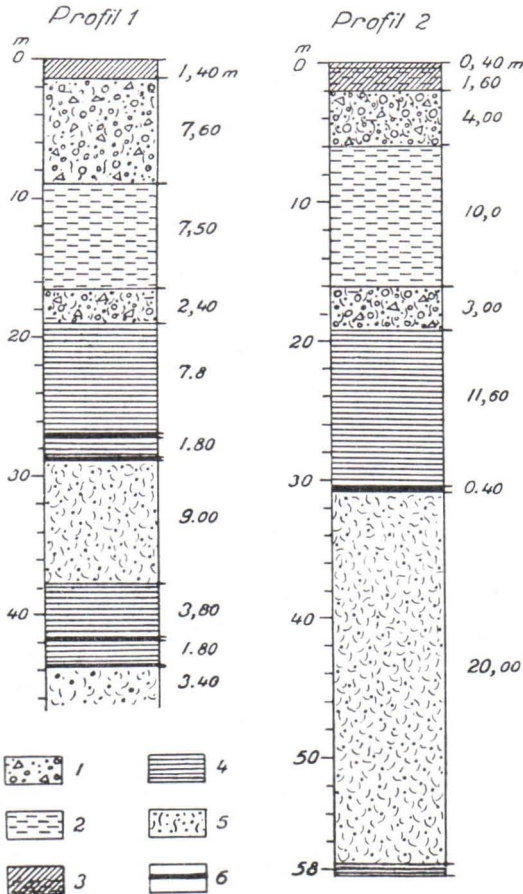


Abb. 1. Zwei Bodenprofile aus Ostkarelien. Profil Nr. 1 ist aus dem Gebiet der Stadt Petroskoi, von linken Ufer der Lososina. Profil Nr. 2 ist aus der Stadt Olonetz. Beide Profile sind auf Grund der unter der Leitung von Ing. Gagnieur 1942—43 ausgeführten Rohrbrunnenbohrungen ausgearbeitet. Zeichenerklärung: 1 = Moräne, 2 = intermoräner Ton, 3 = spät- und postglazialer Ton nebst Kulturboden, 4 = wahrscheinlich präglaziale Ablagerungen, Tonsedimente, zum Teil von rötlicher Farbe, 5 = Feinsand-Sandstein, 6 = hartementierte Ton- und Sandwarven.

dicke Tonschicht voneinander getrennte Moränendecke liegen. Der Ton ist von grauer Farbe. Seine Struktur hat bei den Rohrbrunnenbohrungen nicht eingehender untersucht werden können. Die untere Moräne ist dünner als die obere, und ihre untere Grenze bezeichnet hier den Grundwasserspiegel. Das Profil von Petroskoi reicht 47 m tief und durchschneidet nach der unteren Moräne noch Ton und dann Sandstein. Im unteren Teil des Profils nehmen die Feinsandsteine eine rote Farbe an.

Profil Nr. 2 ist aus dem Gebiet der Stadt Olonetz, vom Ostufer des Ladoga (Beobachtungsstelle 2, Abb. 7). Nach diesem Profil ist die Lagerfolge der Bodenarten ziemlich ähnlich wie im Gebiet von Petroskoi. Zwei Moränenablagerungen, von denen die obere vier Meter und die untere drei Meter mächtig ist, sind, wie im vorhergehenden Profil, durch eine graue Tonschicht voneinander getrennt. Zwischen den Moränen hat an der Bohrstelle 10 m Ton gelegen, was zweifellos auf eine ziemlich lange Sedimentationszeit hindeutet. Im unteren Teil des Profils lagen auch hier roter Ton und roter Feinsandstein.

Auf der oberen Moräne findet sich im Profil von Olonetz 1.6 m grauer Ton und danach 0.4 m Kulturerde. Dieser Ton stammt offenbar aus dem Spät- oder Postglazial. Sowohl das Profil von Petroskoi als auch das von Olonetz erweisen ganz übereinstimmend, dass die Vergletscherung hier zwei verschiedene Vorstossstadien umfasst hat. In der Zeit zwischen den Vereisungen hat, wie bereits Wolossovitsch erwiesen hat, das Meer Raum gewonnen, und auf der unteren Moräne hat sich Ton abgelagert. Die beträchtliche Mächtigkeit der Tonschichten bezeugt, wie bereits früher angeführt, eine ziemlich lange Sedimentationszeit zwischen Vereisungen.

In Vieljärvi, von der Stadt Olonetz etwa 70 km nach Norden, hat Mölder (1944) an zwei Stellen (Beobachtungsstelle 3 und 4) unter Moräne Sedimente gefunden, die er untersucht hat. Nach ihm liegen in Vieljärvi die Sedimente zwischen zwei Moränenschichten, also gleicherweise wie in den oben beschriebenen Profilen. Mölder hat die Diatomeen der Sedimente untersucht und festgestellt, dass diese sich in kaltem Salzwasser abgesetzt haben. Für den Salzgehalt spricht im Diatomeenbestand besonders *Melosira sulcata*, die in einer Analyse von Vieljärvi etwa 20 % ausgemacht hat.

DIE KARELISCHE LANDENGE UND INGERMANLAND

Russische Forscher haben in der Umgebung von Leningrad unter Moräne Sedimente gefunden, sogar an vielen verschiedenen Stellen. Die bekannteste Fundstelle ist zweifellos die Uferböschung am Mga-Fluss (Beobachtungsstelle 5). Dieses quartärgeologisch interessante Untersuchungsgebiet liegt etwa 40 km von Leningrad nach Südwesten. Hier sind zwischen zwei starken Moränenkissen Subfossilien führende Sedimente anzutreffen.

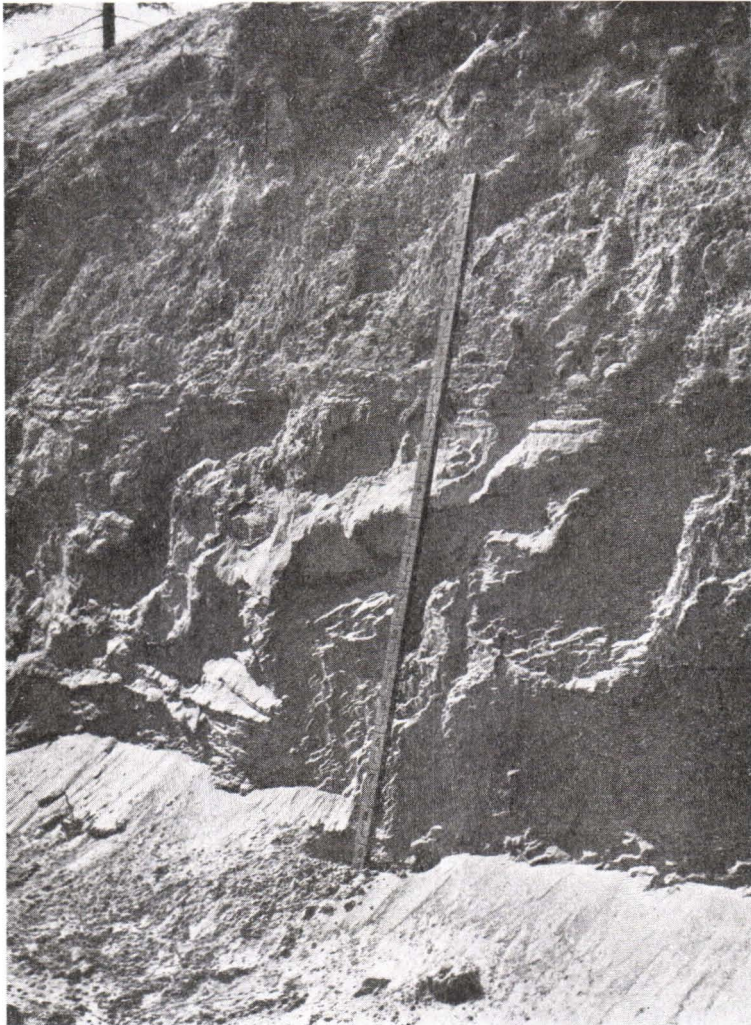


Abb. 2. Bodenschnitt von der Karelischen Landenge, Valkeasaari, Gelände von Suur-Kivi. Die Grenze zwischen Moräne und liegenden Feinsanden und Sanden sehr deutlich und fast waagrecht. Die Moräne ist im Aufbau steinfrei, tonreich und wasserundurchlässig.

Die Vorkommen am Mga-Fluss sind u. a. von Potulova (1921, 1926), Jakovleff (1926) und Janischewsky (1924) untersucht worden.

In den Dörfern Irinovka (Beobachtungsstelle 6), von Schlüsselburg nach Nordwesten, und Kokkarevo am der Ladogaküste liegt nach Jakovleff an beiden Stellen zwischen mächtigen Moränenschichten Ton und Sand (Jakovleff 1926). Als Stärke der intermoränen Sedimentablagerungen wird hier 35 m angegeben. In Kokkorevo ist die obere Moräne 23 m mächtig.



Abb. 3. Feinverteilte Bodenarten, Schluff- und Sandablagerungen unter Moräne. Die untere Grenze der Moräne geschlängelt. Karelische Landenge, Valkeasaari, Gelände von Suur-Kivi.

Von der Umgebung von Leningrad nach Norden gegen die Karelische Landenge sind weiter Tone und Sande unter Moräne anzutreffen. Als in den Jahren 1943—44 auf der Südlichen Landenge umfassende Bohrungsarbeiten angestellt wurden, fand ich als Militärgeologe Gelegenheit, die ausgeführten Bodenschnitte kennenzulernen. Geologisch sehr interessant waren gerade solche Grabungen, die bis zu der unter der Moräne lagernden Sedimentschicht reichten und in denen der Kontakt zwischen der Moräne und dem von ihr überlagerten Sediment in weiter Erstreckung sichtbar war. Eine derartige Stelle ist etwas nördlich von Valkeasaari das Gelände von Suur-Kivi.

In *Valkeasaari* (Beobachtungstelle 7) liegt an der Erdoberfläche eine dünne Schicht Feinsand und Schluff sowie darunter Moräne. Die Moräne ist dicht wasserundurchlässig sowie stark schluff- und tonhaltig. Stellenweise ist sie fast ohne Steine, aber es ist sogar auch noch stark steinhaltige Moräne anzutreffen. Steinfreie und steinreiche Moräne sind ohne irgendeine deutliche Grenze miteinander verbunden. Räumlich ist steinarme oder steinfreie Moräne weiter verbreitet. Die Mächtigkeit der Moränenablagerung schwankt in den verschiedenen Gegenden ziemlich stark, aber die mittlere Mächtigkeit im Gelände von Suur-Kivi beläuft sich auf 1.5—2.0 m.

Unter der Moräne lagert hauptsächlich Sand oder Feinsand, aber nicht ganz selten sind auch die sehr fein verteilten Bodenarten, die auf Grund ihrer Korngrösse am ehesten zu den Schluffen gehören. Der Übergang von der Moräne zur Sedimentschicht ist sehr jäh, ohne irgendeine Übergangszone. Die Kontaktfuge zwischen diesen Bodenarten ist messerscharf, oft auf sogar langer Strecke waagrecht, kann aber auch im Zickzack verlaufen. Eine waagerechte, scharfe Kontaktlinie ist in Abb. 2 zu sehen. Unter der Moräne liegen hier in schräger Stellung Feinsand und Sandschichten. Abb. 3 ist von denselben Hindernisgraben einige hundert Meter von der vorhergehenden Beobachtungsstelle entfernt. Das Sediment ist hier von feinkörnigerer Zusammensetzung als zuvor, und seine Grenze gegen die überlagernde Moräne ist zwar scharf, aber geschlängelt. Als ich die Grenzlinie zwischen der Moräne und den liegenden Sedimenten an verschiedenen Stellen betrachtete, stellte ich in ihr eine Regelmässigkeit fest. Wenn sich das Inlandeis über grobkörnige Bodenarten, wie Kies-, Sand-, ja sogar zuweilen auch über Feinsandschichten geschoben hatte, war die Grenzlinie gerade. Dagegen war die Kontaktlinie zwischen Schluffschichten und Moräne geschlängelt. Solchenfalls war die Sediment eingedellt und zerbröckelt, ja es konnten sogar örtliche Verwerfungen festgestellt werden. Abb. 4 gibt ein anschauliches Bild von der Deformation der feinverteilten Sedimente unter dem Schub des Eises. Offenbar liegt sie begründet in der grossen Wasserhaltefähigkeit der feinverteilten Bodenarten, ein Vermögen, das seinerseits das Gefrieren und Zerbröckeln der Sedimente unter dem Gletscherschub im Gefolge gehabt hat.

Die submoränen Sedimente liegen in dem Gebiet von *Valkeasaari* 68—80 m ü. d. M. Die Stärke der Moräne wechselt, wie oben gesagt. Am dünnsten ist sie in 73 m Höhe über dem Meere, wo stellenweise die submoränen Sandschichten zutage treten.

Das Gebiet *Kaljala*, (Beobachtungsstelle 8). Von dem Gebiet von Suur-Kivi etwa 8 km Norden liegt am Südufer des Flusses *Rajajoki* unter einer etwa 3 m starken Sandschicht blaugrauer Ton. Die Dicke der Tonschicht beträgt 5 m. Durch Probebohrungen wurde festgestellt, dass auf einem Gebiet von wenigstens 300×500 m Ton auftritt. In der Nordböschung des *Rajajoki* liegt an entsprechender Stelle auf der Lager-

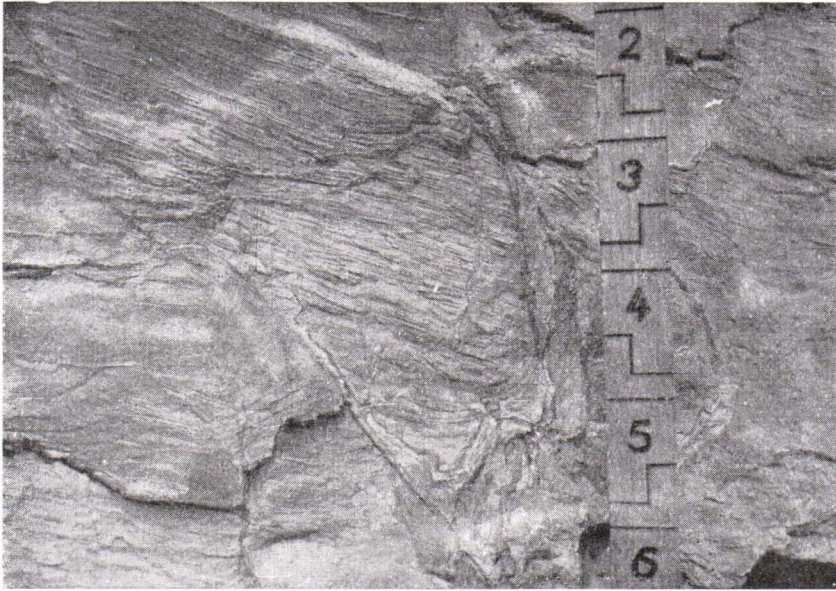


Abb. 4. Nahbild submoräner Sedimente, durch Eisschub deformiert. Beobachtungsstelle dieselbe wie Abb. 3.

folge Moräne, die auch auf der Südseite des Flusses im östlichen Teil des Tongebietes auf Sand anzutreffen ist. Bei Vihtaniemi ist auf dem Südufer des Rajajoki die Moräne infolge der Flusserosion abgetragen worden. Die obere Grenze des Tons liegt an ihrer höchsten Stelle, südlich des Flusstals, 102 m ü. d. M.

In dem Kirchspiel Kivennapa, auf dem Linnamäki (Beobachtungsstelle 9), liegt unter der hügelbedeckenden Moräne eine Reihe sortierter Bodenarten. Die nebenstehende Figur (Abb. 5) ist von Südhang, etwas unterhalb der höchsten Stelle des Hügels. Wie aus dem Profil ersichtlich, gehen die submoränen Sedimente von der Erdoberfläche an abwärts vom größten Material in Bodenarten stets feinerer Korngrösse über. Zuoberst liegen unter 1.5—2 m mächtiger Moräne zunächst entweder flaches Wasser oder lebhaftere Erosion bezeugende Sande und Feinsand. Weiter abwärts, am Grunde des Profils, liegt Ton. Die Mächtigkeit der Tonablagerung zu untersuchen, habe ich keine Gelegenheit gefunden.

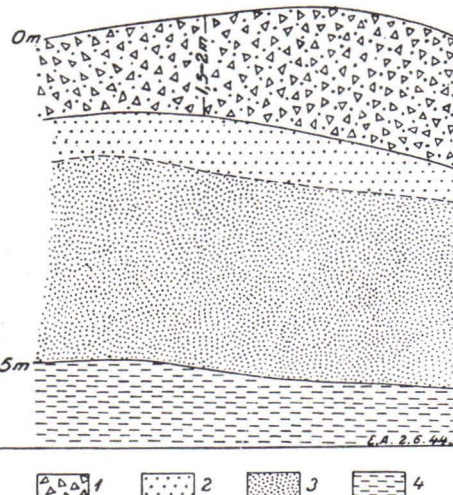


Abb. 5. Profil eines Bodeneinschnittes von der Karelischen Landenge, Kirchspiel Kivennapa, Linnamäki. 1 = Moräne, 2 = Kies und Sand, 3 = Feinsand, 4 = Ton.

Die höchste Stelle des Linnamäki liegt nach den topographischen Karten 110 m ü. d. M. Obgleich ich die Höhe der betreffenden Beobachtungsstelle nicht genauer nivelliert habe, kann sie auf Grund der Höhenkurven der topographischen Karten zum mindesten ziemlich gut geschätzt werden. Nach ihnen wäre die Beobachtungsstelle etwa 101—102 m ü. d. M. und die Sedimente somit etwa in gleicher Höhe wie im Gebiet von Kaljala gelegen.

In den Dorf Kuuterselkä im Kirchspiel Kanneljärvi war in einem bei 75—80 m ü. d. M. gelegenen Moränenrücken unter Moräne an zahlreichen Stellen grober Sand gelegen (Beobachtungsstelle 10). Die Mächtigkeit der Sandschichten ist nicht genauer untersucht worden, aber aller Wahrscheinlichkeit nach handelt es sich hier um eine mehrere Meter dicke Sedimentschicht. Dafür zeugt meines Erachtens die grosse Wasseraufsaugungsfähigkeit der Sedimente, die auf der Karelischen Landenge gewöhnlich bedeutet, dass der Grundwasserspiegel bedeutend tiefer liegt.

Im Kirchspiel Metsäpirtti auf dem Hügel Hatakanmäki (Beobachtungsstelle 11) ist, von der Erdoberfläche an gerechnet, zunächst eine 1—2 m dicke Schluff- und Feinsandschicht anzutreffen. Darunter liegt geröllige Moräne. Der Nordhang des Hügels ist unter der Leitung von Mag. phil.

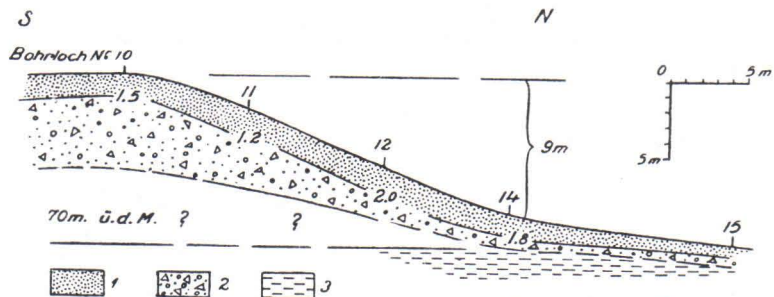


Abb. 6. Lagerfolge der Bodenarten im Hügel Hatakanmäki, Kirchspiel Metsäpirtti, Karelische Landenge. Der Einschnitt ist nord-südlich gerichtet. 1 = Schluff und Feinsand, 2 = Moräne, 3 = Ton.

O. Jäntti mit dem Spatenbohrer ausführlich untersucht worden, wobei festgestellt worden ist, dass in 70 m Höhe auf dem Nordhang des Hügels unter Moräne Ton auftritt. Dieser setzt sich, wie aus der beistehenden Figur ersichtlich, von einer geringmächtigen Moränenschicht bedeckt, nach Norden fort (Abb. 6).

E. Kivinen (1943) führt an, er habe im Kirchspiel Räsälä im Dorfe Tiuri unter Moräne in etwa 15 m ü. d. M. eine Tonschicht angetroffen (Beobachtungsstelle 12).

Im Kirchspiel Muolaa in Perkjärvi, in Savikko (Beobachtungsstelle 13), hat vor den Kriegen schon eine Ziegelei gearbeitet, die für die Ziegelherstellung submoränen Ton verwendet. Dieses Tonfeld liegt ziemlich niedrig, nach Hyypäs Mitteilung 40—43 ü. d. M. Ausser Hyypäs (1937) hat

auch Sauramo (1940) in der Literatur auf dieses Vorkommen hingewiesen. Der letztere Forscher hält den submoränen Ton von Savikko für interglazial (Sauramo 1940, S. 210). Hyypä nimmt, wie bereits weiter oben angeführt, seinerseits an, dass sowohl Savikko als auch einige andere Vorkommen auf der Karelischen Landenge mit demselben Entwicklungsstadium des Inlandeises zusammenhängen wie die submoränen Sedimente am Mga-Fluss und von Petroskoi. Einen interglazialen Ursprung des Vorkommens von Savikko hält er jedoch nicht für sicher (Hyypä 1937).

Östlich der Stadt Viipuri, in Häyry (Beobachtungsstelle 14), hat Hyypä (1937) eine in Osmaterial angetroffene, durchschnittlich 60 cm dicke Tonschicht untersucht. Der obere Rand der Tonschicht liegt etwa 17 m ü. d. M. Die Mächtigkeit des den Ton überlagernden Osmaterials beläuft sich auf etwa 17 m. In der petrographischen Zusammensetzung gleicht nach Hyypä dieser Ton dem von Savikko, auch lässt er seine schwache Warvigkeit erkennen. Die Tonablagerung ist in ihrem mittleren Teil von graublauer Farbe, Ober- und Unterrand hingegen haben infolge von Verwitterung eine graubraune Farbe angenommen.

In *Rouhiala* (Beobachtungsstelle 15) hat man in einer Kiesgrube ein paar Tonklumpen gefunden, die Brander (1937 a) untersucht und im geologischen Schrifttum eingehend besprochen hat. Ohne in diesem Zusammenhang auf Branders Untersuchungen ausführlicher einzugehen, sei nur angeführt, dass nach seiner Auffassung der Ton von einem interglazialen Vorkommen herrührt und am ehesten vielleicht von Grunde des Saimaa-Beckens an seine jetzige Stelle verfrachtet worden ist.

SAVO

In seiner Erläuterung zur Bodenkarte von Savonlinna führt Berghell an, dass im Gebiet des Kartenblattes zweifellos zwei ungleichaltrig Moränenablagerungen übereinander auftreten. Zwischen den Moränendecken liegen Ton- und Sandschichten. Die untere Moräne ist tonhaltig und stark gepresst, die obere von lockererer Zusammensetzung und im allgemeinen sandig (Berghell 1904, S. 48—49). Nach der Erläuterung desselben Kartenblattes sind inter- und submoräne Ablagerungen angetroffen worden in Puumala (Beobachtungsstelle 16), Sulkava (Beobachtungsstelle 17), Hiitola (Beobachtungsstelle 18), Kurkijoki (Beobachtungsstelle 19), Sortavala (Beobachtungsstelle 20) und Savonranta (Beobachtungsstelle 21). In der Erläuterung zu der Bodenkarte von Savonlinna sind ausführliche Profile der meisten Beobachtungsstellen dargestellt. Später hat jedoch Brander (1943) geschrieben, dass Berghells Angaben über submoräne Tone mit Vorsicht zu nehmen sind, und dass die Beweise über diese Bodenarten nicht vorhanden sind.

NORDKARELIEN

In der Erläuterung der Bodenkarte von Joensuu führen die Kartierer des Gebiets, Frosterus und Wilkman (1917), an, dass sie an vielen Stellen unter der oberen Moräne Sedimentschichten angetroffen haben. Im Kirchspiel Tohmajärvi liegen in dem Moränenrücken Honkavaara—Elonvaara (Beobachtungsstelle 22 und 23) nach den genannten Autoren unter Moräne über 8 m mächtige, trockene Kiesschichten. Nach mündlicher Mitteilung von Hyyppä wären in diesem Fall die Beobachtungen von Frosterus und Wilkman jedoch unsicher, denn als er später die betreffenden Stellen aufsuchte und näher prüfte, stellte sich die als Moräne angegebene Bodenart als Uferbildung heraus.

Nicht weit von der vorhergehenden Beobachtungsstelle entfernt, westlich der Eisenbahn, liegt auf der Landenge zwischen den Seen Onkamajärvi und Särkijärvi unter einer Moräne von mehr als zehn Metern Mächtigkeit schlammhaltiger Ton (Beobachtungsstelle 24).

Nördlich der nordkarelistischen Stadt Joensuu, im Kirchspiel Kontiolahti, bei der Eisenbahnhaltestelle Uilo, liegt zwischen zwei verschiedenen strukturierten Moränendecken eine Sandschicht (Beobachtungsstelle 25). Frosterus und Wilkman beschreiben den etwas nördlicher gelegenen Moränenschnitt von Jakokoski (Beobachtungsstelle 26), in dem unten ausserordentlich fest gepresste Moräne vorkam. Auf der Grundmoräne lagert gelbliche, losere Moräne nebst sandigen und geschichteten Teilen. Die Grenze zwischen diesen Moränenarten ist sehr scharf und lässt sich über den ganzen Hügel verfolgen. Die Mächtigkeit der oberen Moräne beträgt 2—3 m.

Noch weiter nördlich, in dem Eisenbahneinschnitt Nurmes—Konnalampi (Beobachtungsstelle 27), findet sich nach Soikero zunächst ein Meter Moräne und darunter 0.5 m warviger Ton (Virkkala 1948, S. 31).

BINNENFINNLAND

Wie aus der Karte des Beobachtungsgebiets (Abb. 7) ersichtlich, sind in Binnenfinnland submoräne Sedimente in sehr spärlichen Mengen angetroffen worden. Schliessen wir die bereits oben besprochenen Beobachtungsstellen Puumala und Sulkava von dem Begriff Binnenfinnland aus, so sind aus dem Seengebiet Finnlands nur zwei Fundstätten zu nennen. Die südlichere von ihnen liegt östlich der Stadt Jyväskylä, in Hantula (Beobachtungsstelle 28), und die nördlichere westlich der Stadt Iisalmi, im Kirchspiel Pyhäjärvi (Beobachtungsstelle 29).

In dem Eisenbahneinschnitt von Hantula (Beobachtungsstelle 28) liegt nach Brenner (1927) unter 26 m dicker Moräne warviger Ton. Die Warvigkeit des Tons ist sehr deutlich, und die Anzahl der Jahreswarven beläuft sich auf mindestens hundert. Die Höhe des Moränenrückens beträgt in

Hantula 116—122 m ü. d. M. Brenner hat in diesem Ton weder Diatomeen noch Pollen angetroffen. Doch kann seines Erachtens der Ton nicht präglazial sein.

Sauramo (1926) schreibt in seiner Erläuterung zu der Bodenkarte von Kajaani, er habe nordwestlich der Station Pyhäsalmi (Beobachtungsstelle 29) in einer Kiesgrube unter einer Moränenschicht sortierten, warvigen, festgepackten Kies und Sand gefunden, stellenweise in 5 m Mächtigkeit sichtbar. Auf der Moräne lagen spätglaziale Ablagerungen und Uferkies.

Mit diesem Untersuchungsfeld ist auch noch eine andere Beobachtung Sauramos verbunden. Nordwestlich des Sees Pyhäjärvi hat Sauramo im Tal des Särkijoki (Beobachtungsstelle 30) zwei verschiedene Moränendecke beobachtet, von denen das obere aus gerölliger, das untere aus steinärmer Moräne besteht. Die Grenze zwischen den Moränendecken ist sehr deutlich und schroff.

Auf Grund der Untersuchungen am Pyhäjärvi hat Sauramo ausdrücklich bemerkt, dass das Inlandeis nach vorausgegangenem Rückzug wieder vorgedrungen ist und dass sich der Vorstoss ziemlich weit nach Süden hat erstrecken müssen, denn in den warvigen Sedimenten des Pyhäjärvi-Beckens sind keine Störungen wahrgenommen worden. Sie haben sich also nach diesem örtlichen Vorstossstadium absetzen müssen (Sauramo, 1926, S. 23).

WESTFINNLAND

In der 1924 erschienenen Erläuterung der Bodenkarte von Tampere hat Sauramo eine sonderbare Lagerfolge beschrieben, die in Hämeenkyrö (Beobachtungsstelle 31) beim Graben eines Brunnens festgestellt worden ist. Hier war, von der Erdoberfläche an abwärts gerechnet, die Lagerfolge der losen Bodenarten folgende:

1. Etwas über 6 m warviger Ton,
2. etwa 75 cm Moräne,
3. etwa 75 cm blauer Ton,
4. Moränenkies, der Sandsteingeschiebe enthielt.

Nach Sauramo bezeugt diese Lagerfolge ein kurzfristiges Vorstossen des Inlandeisrandes zur Zeit des allgemeinen Zurückweichens (Sauramo 1924, S. 21).

Die Quartärgeologie Westfinnlands ist später insbesondere von Mag. phil. Virkkala untersucht worden. Er hat hier eine Menge Beobachtungen auch über die Lagerfolge der Bodenarten gemacht. Obgleich die Forschungen von Virkkala vorläufig noch nicht veröffentlicht sind, hat er mir doch Angaben über die Verbreitung der submoränen Sedimente in seinem Untersuchungsgebiet zur Verfügung gestellt und dadurch die hier zu lösenden Aufgaben sehr gefördert. Nach Virkkalas mündlicher Mittei-

lung sind entweder unter Moräne oder Oskies Sedimente eingebettet worden an folgenden Stellen:

Yläne, unter Moräne Ton (Beobachtungsstelle 32). Beobachter A. Laitakari.

Viljakkala, Haveri (Beobachtungsstelle 33). Hier liegt unter 0.5—3 m Moräne deutlich warvigtes Sediment. Es enthält in reichlicher Masse Diatomeen, die auf Salzwasser hinweisen. Unter dem Sediment kommt 20—30 cm Moräne vor und darunter Fels.

Ikaalinen, Vatulanharju (Beobachtungsstelle 34). Auf dem N-Hang des Oses findet sich 0.5—1 m Moräne und darunter Oskies. Die Unterlage des Kieses ist nicht zu sehen.

Kankaanpää, Kirchdorf (Beobachtungsstelle 35). Unter 2 m Moräne 3—4 m Oskies.

Jämijärvi, Palojoki (Beobachtungsstelle 36). Moräne 1 m, liegend Kies.

Parkano, Kuivaharju (Beobachtungsstelle 37). Lagerfolge wie oben.

Virrat, Puttolanharju (Beobachtungsstelle 38). Unter etwa 15 m starkem Oskies warviger Ton, etwa 0.5 m. Dieser enthält in reichlichen Mengen auf Salzgehalt hindeutende Diatomeen.

Kangasala, Vatiala, Talliharju (Beobachtungsstelle 39). Etwa 30 m Oskies, liegend 10—20 cm Schluff, spärlich salzige Diatomeen enthaltend.

SÜD- UND MITTEL-OSTBOTTNIEN SOWIE DIE UMGEBUNG DER BOTTNISCHEN BUCHT

In den letzten Jahren haben einige finnische Quartärgeologen in Ostbottnien und in der Umgebung der Bottnische Bucht Bodenkartierungen ausgeführt. Im Zusammenhang mit diesen Kartierungsarbeiten sind Beobachtungen über die Lagerfolge der Bodenarten angestellt worden, und man hat wahrnehmen können, dass die Moräne sich mancherorts auch hier über Sedimente ausgebreitet hat. So liegt nach Dr. phil. K. Mölder (mündliche Mitteilung) in Alavus, westlich des Töysänjärvi (Beobachtungsstelle 40), in einem Eisenbahneinschnitt unter 2 m Moräne Sand. Dieser ist warviger, in dem die Stärke der Warven zwischen 2 und 6 cm wechselt. An der Stelle erstreckt sich ein etwa 150 m langer Einschnitt, und die Lagerfolge bleibt auf der ganzen Strecke gleich.

Derselbe Forscher hat mitgeteilt, dass in Vimpeli, Storbacka (Beobachtungsstelle 41), unter Moräne 1.5 m sortierter Sand oder Kies vorkommt. Die Mächtigkeit der hangenden Moräne beträgt etwa 1 m.

Nach mündlicher Mitteilung von Mag. phil. V. Okko liegt unter etwa 0.5—1 m starker Moräne Kies oder Sand an folgenden Stellen:

Landgemeinde Pietarsaari, Försby (Beobachtungsstelle 42); Alavieska, Tilus (Beobachtungsstelle 43); Pyhäjoki, an zwei Stellen (Beobachtungsstelle 44); Alatornio, Laivajärvi (Beobachtungsstelle 45); Tornio, Kirkon-

mäki (Beobachtungsstelle 46); Landgemeinde Kemi, Viitakoski (Beobachtungsstelle 47); Tervola, Alapaakkola, Kelta-aho (Beobachtungsstelle 48); Ylitornio, Alkkula (Beobachtungsstelle 49) und Rovaniemi, Tuisku (Beobachtungsstelle 50).

KAINUU UND SALLA

Hyypä (1937 S. 169) erwähnt aus dem östlichen Nordfinnland zwei Stellen, wo Ton teilweise unter Moräne vorgekommen ist. Die Beobachtungsstellen liegen in Kuusamo am Flusse Maaninkajoki (Beobachtungsstelle 51) und in Taivalkoski am Ufer des Sees Saarijärvi (Beobachtungsstelle 52). Das Vorkommen von Saarijärvi liegt etwa 250 m ü. d. M. Diatomeen hat Hyypä in den Sedimenten nicht angetroffen.

In dem Gebiet zwischen Nordkarelien und Kuusamo hat Virkkala, wie er mitteilt, an vielen Stellen unter Moräne Sedimente gefunden. Auf Grund seiner Beobachtungen findet sich in Kuhmo, Lentua (Beobachtungsstelle 53), unter 3 Meter mächtiger Moräne wenigstens ein Meter Sand. Dieselbe Lagerfolge ist auch im Kirchspiel Kuhmo in Vieksi festzustellen, aber die Mächtigkeit der Moräne macht hier nur einen Meter aus (Beobachtungsstelle 54).

In Suomussalmi hat Virkkala an zwei Stellen unter Moräne osmaterialartigen Kies gefunden. In dem Eisenbahneinschnitt bei der Eisenbahnstation Laaja (Beobachtungsstelle 55) ist unter 0.5 m Moräne 2—3 m Sand anzutreffen. In dem Dorf Pesjö (Beobachtungsstelle 56) ist an mehreren Stellen 0.5 m starke Moräne von Sand unterlagert.

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

In das nebenstehende Kartenbild (Abb. 7) habe ich alle diejenigen Stellen im Gebiet des gegenwärtigen Finnischen Reiches sowie auf der Karelischen und der Onega-Landenge jenseits der Grenze gegen Sowjetrussland eingetragen, wo nach meinen Angaben moränenbedeckte Wasser-sedimente, Ton- und Sandablagerungen, gefunden worden sind. Auch solche offenbar an ursprünglicher Stelle auftretenden Tonvorkommen, die von Osmaterial überlagert worden sind, habe ich in der Übersichtskarte berücksichtigt. Durch verschiedene Zeichen habe ich in der Karte leicht erkennbar zu machen versucht, um was für ein Vorkommen es sich jeweils handelt. Die submoränen Tone sind durch schwarze Vierecke bezeichnet, die Sandablagerungen durch schwarze Kreise. Die unter Osern hervorgetretenen Tonflächen sind durch Dreiecke wiedergegeben. Die in Osern dann und wann auftretenden kleinen Tonlinsen habe ich jedoch in der von mir ausgearbeiteten Übersichtskarte nur in einem einzigen Fall berücksichtigt, und zwar auch dann nur darum, weil diese geringfügigen

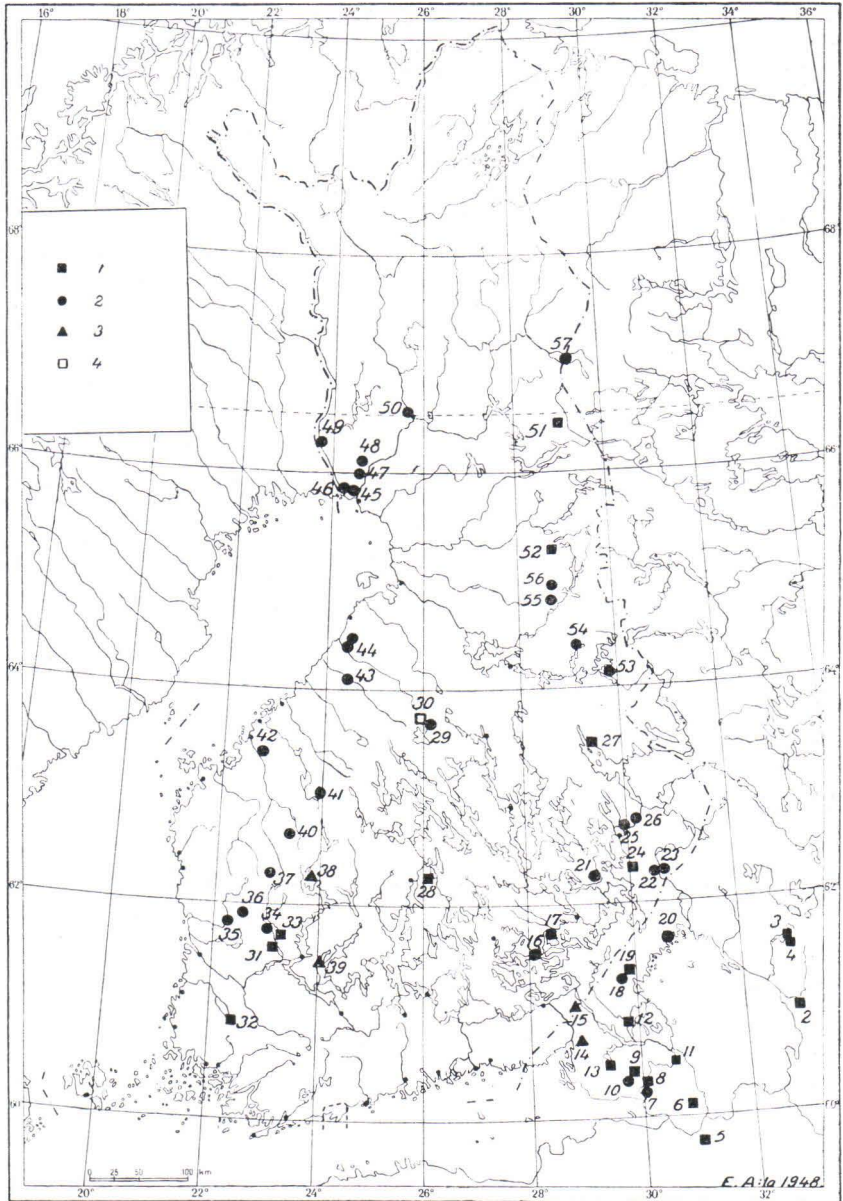


Abb. 7. Karte der Beobachtungsstellen. Zeichenerklärungen: 1 = submoräner Ton, 2 = submoräne Kies- und Sandablagerungen, 3 = Ton unter Os, 4 = doppeltes Moränendecke.

Tonklumpen Gegenstand ausführlicher quartärgeologischer Untersuchung gewesen sind (Beobachtungsstelle 15, Vgl. Brander 1937 a).

Wie aus der die Beobachtungsstellen wiedergebenden Karte ersichtlich, sind submoräne Ton- und Sandablagerungen an geradezu unerwartet zahl-

reichen Stellen in verschiedenen Gegenden Finnlands, ja sogar so weit nördlich wie in der Breite des Polarkreises, aufgefunden worden. Ohne Eintragungen von Fundstellen ist denn auch auf der Karte im grossen ganzen nur der allernördlichste Teil von Finnland, das weite Gebiet der Einöde von Lappland, geblieben. Dass in den hochgelegenen Fjeldgegenden Finnlands Beobachtungen fehlen, kann vielleicht andersartige glaziale Verhältnisse dieses Gebiets gegenüber dem übrigen Finnland bedeuten, wenngleich das negative Ergebnis auch daran gelegen haben kann, dass in Lappland in sehr spärlichen Mengen tiefe Bodenaufschlüsse vorkommen, die beim Anstellen von Beobachtungen der Lagerfolge loser Bodenarten sehr notwendig und sogar unerlässlich sind. Doch verleiht das uns bereits zur Kenntnis gelangte Beobachtungsmaterial eine überzeugende Vorstellung davon, dass submoräne Sedimente in Finnland sehr allgemein auftreten und dass diese zuvor in Finnland als ungewöhnlich betrachtete Lagerfolge keineswegs eine seltene Erscheinung ist. Die zahlreichen Beobachtungen, die die finnischen Geologen in den allerletzten Jahren über submoräne Sedimente angestellt haben, erweisen die Haltbarkeit dieser Auffassung.

Die submoränen Sedimente sind von wechselndem Charakter. Teilweise sind die Tone als deutlich warvig festgestellt worden, wie z. B. in Hantula unweit Jyväskylä (Brenner 1927), während hingegen in vielen Fällen die Warvigkeit schwach oder fehlend gewesen ist. Ein beträchtliches Schwanken ist auch in der diesen Sedimenten enthaltenen Pollen- und Diatomeenflora festgestellt worden. Nach den Untersuchungen von Brenner ist der Ton von Hantula mikrofloristisch völlig steril. Brander dagegen hat im Ton von Rouhiala in reichlichen Mengen Pollen sowie Diatomeen (Brander 1937 a) gefunden, die tiefes, kaltes und salziges Wasser bewiesen haben. Salzwasserdiatomeen, wenngleich spärlich, hat auch Hyypä in Ton der Karelischen Landenge sowohl in Savikko als auch in Häyry gefunden. Ähnliche Beobachtungen haben Mölder und Virkkala in ihren eigenen Untersuchungsgebieten gemacht, wie auch bereits oben bei der Besprechung ihrer Beobachtungsgebiete angeführt.

In einigen Fällen ist in der submoränen Sedimentreihe insofern ein Wechseln in der Lagerfolge festgestellt worden, als zuoberst unter der Moräne erst grobkörnigere und weiter unten feiner verteilte Bodenarten vorkommen. Einen derartigen Fall habe ich von der Karelischen Landenge, vom Linnamäki im Kirchspiel Kivennapa, dargestellt. Wie aus dem von mir für diese Stelle ausgearbeiteten Profil hervorgeht, liegt im Linnamäki, von oben nach unten aufgezählt, unter Moräne erst grober Kies, der wohl flaches Wasser oder lebhaftere Erosion bedeutet, und dann Absätze tieferen Wassers, Sand, Feinsand und zuletzt Ton. Eine so vollständige Lagerfolge ist jedoch nur selten aufgefunden worden. Viel häufiger kommt es vor, dass in der Sedimentenfolge die grobkörnigen Bodenarten des oberen Teils, Kies- und Sandschichten, fehlen, so dass die Moräne un-

mittelbar von Ton unterlagert ist. Eine derartige, unvollständig aussehende Lagerfolge kann auch primär sein, doch mag sie in vielen Fällen auf der Erosion des Inlandeises beruhen. Der Rand des vorstossenden Inlandeises hat zweifellos die locker gepackten Kiesablagerungen leichter ablösen und verfrachten können als die in ihren physikalischen Eigenschaften widerstandsfähigeren Tondecke, die bei dem Vorwärtsdringen der Gletscher als ausgezeichnete Gleitflächen gedient haben. Nur unter örtlich günstigen Verhältnissen und dort, wo die Kiesablagerungen dicker als gewöhnlich gewesen sind, ist zu erwarten, dass auch grobkörnigere Sedimente der zerstörenden Tätigkeit des Inlandeises entgangen sind. Offenbar ist die Stärke der Gletschererosion gegenüber den Sedimenten auch davon abhängig gewesen, auf was für einer Unterlage diese Ablagerungen geruht haben. Auf die auf kristallinem Felsgrund lagernden Bodenarten hat die abtragende Kraft des Inlandeises gewiss verheerender eingewirkt als auf diejenigen Sedimente, deren Liegendes aus weichen und elastischen Bodenarten bestanden hat. Es ist recht gut möglich, dass auch schon aus diesem Grunde z. B. in den mittelfinnischen Hügellandschaften seltener submoräne Sande und Tone angetroffen worden sind als auf der Karelischen Landenge, wo der Felsgrund mehrere Dekameter tief unter ungleichaltrigen Sedimentarten liegt.

Dass die Korngrösse der submoränen Sedimente von oben nach unten feiner wird, wie das Profil vom Linnamäki zeigt, ist vom Standpunkt der Rückzugsgeschichte des Inlandeises interessant. Eine derartige Lagerfolge setzte bei normalem Rückzug des Inlandeises nämlich voraus, dass sich bei seiner Rückwärtsbewegung vor seinem Rande erst für tiefes Wasser zeugender Ton und später, bei weiter zurückgewichenem Eisrand, Bodenarten lebhafter Erosion oder von Uferfazies, Sande und Kies, abgesetzt hätten. Dies kann jedoch wohl nicht der Fall sein. Die Sedimentablagerung des Linnamäki nebst Moränendecke ist meines Erachtens so auszulegen, dass, nachdem die Stelle vom Eise befreit und der zurückweichende Eisrand weiter entfernt gelegen war, in einem an der Stelle vorhandenen tiefen Gewässer Ton entstanden ist und sich erst dann, als der Gletscherrand von seinem Rückzug wiedergekehrt ist, für das Aufschichten gröbere Sedimente Gelegenheit geboten hat. Die submoränen Sedimente können demgemäss sogar sehr ungleichaltrig und unter verschiedenen Verhältnissen entstanden sein, je nachdem in welcher Bewegungsphase des Eises sie sich abgesetzt haben. Gletschergeschichtlich kommt diesem Zeitunterschied keine so grosse Bedeutung zu, aber dieser Zeitunterschied kann gross genug sein — und ist es wahrscheinlich auch, — um in der Diatomeen- und Pollenflora der submoränen Sedimente eine beträchtliche Ungleichmässigkeit und Abwechslung zu verursachen.

Bereits oben, in der Einleitung sind die verschiedenen Auffassungen von dem Ursprung der submoränen Sedimente besprochen worden. Einige Forscher halten es für wahrscheinlich, dass die Einbettung der Sedimente

in Moräne bei der Oszillation des zurückweichenden Eisrandes vor sich gegangen ist. Wenn nach dieser Auffassung alle auf meiner Karte der Beobachtungsstellen angegebenen submoränen Sedimente ihre Moränendecke erhalten haben, setzte das voraus, dass die Randzone des Landeises sich fortgesetzt, während der ganzen Zeit des Rückzugstadiums, hin her bewegt, oszilliert hat. Dieser selbe Bewegungsrhythmus hätte den Rückzug des Inlandeises nicht allein in Finnland gekennzeichnet, sondern auch westlich des Bottnischen Meerbusens, wo submoräne Sedimente an vielen Stellen aufgefunden worden sind (Vgl. H. Munthe 1904, Hallden 1915, Thorslund 1939, G. Lundqvist 1943, 1946, Granlund 1943, Kulling 1945, Sundius och Sandegren 1948). Viele der submoränen Sedimente sind jedoch von solchen Ausmassen, dass ihre Ablagerung eine sehr lange Zeit hat erfordern müssen. An dem fortgesetzt zurückweichenden und zugleich oszillierenden Eisrande sich absetzend, hätten diese Sedimente nicht ein solches Volumen erreichen können, wie es bei ihnen festgestellt worden ist. Voraussetzung des Entstehens mächtiger submoräner Ton-schichten ist es denn auch wenigstens, dass die Rückzugsbewegung des Inlandeises zeitweilig sich stark verlangsamt oder völlig Halt gemacht hätte und auf einen derartigen länger dauernden Stillstand eine weit ausgreifende Oszillation erfolgt wäre.

Die in der zurückweichenden Eisfront länger dauernden Stillstände nebst darauffolgenden weiträumigen und weit ausgreifenden Oszillationen hat man in der Entwicklungsgeschichte des Inlandeises Interstadiale genannt. Wie Hyypä in seiner Untersuchung über die Karelische Landenge schreibt, ist die Grenze zwischen den Begriffen Interstadial und Interglazial unscharf. Hyypä sagt denn auch ausdrücklich, wenn es sich um den Unterschied zwischen diesen beiden Begriffen handelt, in seiner obengenannten Untersuchung über die submoränen Sedimente der Karelischen Landenge: »Auch ist daran zu erinnern, dass regional keine so scharfe Grenze zwischen den Begriffen Interglazial und Interstadial gezogen werden kann« (Hyypä 1937, S. 169). Diese weniger scharfe gegenseitige Abgrenzung der Begriffe zeigt sich auch deutlich z. B. darin, dass die gut bekannten und eingehend untersuchten intermoränen Sedimente vom Flusse Mga sowohl als interglazial als auch interstadial gedeutet worden sind (vgl. z. B. Brander 1937 a und b, Zäns 1936, Hyypä 1937). Da die Altersfrage der finnischen submoränen Sedimente in dem folgenden Aufsatz dieser Zeitschriftennummer auch von Mölder (1949) behandelt wird, begnüge ich mich meinerseits damit, nur einige Gesichtspunkte darzustellen, zu denen die Frequenz der submoränen Sedimente in Finnland Anlass gibt.

Die früher in Finnland gefundenen submoränen Sedimente sind, von wenigen Ausnahmen abgesehen, als örtlich erklärt und auf gelegentliches Oszillieren des Eisrandes zurückgeführt worden. Einer regionalen Ausdehnung der Oszillationen ist weniger Aufmerksamkeit zugewandt worden,

wenngleich es hat festgestellt werden können, dass es sich um ganz kurze Veränderungen der Landeisfront nicht hat handeln können. So bemerkt Sauramo bei seiner Besprechung der Beobachtung von Pyhäsalmi, dass das Landeis hier, nachdem es sich erst zurückgezogen hatte, wieder vorgedrungen ist und dass der Vorstoss sich recht weit nach Süden hat erstrecken müssen (Sauramo 1926, S. 23). Auch Hyypä is bei seiner Untersuchung der Karelischen Landenge zu der Auffassung gelangt, dass die dortigen Sedimente nicht bei geringer Bewegung des Eisrandes von Moräne haben überlagert werden können und dass es sich vielmehr auch hier um eine sehr ausgedehnte und weit ausgreifende Oszillation handelt. Er hält es für wahrscheinlich, dass die submoränen Tone der Karelischen Landenge demselben Entwicklungsstadium des Inlandeises angehören wie die stratigraphisch entsprechenden Vorkommen von Ingermanland und Petroskoi. Das Inlandeis ist auf der Karelischen Landenge, nachdem es sich erst zurückgezogen hatte, auf sehr breiter Front eine recht lange Strecke vorgestossen (Hyypä 1937). Obgleich wir beim Schätzen der Länge der von Hyypä dargestellten Oszillation nur den Abstand der extremen Beobachtungsstellen berücksichtigen, macht sie schon demgemäss über 200 km aus. Betrachten wir jetzt die Verbreitungskarte der submoränen Sedimente, so erhebt sich zweifellos sogleich die Frage, ob alle submoränen Sedimente zu demselben grossen interstadialen oder interglazialen Zeitraum gehören oder ob der Rückzug des Inlandeises durch mehrere sukzessiv wiederholte gelegentliche Vorstösse der zurückweichenden Inlandeisfront gekennzeichnet ist.

Wenn das Inlandeis auf seinem Rückzuge viele in unbestimmter Weite ausgedehnte gelegentliche Vorstossbewegungen gemacht und dabei die aus dem Rückzugstadium abgesetzten Sedimente mit Moräne bedeckt hätte, sollte man schon einzig auf Grund morphologischer Untersuchungen im Felde die räumliche Verbreitung der Oszillationen erkennen können. Ausserdem wäre es sehr wahrscheinlich, dass die verschiedenen Oszillationen sich dann wann dachziegelartig aufeinander gelegt hätten, so dass die Anzahl der Moränendecke nebst sedimentären Zwischenschichten wechselte. Darauf hindeutende Beobachtungen hat bisher niemand bei uns dargestellt. Wenn wir weiter annehmen, dass das Inlandeis zeitweilig stark oszilliert hätte, ist auch sehr schwer zu erklären, wie die Längsoser in Finnland sich während dieser langdauernden Vorstossstadien unverehrt haben erhalten können. Bekanntlich verlaufen die finnischen Längsoser in meilenweit einheitlichen, schmalen und verhältnismässig hohen Rücken in der Rückzugrichtung der letzten Vereisung. Wenn derartige locker aufgebaute Sandoser im Oszillationsgebiet gelegen hätten, so wären wenigstens ihre Randteile von Moräne überlagert worden, soweit die Oser nicht ganz abgetragen worden wären. Einige moränenbedeckte, flache osartige Bildungen sind in Finnland angetroffen worden, aber ihr Ursprung und ihr Zusammenhang mit dem Endstadium der letzten Vereisung sind bisher noch unaufgeklärt.

Wie aus dem Obigen hervorgeht, lassen sich Einwände erheben gegen die Auffassung, dass die Tätigkeit des zurückweichenden Inlandeises zeitweise in ausgedehnten Oszillationen aktiv geworden ist. Geringfügige Hin- und Herbewegungen des Inlandeises wiederum reichen nicht aus, die Frequenz submoräner Sedimente und die gewaltigen Ausmasse manches submoränen Vorkommens im Verbreitungsgebiet der letzten Vereisung bündig zu erklären. Die grossen interstadialen Phasen in der Rückzugsgeschichte des Inlandeises lassen sich meines Erachtens auch vom Standpunkt der allgemeinen Entwicklungsgeschichte des Klimas sehr schwer begründen. Das Schwinden des Inlandeises zeugt für eine Klimaverbesserung. Wenn diese klimatisch günstige Richtung inzwischen auf lange Zeiten so sehr in das Gegenteil umgeschlagen ist, dass das Inlandeis wieder in Vorwärtsbewegung geraten und ausserdem weit vorgedrungen ist, müssten so grosse Wandlungen in der allgemeinen glazialen Entwicklung aller Wahrscheinlichkeit nach auch in den zu den entsprechenden Bodenarten ausgearbeiteten Pollendiagrammen als zeitweilige Veränderungen in der Zusammensetzung der Wälder auf eine arktische Flora zu erkennbar sein.

Einwandfreier und folgerichtiger ist meines Erachtens die Erklärung, dass die submoränen Sedimente sich vor der letzten grossen Vereisung oder spätestens zur Zeit ihres Vorstossens abgesetzt haben. Die Eiszeit in Finnland zerfällt demgemäss wenigstens in zwei grosse Stadien. Das ältere Inlandeis hat sich mit der Klimaverbesserung räumlich eingeschränkt, und sein Rand hat sich bis hinter die Verbreitungsgrenze der submoränen Sedimente zurückgezogen, um dann bei abermaliger Klimaver schlechterung von dort aus wieder vorzudringen. Während dieses späteren Vorstossens hat die Vereisung das Gebiet erobert, in dem jetzt doppelte Moränendecke nebst sedimentärer Zwischenschicht anzutreffen sind. Es handelt sich eben dabei nur um eine Erweiterung des Wirkungsfeldes der in Ingermanland, auf der Karelischen Landenge und in Ostkarelien festgestellten zweiphasigen Vereisung, um eine Erweiterung gegen das Kerngebiet der Vereisung.

Vom Standpunkt der Klimaentwicklung aus ist die Teilung des Inlandeises in zwei Stadien sehr wahrscheinlich schon auf Grund dessen, dass südlich des Finnischen Meerbusens in Estland unter der obersten Moräne Torf und Gyttja mehrere Meter mächtig aufgefunden worden sind. Über diese als interglazial gedeuteten Bodenarten sind Pollenuntersuchungen ausgeführt worden, und man hat festgestellt, dass in Estland vor der letzten Vereisung klimatisch so anspruchsvolle Pflanzen wie Haselstrauch, Eiche und Hagebüche gewachsen sind (Thomson 1941, vgl. Sauramo 1940, S. 213). Es wäre ganz unbegreiflich, dass in Finnland das Inlandeis nicht abgeschmolzen wäre zu einer Zeit, als an der estnischen Küste das Klima ungefähr dem heutigen gleichkam.

Vielleicht erscheint es sonderbar, dass in Finnland dann unter Moräne keine entsprechenden terrestrischen Bildungen angetroffen worden sind. Dies liegt offenbar daran, dass Finnland zwischen den Vereisungen von einem tiefen und kalten Meer bedeckt gewesen ist (Brander 1937 a). Solange der Eisrand fern im Norden lag, haben sich nicht in nennenswertem Masse Sedimente ablagern können. Erst als der Eisrand sich aufs neue in Bewegung setzte, brachte er verschiedenartige Abtragungstoffe mit, vor allem Kies und Sand, die sich längs dem Eisrand ausbreiteten. Zuletzt bettete die Vereisung die Sedimente ein, indem sie über sie eine Moränenschicht ausbreitete.

LITERATUR

- BERGHELL, HUGO (1899). Viipurin karttalehden N:o 33 kertomus. Suomen Geologinen Tutkimus. Kuopio.
- (1904). Geologisk öfversiktskarta öfver Finland. Sektionen D 2. Nyslott. Beskrifning till jordartskartan.
- BRANDER, G. (1937 a). Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 118.
- (1937 b). Zur Deutung der intramoränen Tonablagerung an der Mga, unweit von Leningrad. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 119.
- (1943). Neue Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Bildungen in Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 128.
- BRENNER, Th. (1927). Varvig lera överlagrad av morän från trakterna öster om Jyväskylä stad i Finland. Fennia 47, N:o 9.
- FROSTERUS, BENJ. und WILKMAN W. W. (1917). Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D 3. Joensuu. Maalajikartan selitys.
- GRANLUND, E. (1943). Beskrifning till jordsartkarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. S. G. U., Ser Ca, N:o 26.
- HALDEN, B. (1915). Det interglaciala Bollnäsfyndets stratigrafi. G. F. F., Bd 37.
- HYYPÄ, ESA (1937). Bemerkungen über G. Branders Aufsatz »Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland und zwei neue Tonfunde auf der karelischen Landenge. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 119.
- JAKOVLEFF, S. A. (1926). Наносы и рельеф гор Ленинграда и его окрестностей. Referat: Die Quartärablagerungen und Relief der Stadt Leningrad und ihrer Umgebungen. Научно-мелиорационный институт. Ленинград.
- JANISCHESKY, M. (1924). Краткий предварительный отчет о геол. работах в 41-м листе 10-верстной карты Евр. России в 1923 году. Изв. Геолог. Ком. 1924 г. Т. 43, № 6.
- KIVINEN, ERKKI (1943). Ein mit Moräne bedecktes Tonvorkommen auf der karelischen Landenge. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 128.
- KULLING, OSKAR (1945). Om fynd av mammut vid Pilgrimstad i Jämtland. S. G. U., Ser C, N:o 473.
- LUNDQVIST, G. (1943). Norrlands jordarter. S. G. U., Ser C, N:o 457.
- (1946). Dubbla Moränen i Boliden. S. G. U., N:o 471.
- MUNTHE, H. (1904). Om den submoräna Hernögyttjan och dess ålder. G. F. F., Bd 26.
- MÖLDER, KARL (1944). Das karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfunde. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 132.

- MÖLDER, KARL (1949). Wassersedimente unter der Moräne in Süd-Pohjanmaa. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 144.
- POTULOVA, N. (1921). Геолог. Вестник. Т. IV. 1918—1921.
- (1926). Геологическое строение района верхнего течения р. Невы и нижнего течения Мги. Изв. Геол. Ком. 1924, Т. XLIII, № 10.
- SAURAMO, MATTI (1924). Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti B 2. Tampere. Maalajikartan selitys.
- (1926). Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti C 4. Kajaani. Maalajikartan selitys.
- (1940). Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo—Helsinki.
- SUNDIUS, N. och SANDEGREN, R. (1948). Interglacialfyndet vid Långsele. Med bidrag av T. Lagerberg, C. Lindroth och H. Persson. Bihang: B. Halden. Nya data rörande det interglaciala Bollnäsfyndet. S. G. U., Ser. C, N:o 495.
- THOMSON, PAUL W. (1941). Die Klima- und Waldentwicklung des von K. Orviku entdeckten Interglazials von Ringen bei Dorpat/Estland. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Heft 6. Band 93.
- THORSLUND, P. (1939). Kvartärgeologiska iakttagelser inom östra Storsjöområdet i Jämtland. S. G. U., Ser. C, N:o 429.
- VIRKKALA, K. (1948). Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D 4. Nurmes. Maalajikartan selitys.
- WOLLOSSOWITSCH, K. A. (1908). Петрозаводский морской постплиоцень. Мат. для геол. России, Т. XX, С-Петербургъ.
- ZÄNS, V. (1936). Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 115.

WASSERSEDIMENTE UNTER DER MORÄNE IN SÜD-POHJANMAA

VON

KARL MÖLDER

In den Randgebieten der letzten Vereisung haben die Geologen in Russland, Deutschland, Dänemark, Schweden und Estland eine oder mehrere Interglazialzeiten festgestellt. Je mehr man sich Finnland nähert, desto weniger findet man Interglazialablagerungen, und häufig sind diese nur schwierig von den Postglazialsedimenten zu unterscheiden, was ja durchaus verständlich ist, sind doch während der letzten Eiszeit im Norden fast sämtliche Ablagerungen der vorangehenden Zeiten weit gründlicher abgetragen worden als in den Randgebieten, wo die Eisbewegung nicht so andauernd gewirkt hat.

Aurola (1949) hat in seinem Aufsatz alle in der Literatur vorliegenden Angaben über diesbezügliche Sedimentvorkommnisse zusammengefasst und mit seinen eigenen Beobachtungen ergänzt, so dass sich eine eingehendere Behandlung dieser Frage im vorliegenden Zusammenhang erübrigt.

Aus der Karte bei Aurola ist zu ersehen, dass die Wassersedimente fast überall in Finnland der Moräne untergelagert sind. Ob die in der Karte verzeichneten Sedimente durchgehends während gleicher Zeitfolgen abgesetzt worden sind, ist noch unsicher, denn noch bis heute fehlen in Finnland solche sicheren interglazialen Ablagerungen, wie sie z. B. in Röngu in Estland festgestellt worden sind, wo unter der Moräne Torfablagerungen vorkommen (Thomson 1941).

Im Vergangenen Sommer (1948) hat nun Verfasser bei seinen geologischen Untersuchungen in Süd-Pohjanmaa (Westfinnland) an drei Stellen Wassersedimente unter der Moräne festgestellt.

Die erste Fundstelle ist bei Forsby zwischen Purmo und Pännäinen (Bennäs) auf der Westseite des Flusses Purmonjoki und am Wege gelegen, wo sich etwa 100 m nördlich der Kirche eine 7 m tiefe Sandgrube befindet. In dieser Sandgrube findet man zuoberst eine etwa 50 cm dicke Schicht Moräne und unter dieser Wassersedimente, die sich nach der Tiefe hin fortsetzen. Mag. phil. V. Okko (1948) hat gleichfalls die Stelle besucht und dieselben Feststellungen gemacht. Auf der Moräne liegen bis über 2 m grosse Steinblöcke und das Material der Moräne selbst war weder

sortiert noch ausgewaschen, wie man das deutlich aus Tab. 1, Analyse 1, ersieht.

TABELLE I

		1	2	3
über 2	mm	13.46 %		—
2	—0.5 »	24.04 »	6.89 %	14.63 %
0.5	—0.25 »	8.91 »		7.05 »
0.25	—0.05 »	28.93 »	50.41 »	14.02 »
0.05	—0.02 »	12.94 »	22.70 »	41.50 »
0.02	—0.002 »	10.51 »	19.00 »	21.20 »
unter	0.002 »	1.21 »	1.00 »	1.60 »

Die Dicke der Wassersedimente konnte nicht festgestellt werden, da sich die Schichten, wie bereits erwähnt, nach unten hin fortsetzten. Das Material der obersten Lagen besteht zum grössten Teil aus Sand, der nach der Tiefe hin immer feiner wird. Bei 3 m erkennt man schon eine waagerechte Schichtung, während die oberen Teile ungeschichtet erscheinen (Abb. 1).



Abb. 1. Foto V. Okko.

Die Korngrössenanalyse der Wassersedimente ergab die in Tab. 1 Analyse 2 angegebenen Werte.

Vergleicht man diese Werte mit denjenigen von Analyse 1, so erkennt man, dass in den Wassersedimenten die Korngrössen über 0.5 mm völlig fehlen, dagegen sind die feineren Korngrössen hier reichlicher als in der Moräne vertreten.

Diatomeen und Baumpollen waren in den Sedimenten nur spärlich zu finden und erforderten daher die Untersuchung von recht grossen Materialmengen.

Die Diatomeenflora hatte folgende Zusammensetzung:

Melosira sp. (Fragmente) — 24 %, *M. islandica* Müll. ssp. *helvetica* Müll. — 12 %, *M. distans* (Ehr.) Kütz. — 3 %, *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostenf. — 2 %, *Coscinodiscus* sp. (Fragmente) — 27 %, *C. lucustris* Grun. var. *septentrionalis* Grun. — 16 %, *Actinocyclus Ehrenbergi* Ralfs — 2 %, *Ehabdonema arcuatum* Kütz. — 4 %, *Synedra tabulata* (Ag.) Kütz. — 3 %, *Pinnularis* sp. (Fragmente) — 3 %, *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl. — 1 %, *Epithemia sorex* Kütz. — 1 %, *E. turgida* (Ehr.) Kütz. — 2 %.

Die Vertretung der Salz- und Brackwasserdiatomeen ist also hier eine überaus reichliche, ihr Betrag beläuft sich sogar auf 54 % von allen gefundenen Diatomeen. Dies besagt, dass die fraglichen Sedimente in Salz- oder richtiger in Brackwasser entstanden sind. Das reichliche Vorkommen der planktonischen Formen gibt ferner an, dass das Wasser bei der Ab-

setzung der Sedimente verhältnismässig tief gewesen ist. Aus diesen Befunden kann zusammenfassend der Schluss gezogen werden, dass das Landeis sich zu der fraglichen Zeit nicht in der Nähe befunden haben konnte, sowie auch, dass sich dieser Zustand über einen längeren Zeitraum erstreckt hat.

Die Baumpollen wurden von Mag. phil. Kyllikki Salminen untersucht. Die Resultate sind für die verschiedenen Fundorte in Tab. 2 zusammengestellt.

TABELLE II

	<i>Betula</i>	<i>Pinus</i>	<i>Alnus</i>	<i>Picea</i>	<i>Quercus</i>
Forsby	75 %	10 %	14 %	1 %	—
Munsala	61 »	25 »	9 »	5 »	—
Oravainen	70 »	16 »	8 »	6 »	—
Uusikaarlepyy	34 »	38 »	14 »	13 »	1 %

Die Zusammensetzung des Baumpollenbestandes in den Wassersedimenten von Forsby ähnelt sehr derjenigen der an anderen Stellen des Landes während des Spätglazials entstandenen Sedimente und bestätigt ihrerseits, dass auch diese Sedimente sich im Laufe der Spätglazialzeit abgesetzt haben. Auch ist aus der Pollenflora zu ersehen, dass während der fraglichen Zeit ein recht kühles oder jedenfalls bedeutend kühleres Klima geherrscht hat als zu jener Zeit, als sich der Interglazialtorf von Rõngu in Estland bildete.

Die zweite Fundstelle liegt etwa 1 km nördlich der Kirche in Munsala. Auf der Westseite der Landstrasse liegt hier eine etwa 4 m tiefe Sandgrube, in welcher Wassersedimente einer 25—30 cm dicken Moränenschicht untergelagert sind (Abb. 2). Auch hier konnte die untere Grenze der Wassersedimente nicht ermittelt werden. Auf der Oberfläche lagen wie in Forsby Steinblöcke von 2 bis 3 m Durchmesser herum, und die Moräne war auch hier unsortiert und unausgewaschen (Abb. 3).

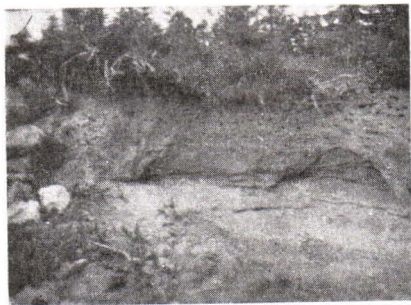


Abb. 2.



Abb. 3.

Auch in dieser Probe beläuft sich der zusammengerechnete Anteil der Salz- und Brackwasserformen auf 54 % und zeigt, dass das Wasser

auch an dieser Stelle den gleichen Salzgehalt wie einst in Forsby aufgewiesen hat. Trotz kleiner Ungleichmässigkeiten in den Prozentanteilen der einzelnen Arten besteht kein Zweifel darüber, dass beide Sedimente sich in demselben Gewässer abgesetzt haben.

Die Pollenflora entspricht gleichfalls derjenigen der Forsby-Sedimente, kleinere Schwankungen finden sich nur in den einzelnen Prozentsätzen (Tab. 2.) So sind die Anteile von *Pinus* und *Picea* etwas höher, die von *Betula*, und *Alnus* etwas niedriger, was auf eine Zunahme der Nadelbäume während der Bildung der fraglichen Sedimente hindeutet.

Die Korngrössenverhältnisse weichen in dieser Probe einigermaßen von denjenigen in Forsby ab (Tab. 1, Analyse 3). Das reichlichere Vorkommen gröberer Bestandteile ist wohl so zu deuten, dass sich das Ufer hier näher befunden hat.

Die dritte Stelle, wo Wassersedimente unter der Moräne gefunden wurden, ist etwa 2 km nördlich der Kirche in Oravainen auf der Ostseite der Landstrasse gelegen. Unter der etwa 40 cm dicken Moräne liegt eine über 4 m dicke Schicht von Wassersedimenten, die in ihren unteren Teilen eine waagerechte Schichtung aufweisen, während eine solche in den oberen Teilen nicht mehr feststellbar ist.

Die Diatomeenanalyse ergab folgende Arten und Prozentanteile:

Melosira sp. (Fragmente) — 15 %, *M. arenaria* Moore — 1 %, *M. distans* — 1 %, *M. granulata* (Ehr.) Ralfs — 1 %, *M. islandica* ssp. *helvetica* — 12 %, *M. sulcata* (Ehr.) Kütz. — 1 %, *Coscinodiscus* sp. (Fragmente) — 34 %, *C. lacustris* var. *septentrionalis* — 8 %, *Actinocyclus Ehrenbergi* — 3 %, *Rhabdonema arcuatum* — 2 %, *Rh. minutum* Kütz. — 1 %, *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. — 1 %, *Synedra tabulata* — 6 %, *Eunotia praeupta* Ehr. — 1 %, *Pinnularia* sp. (Fragmente) — 11 %, *P. lata* (Bréb.) Smith — 1 %, *Cymbella prostrata* 1 %.

Wie in den beiden vorigen, so erringen sich die Salz- und Brackwasserformen auch in dieser Probe einen bedeutenden Anteil, 56 %. Die Zusammensetzung entspricht in grossen Zügen derjenigen der vorhergehenden Proben. Interessanterweise findet man hier *Melosira sulcata*, eine Art, die in Ostkarelien in den Sedimenten des Karelischen Eissees verbreitet ist (Mö der 1944). Ebenso sind die Litoralformen etwas reichlicher vertreten, was auf Nähe des Ufers oder des Landeises schliessen lässt.

In bezug auf den Baumpollen sind im Vergleich zu den vorhergehenden Proben keine grösseren Unterschiede zu verzeichnen, nur geringfügigere Differenzen in den Prozentverhältnissen (Tab. 2). Die Pollenflora dieser Probe bildet ihrerseits eine Stütze für die Auffassung, dass sich die fraglichen Sedimente während der Spätglazialzeit in der Nähe des Ufers oder des Landeises abgesetzt haben.

In der Umgebung der Stadt Uusikaarlepyy begegnet man vielerorts den obigen sehr ähnliche Wassersedimente. Da es nun möglich ist, dass sämtliche hier berührten Sedimente zur gleichen Zeit gebildet worden sind, wurde zwecks Entscheidung dieser Frage eine Probe aus den etwa 3 m dicken Sandschichten einer Sandgrube nördlich Uusikaarlepyy genommen und auf ihre Diatomeen- und Pollenflora hin untersucht.

Die Diatomeenanalyse ergab folgendes Resultat:

Melosira distans — 4 %, *M. islandica* ssp. *helvetica* — 2 %, *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun. — 4.5 %, *Thalassiosira baltica* — 2 %, *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun. — 0.5 %, *Coscinodiscus* sp. (Fragmente) — 1 %, *C. lacustris* — 1 %, *C. lacustris* var. *septentrionalis* — 9 %, *Tetracyclus lacustris* Ralfs — 0.5 %, *Rhabdonema arcuatum* — 7.5 %, *Rh. minutum* — 3.5 %, *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz. — 5.5 %, *Grammatophora marina* (Lyngb) Kütz. — 5 %, *Gr. oceanica* — 3 %, *Gr. oceanica* var. *macilenta* (Smith) Grun. — 0.5 %, *Fragilaria pinnata* Ehr. — 1 %, *Synedra tabulata* — 23.5 %, *Thalassionema nitzschioides* Grun. — 1 %, *Eunotia papilio* (Grun.) Hust. — 0.5 %, *E. pectinalis* (Kütz.) Rabh. — 0.5 %, *E. veneris* (Kütz.) Müll. — 0.5 %, *Cocconeis scutellum* Ehr. — 2 %, *C. pediculus* Ehr. — 1.5 %, *Achnanthes Hauvickiana* Grun. — 1 %, *A. taeniata* Grun. — 2.5 %, *Rhoicosphenia curvata* (Kütz.) Grun. — 0.5 %, *Pinnularia divergens* Smith — 0.5 %, *Cymbella prostrata* Cl. — 0.5 %, *Epithemia sores* — 0.5 %, *E. turgida* — 6 %, *E. turgida* var. *Westermanni* Kütz. — 7 %, *Rhopalodia gibberula* — 1 %, *Nitzschia punctata* (Smith) Grun. — 0.5 %, *Campylodiscus clypeus* Ehr. — 0.5 %.

Ein Vergleich mit den Diatomeenfloren der vorhergehenden Proben ergibt ganz beträchtliche Unterschiede. Hier machen die Salz- und Brackwasserformen allein nicht minder als 76 % aller gefundenen Diatomeen aus, ferner findet man hier eine ganze Menge von Arten, die in den vorhergehenden Proben völlig fehlten. Das Verzeichnis im ganzen erinnert sehr an die Diatomeenflora, der man auch heute überall in den Ufergebieten des Finnischen und des Bottnischen Meerbusens begegnet und wie sie auch in den Sedimenten der Litorina- und Postlitorinaablagerungen zu finden ist.

Auch die Baumpollenflora zeigt eine ganz andere Zusammensetzung als in den drei zuerst besprochenen Proben (Tab. 2). So ist der Prozentanteil des Birkenpollens um mehr als die Hälfte kleiner, während derjenige der Kiefer bedeutend zugenommen hat. Interessanterweise finden wir für die Fichte einen noch schrofferen Anstieg, und als neue Art tritt, wie in den Postlitorinasedimenten überall in Finnland, die Eiche hinzu. Diese Pollenflora zeigt uns, dass das Klima zur Zeit der Bildung der fraglichen Ablagerungen deutlich wärmer als während der Absetzung der unter der Moräne vorkommenden Sedimente war.

Nun wirft sich die Frage auf, ob denn die der Moräne untergelagerten Wassersedimente während einer Interglazial- oder einer Interstadialzeit abgesetzt worden sind? Betrachten wir die Karte bei Aurola (1949), so entgehen wir nicht dem Eindruck, dass auch in Finnland eine Interglazialzeit geherrscht haben muss. Um ein sicheres Urteil treffen zu können, müsste festgestellt werden, ob alle betreffenden Sedimente tatsächlich interglaziale Ablagerungen darstellen. Vielenorts fehlen aber jegliche Mikrofossilienuntersuchungen, weshalb die Frage einstweilen unentschieden bleiben muss. Brander (1937) hat jedoch im Tonklumpen von Rouhiala eine ganz andere Diatomeenflora festgestellt, als diejenige, die sich in den obenbeschriebenen Wassersedimenten aus Süd-Pohjanmaa ergeben hat. Ebenso ist die Baumpollenflora deutlich verschieden und zeigt, dass das

Klima bei der Bildung des Rouhiala-Tons viel wärmer als während der Absetzung der Wassersedimente von Süd-Pohjanmaa gewesen ist.

Ein noch deutlicherer Unterschied ergibt sich gegenüber den Interglazialablagerungen von Rõngu in Estland (Thomson 1941), wo sogar im Torfe Früchte von *Najas marina*, *Trapa natans*, *Carpinus betulus* und *Brasenia purpurea* vorliegen. Die Baumpollenflora ihrerseits zeigt, dass das Klima zur Zeit der Bildung der Torfablagerungen von Rõngu weit- aus wärmer gewesen sein muss als zu jener Zeit, als sich die Wassersedi- mente von Süd-Pohjanmaa absetzten.

Wendet man sich sodann den Interglazialsedimenten von Långsele in Schweden zu (Sundius & Sandegren 1948), so ist auch hier ein deut- licher Unterschied zu verzeichnen. Auch die fraglichen schwedischen Sedi- mente sind während einer viel wärmeren Klimaperiode als die besprochenen finnischen entstanden.

Es steht ausser allem Zweifel, dass die in Süd-Pohjanmaa unter der Moräne auftretenden Sedimente nicht mit den Interglazialsedimenten aus anderen Ländern zu vergleichen sind.

Einer ähnlichen Diatomeen- und Baumpollenflora wie in den Wasser- sedimenten von Süd-Pohjanmaa begegnet man in Finnland überall in den Spätglazialsedimenten. Dr. E. Hyypä hat mir mitgeteilt, dass er solche reichlich sowohl in Karelien als in anderen Teilen Finnlands festgestellt hat. So findet man in den älteren Ablagerungen Ostkareliens, oder gemäss der Neubenennung Hyypäs in den Sedimenten des Karelischen Eissees, ganz ähnliche Diatomeen- und Baumpollenfloren. Diese gehören aber den Interstadialsedimenten an, entstanden zu einer Zeit, als der Landeisrand noch nicht besonders weit entfernt war (Mölder 1944). Diese Auffassung findet eine weitere Stütze durch die in den fraglichen Gegenden von Süd- Pohjanmaa in der Moräne vorkommenden Diatomeen. So fand Verfasser in Vöyri in der Moräne eine sehr spärliche Diatomeenflora von folgender Zusammensetzung: *Melosira* sp. — 23 %, *M. islandica* ssp. *helvetica* — 4 %, *Coscinodiscus* sp. — 39 %, *C. lacustris* var. *septentrionalis* — 15 %, *Eunotia* sp. — 3 % und *Pinnularia* sp. — 16 %. Es ergibt sich also eine weit- gehende Übereinstimmung in den Diatomeenfloren der Wassersedimente und der Moräne, was uns seinerseits bestätigt, dass einst das Landeis direkt in das Meerwasser eingedrungen ist. Die von Brander (1941) als Interglazialsedimente bei Kaarlela und Kristiina beschriebene Sedimente gehören ganz sicher zu den spätglazial- oder zu den Interglazialsedimenten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die in Süd-Pohjanmaa unter der Moräne vorkommenden Sedimente zu einer Zeit entstanden sind, als sich das Landeis diesen Gegenden näherte und sie schliesslich ganz bedeckte, denn die untersten Schichten bestehen aus feinerem Mate- rial, das nach oben hin immer gröber wird. Auch sind sie nicht mit den in anderen Ländern festgestellten Interglazialsedimenten gleichaltrig und mögen vielleicht erst am Ende der Interglazialperiode oder sogar während

des Interstadials entstanden sein, als sich das Landeis für eine vorübergehend kürzere Zeit von jenen Gegenden zurückgezogen hatte.

LITERATURVERZEICHNIS

- AUROLA, E., 1949, Über die Verbreitung submoräner Sedimente als Widerspiegelung der Bewegungen des Inlandeises. Bull. Comm. géol. Finlande. 144.
- BRANDER, G., 1937, Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. Ebenda. 118.
- 1941, Neue Beiträge zur Kenntnis der interglazialen Bildungen in Finnland. Ebenda. 128.
- MÖLDER, K., 1944, Das Karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfunde. Ebenda. 132.
- OKKO, V., 1948, Suomen geologinen yleiskartta. B 4. Kokkola. English: The General Geological Map of Finland. Sheet B 4. Kokkola.
- SUNDIUS, N. och SANDEGREN, R., 1948, Interglacialfyndet vid Långsele. Årsbok 42. N:o 4. Ser. C.
- THOMSON, P. W., 1941, Die Klima- und Waldentwicklung des von K. Orviku entdeckten Interglazials von Ringen bei Dorpat (ESTLAND). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell. 93. 6.
-

7.

MICROCLINE PORPHYROBLASTS WITH MYRMEKITE RIMS

BY

NILS EDELMAN

ABSTRACT

Microcline porphyroblasts surrounded by myrmekite rims originate probably at low temperature in gneissose granites or diorites through granitization. The myrmekite is a result of a Ca-Na-Si-metasomatism caused by a K-Al-metasomatism.

DESCRIPTION

In the surveying of the W part of the parish Hitis in the archipelago of SW Finland in the summer of 1947 microcline porphyroblasts or ovoids surrounded by light rims were found in granitized gneissose granites or diorites in the islets Appelskär and Små Kalskär (Fig. 2). It appeared in the examination of the collected specimens that the evolution of the porphyroblasts could be better followed and explained in the gneissose granites and diorites in the adjacent rocky islets around Dunsjär, where different stages of the granitization are to be observed.

The original rocks, which are best preserved along the S side of the zone Dunsjär-Små Kalskär are predominantly rather acid or intermediate, but basic differentiates occur too. The rocks are generally medium-grained but also coarse- and fine-grained types occur. The mineral composition is: plagioclase, quartz and biotite. Sericite, chlorite and calcite occur as alteration products and ore minerals, apatite and zircon are accessories. Microcline is lacking.

A migmatic microcline granite dominating in the vicinity has cut and granitized the zone of Dunsjär (Fig. 1). This granite is even-grained, the color is red or grey and the structure is granoblastic. The boundaries of the grains are often finger-like. The composition is: microcline, quartz, plagioclase and biotite and some muscovite. Ore minerals, apatite, garnet and zircon occur as accessories.

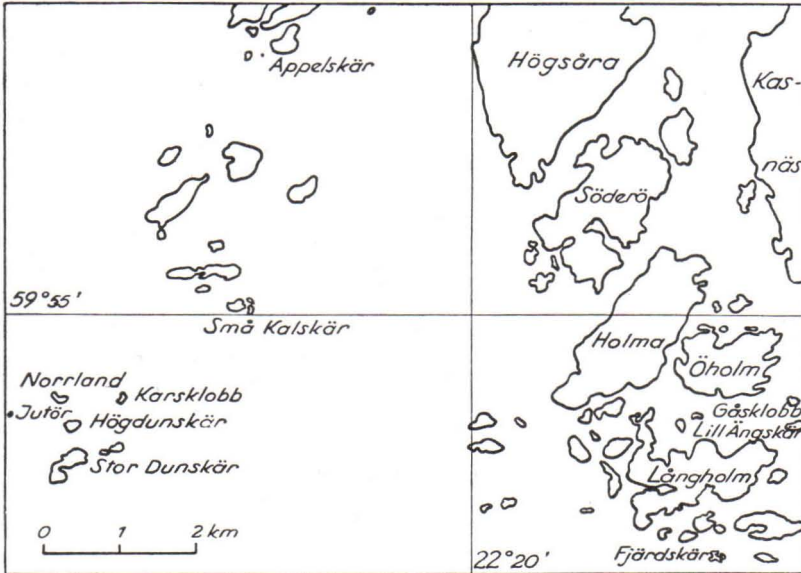
The granitized types of the gneissose granite and diorite, which often contain the characteristic dark inclusions, are of the greatest interest

(Fig. 2). The most common type contains well developed microcline porphyroblasts, often more than 2 cm across and sometimes surrounded by light rims visible to the naked eye. The less granitized types are macroscopically quite like the original rocks. Microcline occurs in different quantities in addition to the minerals of the primary gneissose granite. In the islet Norrland the rock shows signs of crushing; the quartz has commonly a parquet like extinction and granulated zones forming a network cut the rock. Figs. 3, 4 and 5 show three different stages of the granitization. Microcline and myrmekite have grown in granulated areas to microcline porphyroblasts surrounded by myrmekite rims. In the myrmekite rim (Fig. 5) the percentage of An grows in the direction against the microcline. Close to the porphyroblast the myrmekite plagioclase contains 28 % An, further away 27—24 % An and in other parts of the rock 20 % An.

This structure is still more beautifully developed in the granitized gneissose granite on the S shore of the western islet Små Kalskär. The myrmekite rims are visible to the naked eye (Fig. 2). The shape shows that the microcline has grown as a porphyroblast enclosing grains of the surrounding rock. — In the island Appelskär a microcline ovoid surrounded by a plagioclase rim was found in a granitized gneissose granite about two metres from a K-rich pegmatite (Fig. 6). The ovoid is more than 6 cm across and the rim 2—3 mm thick. The plagioclase of the rim is richer in An (26 %) than the plagioclase of the gneissose granite (23 %).

J. J. Sederholm has described similar ovoids in granitized fragments of other rocks in the Åva granite (9, pp. 144—146) and in the contact zone of the Viborg rapakivi (10, pp. 92—93). He mentions also similar rapakivi-like ovoids in granites, which are older and younger than the rapakivi-granite (11, p. 92). Heikki Väyrynen has also found such a structure in granodiorites of East Bothnia (16, pp. 14, 21—22, 27 and 29). W. W. Wilkman has described great phenocrysts (or rather porphyroblasts) of microcline surrounded by plagioclase rims in a granite in Konnevesi (15, p. 99). P. J. Holmquist mentions that similar plagioclase rims around microcline occur in different granites of Sweden, especially in the Filipstad type (4, p. 156) and N. H. Magnusson states, that the Filipstad granite is highly granulated and often contains myrmekite (7, pp. 46—48).

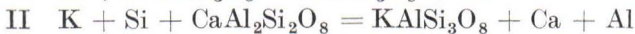
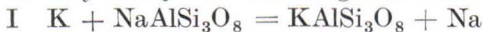
It looks to me as if the above-mentioned rapakivi-like structure were originated through granitization, as Sederholm also thinks. Figs. 3, 4 and 5 give us a clue to this problem. It seems in this case that movements have crushed the older rock and potassium has infiltrated along the granulated zones and reacted with the splintered plagioclase and quartz grains forming microcline. Also E. H. Kranck has described porphyric types of a gneissose granite in the archipelago of Ekenäs in SW Finland, setting forth that the microcline crystals are porphyroblasts and that their formation is connected with the deformation and the granulation of the rock (6, pp. 35—38).



Map showing the positions of the islets mentioned in text.

GRANITIZATION

In order to get some conception of the material change by the granitization we may study the following reactions:



We may indeed write instead of III



but the reaction III is more probable than IV, because the increase of the volume of the primary quartz is in IV 60 %, in III only 19 %, if we assume that the released Si migrates away. As plagioclase alters into microcline according to I and II, the increase of volume is about 8 %. The volume of the supplied and removed material is of course neglected.

If we neglect other constituents and suppose that the primary gneissose granite has consisted of 60 % plagioclase, An 20 %, and 40 % quartz, we can calculate the difference between the released and consumed silicon in the reactions III and II. This amount of silicon, calculated as SiO_2 , represents 7.4 % of the porphyroblast or 22.4 % of the volume of the rim, if the thickness of the rim is a tenth of the radius of the porphyroblast. This value is in accordance with the average, 21.3 % quartz, of six myrmekite grains. This migrating Si amount crystallizes probably around the quartz nuclei, which originate as Ca from II reacts with the plagioclase in the vicinity of the porphyroblast according to the following formula:



The higher An-percentage of the myrmekite and plagioclase rims indicates that the Ca:Na ratio of the migrating material is greater than in the gneissose granite, or in other words that the microcline porphyroblast retains more Na than Ca. Using Tom F. W. Barth's method (2) we may write the reactions as follows, provided that the gneissose granite has the above mentioned composition and that the microcline contains 10 % albite:



and the change:

	+		—
K	18,0	Na	7,6
Al	5,6	Ca	2,4
		Si	5,6

The ratio Ca:Na (An %) is in the gneissose granite 0,25 (20 %), in the migrating material 0,32 (24 %).

The granitization seems to be a K-Al-metasomatism which causes a Ca-Na-Si-metasomatism in the neighbourhood. In what degree and in what way other elements have migrated and taken part in the reactions is more difficult to determine. Fe and Mg have obviously reacted with K forming biotite, and have migrated away from the porphyroblast. Without analyses we cannot determine, whether Si is added or removed during the granitization as the primary rock was quartzbearing. As basic rocks become nebulitic fragments in the migmatite granite, we must assume a considerable Si-addition, but in other cases, as syenite-like rocks consisting predominantly of microcline like the microcline porphyroblasts have originated, very little or no Si has probably been added. There occurs such a syenite-like rock in connection with a porphyroblastic microcline granite in the islet Lill Ängskär. The primary plagioclase grains are seen as pigment spots cut by the borderlines of the microcline grains (Fig. 7). These syenite-like rocks probably originate by the growing together of microcline porphyroblasts. Because these rocks are rather rare, we can assume that Si commonly migrates together with K and Al.

Now arises the question whether there also are any signs of a Ca-Na-Si-metasomatism in greater scale in the vicinity of the microcline granites. There is indeed in the SW part of Norrland a rather fine-grained gneiss, which contains plagioclase porphyroblasts (An 34 %) passing over to fine-grained aggregates (Fig. 8). The plagioclase contains abundant inclusions of quartz and also of apatite and biotite and is surrounded by biotite rings. Similar plagioclase porphyroblasts are found for instance in the islet Fjärdskär, almost 9 km E-wards from Norrland.

The formation of the above described microcline porphyroblasts has obviously occurred at a temperature below the limit of the plasticity of the gneissose granite (granulation and parquet-like extinction). The

deeper the area was during the granitization period, the lower the temperature was obliged to be, because the plasticity increases with increasing pressure. Väyrynen's observation, that myrmekite has originated in connection with epidote, calcite, muscovite and chlorite, points also to a low temperature (16, p. 14). Movements and granulation have certainly increased the possibilities for reactions between the different particles. Especially in the gneissose granite of Appelskär the granitizing particles seem to have migrated along the intergranular film of the solid rock. But it is conceivable that we cannot classify the granitizing particles themselves in any state of aggregation, because the number of particles in the intergranular film may be too small. These particles behave perhaps almost like a gas at very high pressure.

MYRMEKITE

The older opinion about the formation of the myrmekite is a Ca-Na-metasomatism in potash feldspar (12). The facts tell against this explanation in the case described above. The microcline is secondary in the gneissose granite; it has crystallized in granulated areas and in the vicinity of this mineral the myrmekite occurs. There seems to be a quantitative relation between the myrmekite and the microcline; only around big porphyroblasts myrmekite forms continuous rims, whose thickness is nearly proportional to the size of the porphyroblasts. If the older theory were true, the reverse proportions would be expected. The microcline has often grown around and in some cases enclosed myrmekite and plagioclase grains. Plagioclase grains entirely enclosed in microcline have not as a rule myrmekite structure; they have perhaps been enclosed at an early stage and thus the material change has not affected them. In a porphyroblastic granite myrmekite quartz extends in the microcline (Fig. 9). Robert Kern and Ahti Simonen have described similar inclusions (5, pp. 42—45 and Figg. 17—19; 13 p. 29).

It seems to be clear that the formation of myrmekite in this region as well as in many other cases is intimately connected with the granitization (12, pp. 119 and 123). If the older theory were true, we should be obliged to suppose a returning Ca-Na-metasomatism in the final stage of the granitization, but no other signs of this phenomenon are found in the above described region. Also F. K. Drescher-Kaden thinks that the microcline commonly is younger than the plagioclase (3, pp. 394—404).

CONCLUDING REMARKS

The microcline ovoids with myrmekite or plagioclase rims are very similar to the rapakivi ovoids, whose concentric zones of quartz inclusions

resemble the myrmekite quartz. In both cases Ca and Na seem to have migrated away from the crystallization nuclei of the potash feldspar, probably as a result of a thermal diffusion (14). The Na-rich boundary varieties of many granites are perhaps of a similar origin. Ca and Na have then crystallized as plagioclase rims around the potash feldspar nuclei where the mobility of the particles has been low enough. This depends in the one case, the porphyroblast, on the low temperature, in the other case, rapakivi, on the high viscosity (11, p. 92). Every theory of the rapakivi must be able to explain the formation of such ovoids in granitized rocks too, especially in the contact-zones of the rapakivi.

The K-Al-(Si)-metasomatism thus causes a Ca-Na-Si-metasomatism, which expands like a zone around the former. H. G. Backlund has expressed similar thoughts, but he lays the stress on the age difference instead of on the zonal arrangement (1, p. 343). D. L. Reynolds' description of the granitization differs in some way from the described at above, probably depending on differences in the primary material (8).

I desire to point out that the granitization in other cases may have a quite different course and that myrmekite may originate in other ways too. There are in geology many kinds of convergence phenomena giving different rocks similar composition or similar structure in different ways.

I wish to express my sincere thanks to Mr. Torvald Borg for his kind help with the microphotos and to Mrs Toini Mikkola M. Sc. for determinations of some plagioclases.

GEOLOGICAL SURVEY, OCTOBER, 1948.

REFERENCES

1. H. G. BACKLUND: Der »Magmaaufstieg» in Faltengebirge. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 115, pp. 293—347, 1936.
2. TOM F. W. BARTH: Oxygen in Rocks: A Basis for Petrographic Calculations. Journ. Geol., Vol. 56, pp. 50—60, 1948.
3. F. K. DRESCHER-KADEN: Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chemie der Erde. XII, pp. 303—317, 1940.
4. P. J. HOLMQUIST: Om rapakivistruktur och granitstruktur. Geol. fören. förhandl., Bd. 23, pp. 150—160, 1901.
5. ROBERT KERN: Zur Petrographie der Centovalli (Tessin, Schweiz). Pp. 1—95, Helsinki, 1947.
6. E. H. KRANCK: Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. III. Kinematisch-geologische Studien im Schärenhof von Ekenäs (SW Finnland). Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 101, pp. 30—53, 1933.
7. N. H. MAGNUSON: Beskrivning till kartbladet Filipstad. Sveriges geol. undersökn., Ser. Aa, N:o 165, pp. 1—119, 1928.

8. D. L. REYNOLDS: The Sequence of Geochemical Changes Leading to Granitization. *Quart. Journ. Geol.*, Vol. 102, pp. 389—438, 1946.
 9. J. J. SEDERHOLM: Granit-gnejsproblemen belysta genom iakttagelser i Åbo—Ålands skärgård. *Geol. fören. förhandl.*, Bd. 46, pp. 129—153, 1924.
 10. J. J. SEDERHOLM: On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I, The Pellinge Region. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 58, pp. 1—153, 1923.
 11. ——— On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites etc. and on the Rapakivi Texture. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 83, pp. 1—105, 1928.
 12. ——— On Synantectic Minerals and Related Phenomena. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 48, pp. 1—148, 1916.
 13. AHTI SIMONEN: On the Petrology of the Aulanko Area in Southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 143, pp. 1—66, 1948.
 14. WALTER WAHL: Thermal Diffusion-convection as a Cause of Magmatic Differentiation. *I. Am. Journ. Sc.*, Vol. 244, pp. 417—441, 1946.
 15. W. W. WILKMAN: Suomen geologinen yleiskartta, C 3, Kuopio, Kivilajikartan selitys. Helsinki, 1938.
 16. HEIKKI VÄYRYNEN: Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N:o 57, pp. 1—78, 1923.
-

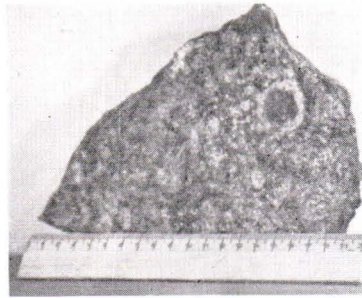
- Fig. 1. Pegmatite cutting granitized gneissose granite with layers of the porphyroblastic type. SW shore of Karsklobb.
- Fig. 2. Microcline ovoid with myrmekite rim in granitized diorite. S shore of the islet Små Kalskär.
- Fig. 3. Turned plagioclase grain surrounded by a granulated zone where microcline and myrmekite grains occur. Gneissose granite. Norrland. Crossed nicols. 10 x.
- Fig. 4. Microcline growing porphyroblastically in a granulated area. The same thin section as in Fig. 4. 12.5 x.
- Fig. 5. Microcline porphyroblast surrounded by a myrmekite rim. Porphyroblastic gneissose granite. SW shore of Högdunskär. Crossed nicols. 10 x.
- Fig. 6. Microcline ovoid with plagioclase rim in a slightly granitized gneissose granite. SE shore of Appelskär. Crossed nicols. 10 x.
- Fig. 7. Syenite-like rock. The pigment spots show the dimensions of the primary plagioclase. S shore of Lill Ängskär. Crossed nicols. 28 x.
- Fig. 8. Plagioclase porphyroblast gneiss. Norrland. Crossed nicols. 28 x.
- Fig. 9. Myrmekite quartz extending in microcline. Porphyroblastic microcline granite. Crossed nicols. 55 x.



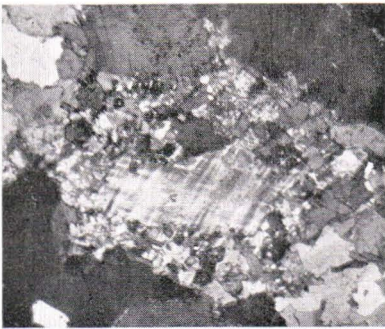
1



3



2

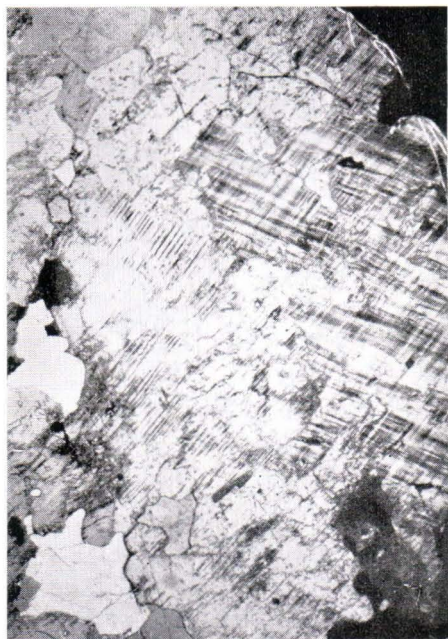


4



5

Nils Edelman: Microcline porphyroblasts with myrmekite rims.



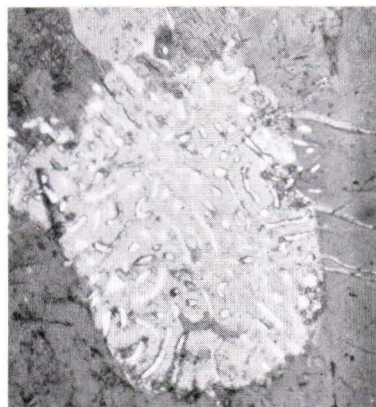
6



8



7



9

Nils Edelman: Microcline porphyroblasts with myrmekite rims.

EIN PROFIL AUS DEM GRUNDE DES SEES PYHÄJÄRVI SÜDLICH TAMPERE

VON
K. VIRKKALA

Im Herbst 1946 machte der Bauer T. Ulanen, Dorf Nurmi im Kirchspiel Lempäälä, der Geologischen Forschungsanstalt Mitteilung über eine Naturerscheinung in der offenen Seefläche Toutonen des Sees Pyhäjärvi. Der Grund des Sees hatte sich etwa 200—300 m vom Ufer entfernt in einer Ausdehnung von einigen Ar über den Wasserspiegel erhoben. Die Erscheinung ist in der Ortschaft auch schon früher mehrere Jahre beobachtet worden. Besonders nach warmen Sommern hat sich der Seegrund, auf dem meistens eine etwa 2 m tiefe Wasserdecke steht, zu einer kleineren Insel über den Wasserspiegel gehoben, hat sich da eine Zeitlang gehalten, um dann nach einigen Wochen wieder abzusinken. Die Stelle der Grundhebung hat in den verschiedenen Jahren wohl etwas gewechselt, auch ist die »Insel« nicht immer über dem Wasserspiegel geblieben. Die Seeurfe sind in der Nähe der Vorgangsstätte ton- und gyttjagründig, an vielen Stellen von üppigen *Equisetum*-, *Phragmites*- oder *Carex*-Siedlungen bewachsen.

Der Verfasser suchte gleich nach Eintreffen der Mitteilung im Auftrage der Geologischen Forschungsanstalt die betreffende Stätte auf und stellte die Erscheinung in ihrem Endstadium fest. Die »Insel« war dann nur noch einige m² gross und lag fast im Wasserspiegel. Abb. 1 stellt die Vorgangsstätte nebst Umgebung dar. Leider hatte Verfasser keine Gelegenheit, die Erscheinung photographisch aufzunehmen.

Auf der »Insel« sowie in ihrer nächsten Umgebung wurden Bohrungen mit dem Moorbohrer angestellt und dem Seegrund Proben für eine eingehendere Untersuchung

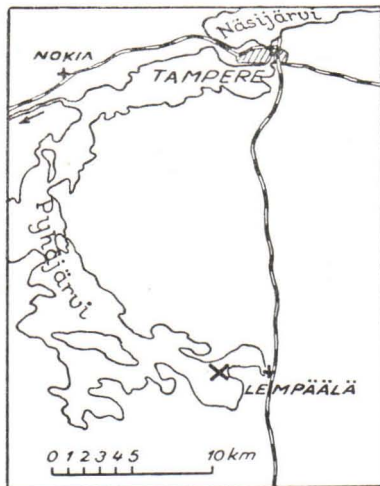


Abb. 1. Das südliche Ende des Pyhäjärvi mit nächster Umgebung. Die Bohrungsstelle des Profils mit einem Kreuz bezeichnet.

entnommen. Abb. 2 zeigt am linken Rand den Schichtwechsel der Bodenarten an der Stelle der »Insel«. Etwa $1\frac{1}{2}$ m unter dem Wasserspiegel war die Bodenart Gyttja mit reichlichem Gehalt an Resten von *Equisetum*. Beim Bohren wurde ein Entweichen von Gas aus dieser Schicht festgestellt, jedoch nicht in reichlicherem Masse, als es gewöhnlich auch bei den Grundschichten von Moortorf auftritt. Es wurde eine Gasprobe entnommen, bei deren Analyse ein Gehalt von 68 % Wasserstoff und 32 % Metan festgestellt wurde.

Unter der *Equisetum*-Gyttja war der Zusammenhang mit den unterlagernden Schichten infolge der Hebung des Seegrundes unterbrochen und statt dessen eine über $1\frac{1}{2}$ m tiefe Wasserschicht anzutreffen. Zuoberst lag hier eine etwa 0.90 m mächtige Schicht feiner Detritusgyttja, die bedeutend mehr Mineralstoffe als der an den Wasserspiegel aufgestiegene Teil der Gytjtjaschicht und kein Gas mehr enthielt. In etwa 400 cm Tiefe kam sehr harter, blaugrauer Ton entgegen, in den der Moorbohrer nur mit Mühe einzudringen vermochte. Weiter abwärts wurde der Ton jedoch immer flüssiger, und bei etwa 6 m Tiefe wurde die Bohrung eingestellt, da sich dem flüssigen Ton keine Proben mehr entnehmen liessen.

Von der den Ton überlagernden Gytjtja wurden im Laboratorium einige physikalische Eigenschaften festgestellt, unter besonderer Beachtung der aufgestiegenen und der an ihrer Stelle verharteten Gytjtjaschicht. Schon mit blossem Auge war festzustellen, dass die an den Wasserspiegel aufgestiegene Gytjtja in reichlicherer Menge organische Stoffe enthält. Einfache Verbrennungsversuche erwiesen, dass die *Equisetum*-Gyttja 24—40 % (durchschnittlich etwa 30 %) Aschestoffe enthält. Dagegen umfasste die liegende gebliebene untere Gytjtjaschicht durchschnittlich 51.1 % Asche. Infolgendessen bestand in ihrem spezifischen Gewicht ein deutlicher, wenn auch geringer Unterschied. Das spezifische Gewicht der oberen Gytjtjaschicht wechselte zwischen 1.01 und 1.06 (durchschnittlich 1.03), während die untere Gytjtjaschicht ein solches von 1.13—1.17 (durchschnittlich 1.15) hatte. Die Menge organischer Stoffe nimmt abwärts ziemlich gleichmässig ab, während das spezifische Gewicht zunimmt. Die grösste Wandlung in beiden tritt gerade beiderseits der Wasserschicht ein. Der untere Rand der oberen, aufgestiegenen Gytjtjaschicht enthält 60 %

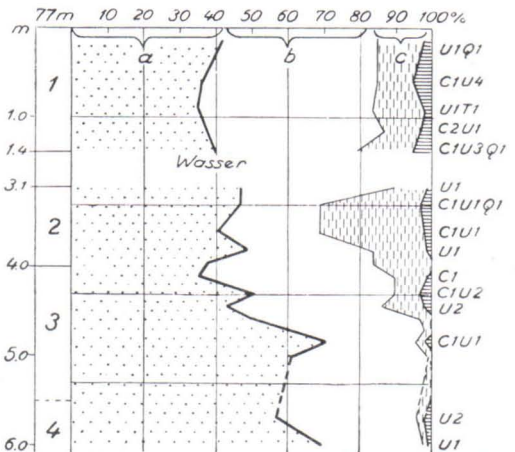


Abb. 2. Pollendiagramm des Pyhäjärvi-Seegrundes. 1 = *Equisetum*-Gyttja, 2 = Feindetritusgyttja, 3 = fester Ton, 4 = flüssiger Ton, a = Kiefern-, b = Birken- und c = Erlen-Pollenfelder, U = *Ulmus*, Q = *Quercus*, C = *Corylus*, T = *Tilia*.

organische Stoffe und hat das spezifische Gewicht 1.06. Bei dem oberen Teil der unteren Gytjtjaschicht sind die entsprechenden Grössen 49 % und 1.13. Da das durchschnittliche spezifische Gewicht der oberen Gytjtjaschicht dem des Wassers schon so nahe kommt, reicht schon eine verhältnismässig geringe Gewichtsverminderung aus, diese Schicht leichter als Wasser zu machen. Eine derartige Gewichtsverminderung ist die im Zusammenhang mit der Zersetzung organischer Stoffe vor sich gegangen Gasbildung gewesen. Im Verlaufe des Sommers hat sich in den oberflächlichen Teilen der Gytjtja Gas angesammelt, und wenn das Wasser im Spätherbst auf annähernd + 4° C abgekühlt gewesen, wobei sein spezifisches Gewicht am grössten ist, dann ist die tragende Kraft des Gases stärker geworden als die innere Kohäsion der Gytjtjaschicht. Dabei hat sich der Zusammenhang der Gytjtjaschicht gelöst an einer Stelle, wo die Veränderungen des spezifischen Gewichts am grössten gewesen sind, und die obere Gytjtjaschicht ist an den Wasserspiegel gestiegen. Hier hat sie jedoch bald ihren Gasgehalt verloren und wieder an den Grund des Sees abgesunken.

Die entnommenen Proben sind zur Klärung der Entwicklung der betreffenden Stelle ausserdem den üblichen Pollen- und Diatomeenanalysen unterzogen worden. Nach dem Pollendiagramm (Abb. 2) fällt die Grenze zwischen *Ancylus* und *Litorina* in grossen Zügen in den Kontakt zwischen Ton und Gytjtja. Der Ton ist in seiner Gesamtheit *ancylus*zeitlich, während die Gytjtja im *Litorina* entstanden ist und die jüngsten, *postlitorina*zeitlichen Schichten ganz fehlen.

In den Diatomeenbeständen des Tons und der Gytjtja ist ein deutlicher Unterschied wahrzunehmen. In der Gytjtja ist eine typische Kleinseeflora nebst zahlreichen *Melosira*-, *Pinnularia*-, *Eunotia*- u. a. Arten vorherrschend. Der Diatomeenbestand des Tons umfasst als vorwaltende Art *Melosira islandica* ssp. *helvetica*, die etwa 50 % des gesamten Diatomeenbestandes ausmacht. Als Grosseeformen erklärte Arten, wie *Campylodiscus noricus*, *Gyrosigma attenuatum*, *Cymatopleura elliptica*, belaufen sich auf etwa 10—15 %, der Rest besteht aus mehr oder weniger indifferenten Formen. Es ist klar, dass die Grenze zwischen Ton und Gytjtja somit ein Ausscheiden des Sees aus dem Zusammenhang des Ostseebeckens bedeutet. Durch Extrapolieren nach den nächsten bekannten *Litorina*-beobachtungen an der Küste des Bottnischen und Finnischen Meerbusens kann mit ziemlicher Sicherheit geschlossen werden, dass die Abschnürung des Pyhäjärvi gegen Ende des *Ancylus* eingetreten ist.

Auer¹⁾ hat nachgewiesen, dass, als das Becken des benachbarten Sees Vanajavesi etwas früher im *Ancylus* abgeschnürt wurde, die Regression des Wassers in eine Transgression überging. Den Wasserstand zur Zeit

¹⁾ AUER, V.: Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. Bull. Comm. géol. Finlande, Nr. 69, 1924.

der Abschnürung hat Auer unter anderem aus der Grenze des ursprünglich weichen und vor den Abschnürungsstadium oberhalb des Wasserspiegels hartgetrockneten, schweren Tones bestimmt. Die durch die Schrägstellung des Landes verursachte Transgression hat nach der Abschnürung diesen getrockneten Ton überspült. Eine ähnliche Entwicklung ist auch im Pyhäjärvi vor sich gegangen, der auch in der Richtung der stärkeren Landhebung abfließt. Vor die Abschnürung bei dem heutigen Nokianvirta, sind die an den Ufern des Pyhäjärvi während der Regression freigelegten Tonebenen in ihren oberflächlichen Teilen abgetrocknet. Die durch die Landhebung verursachte Transgression hat dann diese Tonebenen aufs neue überflutet und auf dem abgetrockneten Ton Gytjtja aufgeschichtet. In dem untersuchten Profil vom Pyhäjärvi setzt sich harter, getrockneter Ton bis in eine Tiefe von wenigstens 5 m fort, von welcher Stelle an abwärts der Ton erst normal, dann flüssiger als gewöhnlich wird. Dies erweist, dass der zur Zeit der Regression herrschende niedrigste Wasserstand an der Stelle etwas niedriger als der untere Rand des abgetrockneten Tones oder wenigstens 6 m niedriger als der gegenwärtige Wasserspiegel des Pyhäjärvi gewesen ist. In der Lagerfolge liegt somit eine beträchtliche Lücke bei der Grenze zwischen Ton und Gytjtja, obgleich sie im Pollendiagramm nicht leicht zu erkennen ist. Als Betrag der durch die Schrägstellung des Landes verursachten Transgression des Wasserspiels ergibt sich, vom Beginn des Litorina an gerechnet, 3—3½ m, wenn als Gradient des Litorina 20 cm/km angesetzt wird. Da jedoch der Pyhäjärvi sich kurz vor Beginn des Litorina abgeschnürt hat, lässt sich als Betrag des durch die Schrägstellung verursachten Anstiegs des Wasserspiegels höchstens etwa 4 m herausstellen. Der Betrag der Transgression ist somit an der Stelle wenigstens 2—3 m grösser, als die Schrägstellung voraussetzte. Offenbar hat hier auch noch eine andere Ursache zu dem Anstieg des Wasserspiegels beigetragen. Zum Teil kann er auf allgemeinen, durch klimatische Veränderungen veranlassten Faktoren beruhen. Dieses neue Steigen des Wasserspiegels ist jedoch verhältnismässig schnell gewesen, da es bewirkt hat, dass die Sedimentation, bewirkt durch die normale, langsame, durch die Schrägstellung verursachte Transgression, unterbrochen worden ist, wie das plötzliche Aufhören der Schichten, schon vor dem Ausgang des Litorina, erkennen lässt. Ausserdem erweisen die an der Oberfläche der Grobdetritusgyttja auftretenden reichlichen *Equisetum*-Reste, dass an der Stelle ein plötzliches Ansteigen des Wasserspiegels eingetreten ist, das die ursprüngliche Vegetation vernichtet hat, da *Equisetum* nicht in über 1½ m tiefem Wasser wachsen kann. Ausser klimatischen Faktoren ist der einzige in Frage kommende Urheber der Transgression das Entstehen der Stromschnelle Tammerkoski und der Durchbruch des Näsijärvi durch diese in den Pyhäjärvi, der ebenfalls teilweise durch die vermehrten Feuchtigkeitsverhältnisse des Klimas verursacht sein kann.¹⁾

¹⁾ HYYPPÄ, E.: Beiträge zur Kenntnis der Ladoga- und Ancylustransgression. Bull. Comm. géol. de Finlande, Nr. 128, 1943.

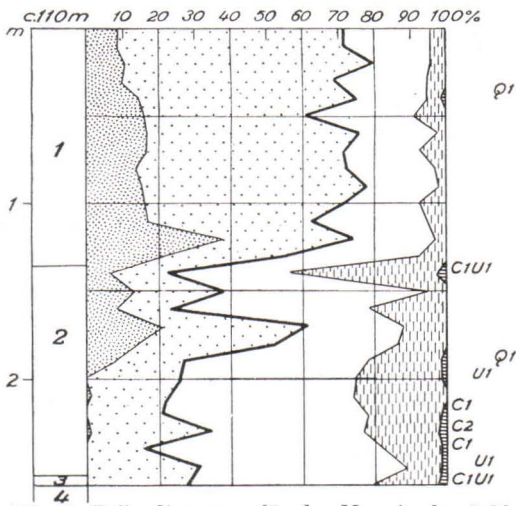


Abb. 3. Pollendiagramm für das Moor in der Sohle des ehemaligen Abflussbettes des Näsijärvi. 1 = holzresthaltiger *Sphagnum-Carex*-Torf, 2 = humifizierter Holzresttorf, 3 = Grobdetritusgyttja, 4 = Geröll; dicht punktiert = Fichten-Pollenfeld.

Das enge Bett des Nokianvirta hat nicht die weiteren Wassermengen zu verschlingen vermocht, sondern im gesamten Pyhäjärvi einen allgemeinen Wasseranstieg verursacht, dessen Betrag, wie oben gesagt, wenigstens 2—3 m ausmacht. Tolvanen¹⁾ hat auf Grund der Neigung der vom Vor-Näsijärvi hinterlassenen Uferflächen bestimmt, dass die Stromschnelle Tammerkoski in der zweiten Hälfte des Litorina entstanden ist. Ihre Entstehung hat bewirkt, dass das alte Abflussbett des Vor-Näsijärvi nach Norden abgetrocknet ist. Tolvanen hat dieses Abflussbett an der Grenze zwischen den Kirchspielen Alavus und Virrat festgestellt, wo es in der gegenwärtigen Wasserscheide ein breiteres und flachhängiges Tal bildet. Nach Austrocknen des Bettes begann die Talsohle zu versumpfen. Verfasser hat Gelegenheit gefunden, dem in diesem ehemaligen Abflussbett entstandenen Moor eine Probenreihe zu entnehmen. Das über sie ausgearbeitete Pollendiagramm (Abb. 3) zeigt, dass das Moor sich in der zweiten Hälfte des Litorina zu bilden begonnen hat. Die Torfbildung hat hier ungefähr um die Zeit eingesetzt, als im Profil des Pyhäjärvi die Sedimentation aufgehört hat. Das Pollendiagramm für die Abflussrinne des Vor-Näsijärvi ist somit eine ganz unmittelbare Fortsetzung des aus dem Grunde des Pyhäjärvi entnommenen Profils, zum mindesten besteht zwischen ihnen keine grössere Diskordanz. Die mittels der oben angeführten Pollendiagramme gemachte Altersbestimmung in dem Entwicklungsstadium des Näsijärvi stimmt somit im grossen ganzen mit der von Tolvanen mittels der Strandflächen vorgenommenen Bestimmung überein.

Das enge Bett des Nokianvirta hat nicht die weiteren Wassermengen zu verschlingen vermocht, sondern im gesamten Pyhäjärvi einen allgemeinen Wasseranstieg verursacht, dessen Betrag, wie oben gesagt, wenigstens 2—3 m ausmacht. Tolvanen¹⁾ hat auf Grund der Neigung der vom Vor-Näsijärvi hinterlassenen Uferflächen bestimmt, dass die Stromschnelle Tammerkoski in der zweiten Hälfte des Litorina entstanden ist. Ihre Entstehung hat bewirkt, dass das alte Abflussbett des Vor-Näsijärvi nach Norden abgetrocknet ist. Tolvanen hat dieses Abflussbett an der Grenze zwischen den Kirchspielen Alavus und Virrat festgestellt, wo es in der gegenwärtigen Wasserscheide ein breiteres und flachhängiges Tal bildet. Nach Austrocknen des Bettes begann die Talsohle zu versumpfen. Verfasser hat Gelegenheit gefunden, dem in diesem ehemaligen Abflussbett entstandenen Moor eine Probenreihe zu entnehmen. Das über sie ausgearbeitete Pollendiagramm (Abb. 3) zeigt, dass das Moor sich in der zweiten Hälfte des Litorina zu bilden begonnen hat. Die Torfbildung hat hier ungefähr um die Zeit eingesetzt, als im Profil des Pyhäjärvi die Sedimentation aufgehört hat. Das Pollendiagramm für die Abflussrinne des Vor-Näsijärvi ist somit eine ganz unmittelbare Fortsetzung des aus dem Grunde des Pyhäjärvi entnommenen Profils, zum mindesten besteht zwischen ihnen keine grössere Diskordanz. Die mittels der oben angeführten Pollendiagramme gemachte Altersbestimmung in dem Entwicklungsstadium des Näsijärvi stimmt somit im grossen ganzen mit der von Tolvanen mittels der Strandflächen vorgenommenen Bestimmung überein.

¹⁾ TOLVANEN, V.: Muinais-Näsijärvi. (Vor-Näsijärvi). Terra 1924.

ON A PRE-GLACIAL WEATHERING IN TYRVÄÄ,
SOUTHWESTERN FINLAND

BY

MAUNU HÄRME

In the channel of Kokemäenjoki River, 5 kilometres SW of Tyrvää railway station, excavating and quarrying work was recently carried on for electric plant and at that time an interesting and in our country unusually strong weathering was observed in the Precambrian rock (Fig. 1). The excavation is about 70 metres in length and about 50 metres in breadth, showing a 3—5 metres thick layer of till on the surface and under that the weathered gneissose granite containing fragments of mica shist.

The rock is jointed in varying directions and the surface part of it is weathered in situ. The grade of weathering decreases downward and quite undisturbed rock is met in places at 2 metres, occasionally not till 8 metres depth from the contact line between the rock and the till. Megascopically it seems that the texture of the gneissose granite in the weathered part is



Fig. 1. The excavation for electric plant. The background is section through till and weathered rock and the less weathered granite is seen in the foreground. Photo by K. Virkkala.

preserved quite unchanged and the original vertical shistosity is also to be observed. In the weathered rock the minerals are only loosely attached to each other, feldspar is kaolinized, also biotite in some degree, and the rock is easily crumbled. No noticeable transport of material seems to have taken place during the weathering.

Two small, rather coarse pegmatite veins are weathered in the same way as the main rock. Minute decomposition residues of sulphides are

also met in the weathered rock, but their amount is insignificant, because the primary content has been very low.

Microscopically it can be verified that the rock is parallel jointed, the undulatory extinction of quartz is strong. The feldspar grains, which are mainly plagioclase, are broken, the biotite is strongly curved. The kaolinization of feldspar grains has begun first just in joints and bent parts. The most curved biotite is even pale-coloured, while iron oxide pigment appears between the scales.

At one place, at the surface, the gneissose granite has weathered even into kaolin (Fig. 2), in which, however, the vertical shistose texture, inherited from the parent rock, is still discernible. At the bottom of the till the kaolin becomes horizontally stratified and thin, lenticular intercalations of kaolin may be seen in the till. Mica shist inclusions in the gneissose granite contain small quantities of graphite, but at some places under the till graphite was enriched, occurring as 2—4 cm thick layers. The till is clay-bearing, unsorted, the bottom part dark, obviously dyed by graphite. Generally the contact line of till to weathered rock is, however, rather sharp, without the kaolin as intermediate stage. The till contains in such case also pebbles of weathered rock, while the other pebbles of the same and other rocks are only slightly or not at all weathered. Sand stratified parallel to the crack was to be seen in a gently sloped 5 cm broad crack in the rock extending 3 metres downward from the border of the

till and in another crack also clay, similarly stratified, both of which obviously are material weathered from the surface of the rock.

When seeking for the factors, which have caused the strong weathering, the prominent cracking must first of all be taken into consideration, as well as the features showing tectonic influences, which are stated also microscopically.

Because the grade of the weathering decreases downward, it is obvious, that the decomposition has been due to the effect of superficial water and climatical factors. The weathering has then advanced deeper downward along the cracks. The kaolinization of feldspars has made the whole texture friable and porous. The weathering has continued in peaceful conditions, reaching on the surface part the stage



Fig. 2. The darker upper part is till and the lower part is residual deposit, rich in kaolin. 1/15 natural size. Photo by K. Virkkala.

of kaolin. No facts point to metasomatal influences; a surface weathering must be in question. So far advanced weathering cannot have occurred under such a dense till, whose material does not show any Post-Glacial weathering. The lenticular intercalations of kaolin and the pebbles of weathered rock in the till show clearly, that the weathering must be of Pre-Glacial origin.

GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND, 1948.

GEOLOGISCHE ALTERSBESTIMMUNG DES TÜMMLERFUNDES VON NÄRPIÖ UND DES SEEHUNDFUNDES VON YLISTARO

VON

MARTTI SALMI

In dem Aufsatz werden die Altersbestimmungen zweier subfossilen Funde dargelegt. Beide Funde stammen aus Süd-Ostbottanien. Der eine von ihnen, ein verhältnismässig vollständig geborgenes Tümmerskelett, ist in Närpiö und ein nur teilweise erhaltenes Seehundskelett in Ylistaro angetroffen worden (Abb. 1). Auf Grund der eingegangenen Mitteilungen hat Verfasser die Fundstätten aufgesucht, wobei die für die Altersbestimmung erforderlichen Bodenproben entnommen worden sind.

Die Bestimmung der Seehundknochen hat im Zoologischen Museum der Universität Dozent Olavi Kalela und die der Tümmelknochen Cand. phil. Ulla Gripenberg ausgeführt. Die Knochen werden in den Sammlungen dieses Museums verwahrt. Mag. phil. Ester Uussaari und Mag. phil. Kyllikki Salminen haben die Pollen und Diatomeenbestimmungen vorgenommen. Den angeführten Personen wie auch denen, die die Funde gemacht und mitgeteilt haben, sowie der Übersetzerin Dr. phil. Marta Römer möchte ich hiermit meinen besten Dank zum Ausdruck bringen.

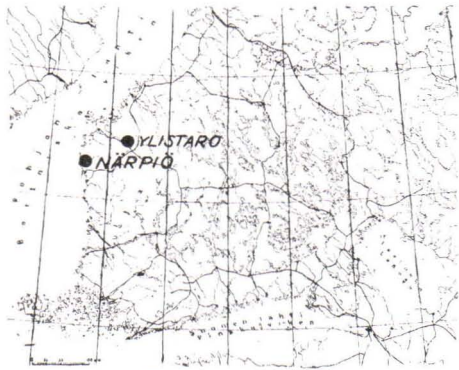


Abb. 1. Die Fundstätten des Tümmers und des Seehundes.

DER TÜMMLERFUND VON NÄRPIÖ

Als der Landwirt A. Lassas in Närpiö-Nornäs im August 1947 in seinem Gelände Dränungen vornahm, wurden in 1.1 m Tiefe in einer Tonablagerung Knochen aufgefunden, die man in Verwahrung nahm. Der dor-

tige Gemeindefeldarzt K. Miemois brachte sie dann nach dem Zoologischen Museum der Universität Helsinki, wo sie als Überreste eines Tümmlers erkannt wurden. Der Fund umfasste einen einigermaßen gut erhaltenen Schädel sowie einige Rippen und Wirbel.

Verfasser fand noch in demselben Herbst Gelegenheit, die Fundstätte aufzusuchen, geführt von jenem Arzt und Herrn G. Skomars, von denen besonders der letztere in dankenswerter Weise beim Suchen des Fundes behilflich war. Es war nämlich anzunehmen, dass das Skelett, das quer zu einem Drän gelegen hatte, nicht in seiner Gesamtheit gehoben worden war. Darüber wollte ich Gewissheit erlangen, zugleich hoffend, an der ursprünglichen Stelle Knochen anzutreffen und auf diesem Wege zu einer möglichst genauen Altersbestimmung zu gelangen. Nach ein paar Stunden emsiger Arbeit gelang es uns denn auch, den hinteren Teil des Skelettes zu finden. Die Knochen wurden möglichst restlos gehoben. Nach den an der Fundstätte ausgeführten Messungen war der Tümmler etwa 1.5 m lang. Der Fund umfasst folgende Knochen:

Schädel:

Von seinem Occipitale-Segment:

unvollständiger Teil 1) vom Basioccipitale; sein rechter vorspringender Teil fehlt,

2) aus dem Supraoccipitale von dem nächst dem Foramen magnum gelegenen Teil ein Fragment, an dem auch ein Teil der linken Kondyle sitzt;

3) ein anderes Fragment, den unteren Teil der linken Kondyle umfassend.

Von seinem parietale-Segment:

4) basisphenoideum; der dem basioccipitale zugewandte Teil unvollständig,

5) Pterygoideum dextr. & sin. (siehe 12).

Von seinem frontale-Segment:

distaler Teil vom 6) Frontale sin.

7) Perioticum sin.; der dem Exoccipitale zugewandte Teil beschädigt.

8) 9) Squamosum dextr. & sin.

Gesichtsskelett:

10) Ein Stück vom rechtsseitigen Maxillare, dessen Ansatzteil beschädigt ist, + Ansatzteil des rechten Intermaxillare sowie Ethmoideum dextr.

11) Spitzenteil des rechten Intermaxillare.

12) Maxillare sin.; der Spitzenteil beschädigt, und ein kleiner Teil vom Ansatzende fehlt, + Intermaxillare sin., dem der Spitzenteil abgebrochen ist, + Pterygoideum sin. + Ethmoideum sin.

13—17) 5 Fragmente aus den Vorderteilen von den Mandibulae dextr. & sin.

18—25) 8 Zähne.

Rückgrat:

26) Ein grosses Stück, aus verschmolzenen Halswirbeln bestehend; der rechte vorspringende Teil abgebrochen.

27—28) von den Brustwirbeln zwei unvollständige

29—49) 21 unvollständige Lumbo- und Sakralwirbel

49—59) 9 unvollständige Schwanzwirbel.

Kleine Fragmente verschiedener Wirbel sowie Zwischenwirbelplatten und Teile von ihnen.

Vordergliedmasse:

- 60) Humerus dextr.; rechter Ansatzteil abgebrochen.
- 61) Radius dextr.
- 62) Teil der Clavicula dextr.
- 63) Teil des Coracoideum.

Brustkorb:

- 64—70) 7 Rippenfragmente.

Die Fundstätte liegt 3—4 km vom Meere entfernt, und zwar 3—4 m ü. d. M. in einer Senke zwischen gerölligen und felsigen Hügeln. An der Stelle ist dichte und steinige Moräne überlagert von einer drei Meter mächtigen Bodenschicht, die in ihrem unteren Teil Ton und zuoberst 0.5 m starken Feinsand umfasst (Abb. 2). Der Ton ist zuunterst bläulich, zwischen 2.0—2.5 m dunkel, schwarzgestreift sowie weiter aufwärts grau. In Anbetracht dessen, dass der Betrag der Landhebung, der gegenwärtig in der Gegend von Vaasa 87 cm in hundert Jahren ausmacht (Witting 1943) und der früher etwas grösser gewesen (Salmi 1945), ist die Fundstelle vor 300—400 Jahren dem Schosse des Meeres entstieg.

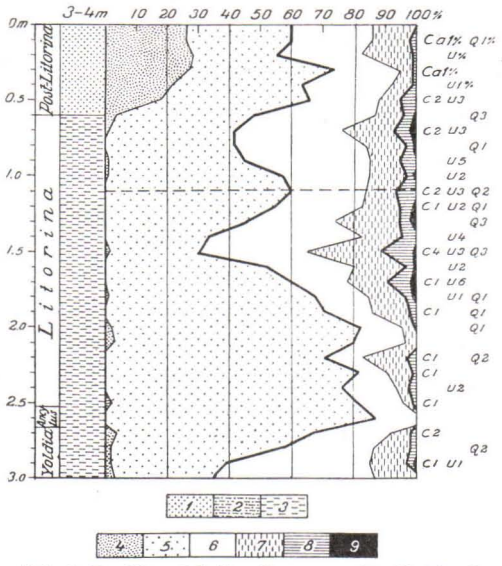


Abb. 2. Profil und Pollendiagramm für die Fundstelle des Tümmers von Närpiö. Die gestrichelte Linie bezeichnet die Fundtiefe des Tümmers. Zeichenerklärungen: 1 = Sand, 2 = Schluff, 3 = Ton, 4 = *Picea*, 5 = *Pinus*, 6 = *Betula*, 7 = *Alnus*, 8 = edle Laubbäume (ohne *Tilia*), Ca¹ = *Carpinus* 1 %, C = *Corylus*, Q = *Quercus*, U = *Ulmus*, 9 = *Tilia*.

Aus dem Pollendiagramm Abb. 2 geht hervor, dass die untersten Tone sich schon im Spätglazial abgesetzt haben. An Salzwasserdiatomeen enthalten diese alten Sedimente 70—80 %. Von den einzelnen Arten kommt *Coscinodiscus lacustris* v. *septentrionalis* am häufigsten vor. Von den übrigen Arten seien genannt *Grammatophora oceanica*, *Hyalodiscus scoticus*, *Rhabdonema arcuatum*, *R. minutum* und *Rhoicosphenia curvata*. Der untere Teil der Ablagerung hat sich am Ende des Yoldia sedimentiert.

Das Ancylussediment umfasst den zwischen 2.5 und 2.6 m gelegenen Teil des Profils. Es kann mit einiger Sicherheit auf Grund der Pollen bestimmt werden (Salmi 1948), aber am sichersten doch erst an Hand von Diatomeenuntersuchungen. In der genannten Tiefe treten 57 % Süswasserdiatomeen auf. Von den einzelnen Arten seien angeführt *Campylo-discus noricus*, *Eunotia Clevei*, *Epithemia Hyndmanni*, *Gyrosigma attenuatum*, *Melosira arenaria* und *Stephanodiscus astraea*. Es sei erwähnt, dass

diese Grosseformen in den unteren Proben überhaupt nicht, wohl aber weiter oben hier und da angetroffen worden sind. Den grössten Teil der Süsswasserdiatomeen macht in der Probe *Melosira islandica* ssp. *helvetica* aus.

Unmittelbar über der ebengenannten Probe verändert sich die Zusammensetzung des Diatomeenbestandes beträchtlich. Er umfasst nur noch 18 % Süsswasserdiatomeen, der Anteil der Salzwasserformen macht 64 % aus, und bei der nächstfolgenden Probe aus 2.3 m Tiefe belaufen sich die entsprechenden Prozentsätze auf 6 und 80.

Die Salzwasserformen sind auch in einigen der folgenden Proben in der Mehrzahl. Aber bei 2.0 m sind 31 % Süsswasserdiatomeen und nur 16 % Salzwasserdiatomeen anzutreffen. Ausserdem kommen hier 52 % Süss- und Salzwasser- sowie 1 % Brackwasserdiatomeen vor. Weiter aufwärts herrschen im Diatomeenbestand die Salzwasserformen vor. Dass die auf Salzwasser hinweisenden Diatomeen einige Zeit nach der Wende *Ancylus-Litorina* abnehmen, scheint wenigstens in Ostbottnien für die in tiefen Gewässern abgesetzten Sedimente typisch zu sein, wie aus Verfassers (1944) sowie Mölders (1946) Untersuchungen hervorgeht.

Die Stärke des *Ancylus*sediments ist in diesem Profil als sehr gering festgestellt worden, was auch sonst nicht selten ist. Es sei angeführt, dass das obere Ende der Probe, in der die Diatomeenflora des *Ancylus*sees erkannt worden, schon zweifellos *Litorina*sediment ist. Sie enthält 75 % Salzwasserdiatomeen, und der Anteil der Süsswasserdiatomeen macht nur 10 % aus. Demgemäss ist das *Ancylus*sediment in dem Profil von Närpiö kaum 10 cm dick, welcher Betrag dem Tiefenunterschied der Proben entspricht.

Das *Litorina*sediment setzt sich fort bis 0.6 m, was zwar nicht auf Grund von Diatomeen bestimmt werden kann, aber an dieser Stelle setzt die starke Verhäufung der Fichte ein und nimmt die Menge der edlen Laubbäume entscheidend ab.

Die Tümmelerüberreste, die, wie oben bereits angeführt, in 1.1 m Tiefe aufgefunden worden, sind also in ein Sediment des *Litorina*meeres eingebettet. Bei einem Vergleich des Diagrammes mit früher datierten (Fromm 1938, Sauramo 1936, Salmi 1948) kommt man zu dem Ergebnis, dass das Leben des Tümmelers von Närpiö in der zweiten Hälfte des *Litorina* etwa 2000 Jahre v. Chr. erloschen ist.

Früher sind in Finnland zwei subfossile Funde dargelegt worden. Den einen von ihnen, in Tenhola gehoben, hat Metzger (1925) als *Litorina*zeitlich festgestellt, aber der in Petsamo geborgene ist nach Aario (1939) bedeutend älter, nämlich aus Tanners (1930) *Pholas*periode, die Sauramos (1934) Rha-Zeit entspricht, doch kann er auch noch älter sein.

DER SEEHUNDFUND VON YLISTARO

Als der Arbeiter Kauko Huhtala im Spätsommer 1947 mit seinen Gefährten in Ylistaro-Kaukolankylä auf Grund und Boden des Kaufmannes M. K. Vuorela einen Brunnen grub, stiess er in 3.5 m Tiefe auf eine Menge Knochen. Bei Durchsuchung des später aus dem Brunnen gehobenen Erdhaufens fand man weitere Knochen. Als ich unmittelbar nach dem Funde Gelegenheit fand, die Stelle aufzusuchen, fand ich auf dem Wandbrett des Arbeitsgerätschuppens die Knochen insofern vorteilhaft geborgen, als sie noch umgeben waren von der Bodenart, in die sie einst eingebettet worden waren. Der Fund wurde als Reste einer Ringelrobbe *Phoca hispida*, erkannt und umfasst folgende Knochen:

- Rechtes Schulterblatt (defekt) und Proximalteil des linken, beide Oberarmknochen, Ellen und Speichen.
- Beide Beckenknochen (defekt), beide Hüft-, Schien- und Wadenbeine.
- Zahlreiche Hand- und Zwischenfuss-, Finger- und Zehenknochen.
- 1 Halswirbel (defekt), 1 Brustwirbel, 1 Beckenwirbel (def.) Kreuzbein.
- Eine Menge Rippen (die meisten defekt).

Die Fundstelle liegt im Tal des Kyrönjoki etwa 25 m ü. d. M. Die Mächtigkeit des Sediments beläuft sich auf 16—17 m, was bei dem Ausheben des Brunnens festgestellt worden ist. Es besteht grösstenteils aus Ton. Er ist von dichter Moräne unterlagert. Nach dem Bericht der Arbeiter ist der Ton zuunterst grau, wird aber weiter aufwärts dunkel.

Als ich die Fundstätte aufsuchte, war der Brunnen fast vollendet und schon mit Zementringen ausgekleidet, so dass seiner Wandung keine Proben entnommen und die Beschaffenheit der Ablagerung nicht verfolgt werden konnte. Mittels des mitgebrachten 5 m langen Bohrers konnte ich jedoch eine Probenreihe entnehmen, die 1.5 m unter die Fundtiefe der Knochen reichte, aber ein grosser Teil der Tonablagerung blieb leider doch unerforscht.

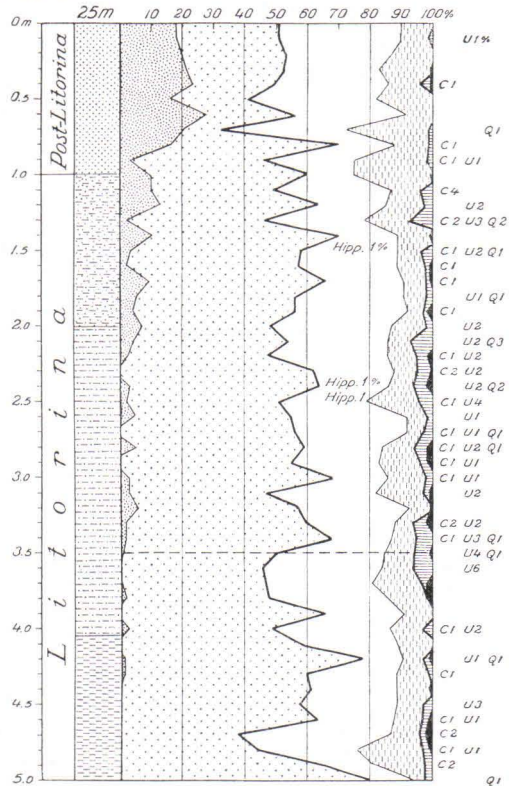


Abb. 3. Profil und Pollendiagramm für die Fundstelle des Seehundes von Ylistaro. Die gestrichelte Linie bezeichnet die Fundtiefe des Seehundes. Die Zeichenerklärungen Abb. 2.

Aus Abb. 3 geht die Beschaffenheit der Ablagerung bis in 5 m Tiefe hervor, desgleichen die Ergebnisse der über die Proben angestellten Pollenanalysen. Es sei angeführt, dass von 4.0 m Tiefe an bis zu 2.3 m in verhältnismässig reichlicher Menge Muschelschalen anzutreffen sind, von denen *Mytilus edulis* den Hauptteil ausmacht, während unter ihnen auch einige Schalen von *Tellina baltica* vorkommen. Da, wo Muschelschalen aufzutreten beginnen, geht die Bodenart in Schluff über. Weiter aufwärts ist sie feinsanduntermischt, und von 1 Meter Tiefe an aufwärts besteht sie aus Feinsand.

In dem Pollendiagramm bedeutet 1.0 m Tiefe den Zeitpunkt des Litorinaausgangs, und alles, was weiter abwärts liegt, ist Litorinasediment, in das also auch der Seehund eingebettet worden ist. Auf Grund der Pollenanalysen, die über den um die Knochen lagernden Ton angestellt worden sind, hat festgestellt werden können, dass die Fundstelle im Diagramm auf 3.5 m entfällt, eine Lage, die der Tiefe entspricht, die von den Arbeitern als die Tiefe des Seehundfundes angegeben worden ist. Auf Grund dieses Diagrammes bleibt die Datierung der Seehundreste infolge des Fehlens des unteren Profiltails mehr oder weniger ungenau, aber dank den übrigen aus Ylistaro mir zur Verfügung stehenden Diagrammen wird die Aufgabe etwas erleichtert. Als Ergebnis des ausgeführten Vergleichs kann geschlossen werden, dass die Überreste des Seehunds von Ylistaro etwa 2000—2500 Jahre vor Chr. auf den Grund des Litorinameeres abgesunken sind.

Von den zuvor in Pohjanmaa datierten Seehundfunden fallen wenigstens drei mit dem in Ylistaro geborgenen Seehund zeitlich ungefähr zusammen. Hierher gehören die Überreste des in Närpiö gefundenen grönländischen Seehunds und des in der Nähe von Oulu angetroffenen geringelten Seehunds, Hinterlassenschaften, die Sauramo (1936) datiert hat, sowie das vor anderthalb Jahren von mir in Vähäkyrö angetroffene Skelett einer Ringelrobbe (Salmi 1948). Wie wir aus dem Obigen wissen, entfällt der Tümmeler von Närpiö auch mit diesen zusammen annähernd auf denselben Zeitpunkt. In Finnland gibt es bisher nur einige geologisch datierte Knochenfunde. Da sie aber grossenteils aus der Zeit unmittelbar nach der Mitte des Litorina stammen, ist es sehr wahrscheinlich, dass es im Bereich der Ostsee zu jener Zeit einen sehr reichen Seehundbestand und überhaupt eine sehr reiche organische Welt gegeben hat. Nach der Blytt-Sernanderschen Klimawechseltheorie bedeutet diese Zeit das Subboreal, als ein warmes und trockenes Klima geherrscht hat. Die günstigen Verhältnisse sind für jene Zeit auch in der Pollenzusammensetzung der Pflanzen sowie bei den Makrofossilien zu erkennen. *Corylus*, *Tilia* und *Ulmus* steigen damals auf hohe Prozentsätze, ihr erstes starkes Auftreten fällt in den Anfang jener Zeit. Im Bereich des Sees Vanajavesi sind nach Auer (1924) im Subboreal die reichlichsten *Trapa natans*-Vorkommen anzutreffen.

Auch sind aus Finnland mehrere archäologische, an vorzeitlichen Wohnplätzen gehobenen Funde von Seehundknochen bekannt. Sie stammen zu einem beträchtlichen Teil ebenfalls aus der zweiten Hälfte des Litorina, wie die in Jomala auf Åland gehobenen Seehundreste (Korvenkontio 1936) sowie die Teile vom Skelett einer Ringelrobbe, die in verschiedenen Gegenden des westlichen Finnland geborgen worden sind (Ailio 1909).

LITERATURVERZEICHNIS

- AARIO, LEO, 1939, Der Tümmelfund von Kolosjoki und die Entwicklungsgeschichte der Wälder Petsamos. *Fennia* 66, 4.
- AILIO, JULIUS, 1909, Die steinzeitlichen Wohnplatzfunde in Finnland I—II. *Finische Altertumsgesellschaft*.
- AUER, VÄINÖ, 1924, Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 69.
- FROMM, ERIK, 1938, Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméenanalysen aus Ångermanland. *Geol. För. Förh.*, 60.
- KORVENKONTIO, V. A., 1938, Närpiön Grönlanninhylljelöytö. *Luonnon Ystävä* N:o 1.
- METZGER, A., 1925, Skelett av subfossil delfin från Karsby i Tenala. *Medd. soc. F. Fl. Fenn.*, 48.
- MÖLDER, KARL, 1946, Zwei Tonprofile aus Süd-Pohjanmaa. *Compt. Rend. Soc. géol. Finl.* 19, 5.
- SALMI, MARTTI, 1944, Ein Seehundfund aus Ruukki und die Salzkonzentrationschwankungen des Wassers in dieser Gegend während der Postglazialzeit auf Grund der fossilen Diatomeenfloren. *Ibidem* 16, 7.
- 1944, Vähänkylön Saarenpään kylän »jättiläisten tien» geologinen iänmääräys. Referat; Das geologische Alter des »Hünenweges» in den Dorf Saarenpää in Vähäkylö. *Suomen Museo* L I.
- 1948, Zwei subfossile Tierknochenfunde aus Pohjanmaa. *Compt. Rend. Soc. géol. Finl.*, 21, 3.
- SAURAMO, MATTI, 1934, Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. *Ibidem* 8.
- 1936, Närpiön ja Oulunjoen kivikauden hyljelöydöt. *Suomen Museo* XLIII.
- TANNER, VÄINÖ, 1930, Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. *Bull. Comm. géol. Finl.*, 8.
- WITTING, ROLF, 1943, Landhöjningen utmed Baltiska havet under åren 1898—1927. *Fennia* 68, 1.
-

ÜBER DIE ERZPROPAGANDA UND IHRE ERGEBNISSE

VON

MARTTI SAKSELA

In was für Gegenden man im allgemeinen mit der Erzsuche zu anfangen hat, damit die Ergebnisse möglichst positiv ausfielen, ist begreiflicherweise die erste wichtige Frage, auf welche der Erzsucher Antwort zu erhalten hat, denn es stehen uns immer noch keine Apparate zur Verfügung, wirkliche Wünschelruten, mit deren Hilfe das ganze Land schnell so genau untersucht werden könnte, dass die Verstecke aller möglichen Erzvorkommen bestimmt werden könnten.

Nach einer alten guten Regel sind Erze dort zu suchen, wo man sie auch zuvor schon gefunden hat. Man braucht nur zu betrachten, wie sich z. B. die zahlreichen Erze und Erzspuren Schwedens geographisch gruppiert haben, um sich davon zu überzeugen, dass diese Regel nicht aus der Luft gegriffen ist. Die Erze treten oft scharenweise auf, verteilt auf bestimmte abgegrenzte Zonen, in denen die Verhältnisse für deren Bildung günstig gewesen sind. Es ist daher recht natürlich, dass man, nachdem in einer Gegend Erz angetroffen worden ist, es in der Regel unternimmt, in ihrer Umgebung nach weiteren zu suchen.

Bedeutend verwickelter wird es, wenn es sich um das Auffinden ganz neuer Erzgebiete handelt. Wie finden wir nun einen geeigneten Ausgangspunkt für unsere Suche? Gewiss können wir mit Hilfe der uns vorliegenden geologischen Übersichtskarten einigermassen schon im voraus Gebiete auswählen und umreißen, in denen vielleicht mit grösster Wahrscheinlichkeit Erze gefunden werden könnten. Aber demgegenüber gibt es verhältnismässig kleine Gebiete, die wirklich als unmögliche Erzgegenden, als erzsteril, gelten und somit ohne weiteres ausser Acht gelassen werden können. Die ausgedehnten und einförmig erscheinenden Granitgebiete Finnlands pflegt man für ziemlich unergiebig im erzsucherischen Sinne zu halten, aber auch diese Gebiete lassen sich, wie die in jüngster Zeit ausgeführten Untersuchungen erwiesen haben, keineswegs ohne weiteres ausschalten. Unter anderem können in ihnen Gold-, Blei- und Molybdän-erze gefunden werden. — Um mit der Erzsuche in Gang kommen zu können, hat man auf die eine oder andere Weise konkrete Fingerzeige für das

Vorhandensein von Erzen in einem Gebiet beizubringen. Begreiflicherweise ist also die Frage, wie man derartige Hinweise fortgesetzt und in möglichst reichlicher Menge erhalte, eine der wesentlichsten bei der Erzsuche.

Wir haben Beispiele dafür, dass Geologen und fachmännische Erzsucher auf ihren Exkursionen unerwartet Anzeichen von Erzen gefunden haben in Gegenden, wo zuvor keine Erze angetroffen worden sind. Da aber Finnland ausgedehnt ist und es auf diesem Gebiet nur ganz wenige Fachleute gibt, sind derartige Funde verhältnismässig wenig zahlreich geblieben. Häufiger ist die erste Veranlassung zu erfolgreichen Erzsuchungen gegeben worden durch Steine, die von Volksgenossen den Fachleuten zur Untersuchung übersandt worden sind. Die Steine sind nach der Meinung der betreffenden Einsender irgendwie besonder und von ungewöhnlichem Aussehen gewesen; sie haben durch ihr grösseres Gewicht oder durch stärkere Rostbildung die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt, oder sie haben Mineralien enthalten, deren starker Glanz zur Mutmassung eines höheren »Metallgehalts« Anlass gegeben hat.

Die Bedeutung weiter Volksschichten für die Erzsuche ist also offensichtlich. Schon Daniel Tilas war sich darüber im klaren und versuchte demgemäss zu handeln. Als er in den Jahren 1737—38 in Finnland umherreiste, unterhielt er, um die Erzsuchungsarbeit zu intensivieren, einen lebhaften Verkehr mit der Landbevölkerung. Mittels in Kirchen vorzulesender Bekanntmachungen forderte er die Bevölkerung auf, ihm über etwaige Erzfunde Mitteilung zu machen, wonach er dann, sobald ihm über interessant erscheinende Erzspuren Nachricht zugegangen war, sie an Ort und Stelle eingehender untersuchte. Tilas war also bestrebt, zwischen der Landbevölkerung und den fachlichen Erzsuchern eine möglichst enge Zusammenarbeit zu erzielen. Aber erst nach dem ersten Weltkriege begann man eine wirksamere Erzpropaganda zu betreiben, um das Interesse weiter Volkskreise für die Erzsuche zu wecken. Besonders die vielseitige und erfolgreiche Tätigkeit der Geologischen Reichsanstalt ist der späteren Erzpropaganda zugrunde gelegen. Bei ihrem Umherwandeln in ländlichen Gegenden haben die Erzsucher Personen, mit denen sie zusammengelassen sind, aufgefordert, die Aufmerksamkeit auf die Gesteine zu richten und ihnen Proben zu schicken von Gesteinen, die merkwürdig vorgekommen sind. Grundlegende geologische Aufklärungsarbeit ist ferner durch Ausgabe und Verbreitung volkstümlicher geologischer Werke in die weiten Kreise des Volkes geleistet worden. In verschiedenen Gegenden des Landes sind Vorträge gehalten worden; auf diesen Veranstaltungen sind die Erzsuchungsarbeit, ihre Bedeutung und die bei ihr angewandten Methoden dargestellt worden. Vor allem hat man natürlich erklärt, wie weite Volkskreise den Erzsuchern helfen können. Auch im Rundfunk hat man ähnliche Vorträge gehalten. In Zeitungen und Zeitschriften sind oft erzsucherische Fragen erörtert worden und fortgesetzt Mitteilungen ab-

gedruckt gewesen, in denen die Volksgenossen aufgefordert worden sind, den Fachleuten Proben von auch nur wenig vom Gewöhnlichen abweichenden Steinen zuzusenden. Zugleich hat man Belohnungen versprochen für Steine, die so interessant sind, dass sie Forschungen veranlassen, sei es auch nur solche von kurzer Dauer. Über alle ihnen zugegangenen Steine haben die Fachleute den betreffenden Einsendern eine Erläuterung gegeben, einerlei ob die Proben erzhaltig gewesen sind oder nicht. Im Zusammenhang mit der Erläuterung sind Ratschläge und Anleitungen erteilt worden, die man für notwendig gehalten hat. Sowohl Schulen, verschiedenen Anstalten und Industrianlagen als auch einzelnen Personen, die an der Frage interessiert gewesen sind, hat man kleine, etwa dreissig Proben enthaltende Gesteinssammlungen zugeschickt, in denen unsere häufigsten Gesteine und Erze vertreten gewesen sind. Ausserdem sei angeführt, dass man das Interesse für Geologie an sich zu mehren und wenigstens eine Art Geologieunterricht an Volks- und höheren Schulen einzuführen versucht hat.

Der erste und vornehmlichste Zweck der Erzpropaganda ist nach Ansicht Verfassers den Umstand hervorzuheben und zu betonen, dass der Anteil des grossen Publikums an der Erzsuche sowohl wichtig als auch einfach ist und dass ein jeder den Erzsuchern wahrhaft wirksam helfen kann, wenn er ihnen die von ihm aufgefundenen, vom Gewöhnlichen abweichenden Steine zur Untersuchung nur übersendet. Mehr Einarbeiten oder fachliches Können wird also bei dem Volksgenossen nicht vorausgesetzt, nur etwas Interesse. Die Erzsteine, ja sogar auch die Gesteine, die als Begleiter der Erze vorkommen und mit diesen genetisch verbunden sind, sind sehr oft entweder in ihrem Aussehen oder auch in ihren übrigen Eigenschaften so eigenartig, dass sie leicht die Aufmerksamkeit eines jeden auf sich ziehen. Gewiss ist es klar, dass auch nicht annähernd alle eigenartigen Steine Erzsteine oder auf Erzvorkommen hinweisende sind. Auch sie sind grösstenteils wertlos. Doch gereicht es nicht zum Schaden, dass auch nichtige Steine eingesandt werden. Die Hauptsache ist, dass man überhaupt Steine schickt.

Man könnte fragen, ob nicht weitere Volkskreise angeleitet werden könnten, die im ersucherischen Sinne alle wirklich interessanten und wertvollen Steine von den übrigen zu unterscheiden. Kaum läge das im Bereiche der Möglichkeiten. Zwar lernt auch mancher Interessierte allmählich wenigstens die häufigsten Erzarten und Erzminerale kennen, aber damit ist der Sache noch lange nicht geholfen. Zuweilen können nämlich Steine, die sogar in reichlicherem Masse Erzminerale enthalten, unter anderem die in Finnland so allgemeinen Eisenkiese, ganz wertlos sein. Andererseits können in einem wirklichen Erzstein makroskopisch in so geringem Masse Erzminerale zu sehen sein, dass ihm zum mindesten nicht um deretwillen die Aufmerksamkeit des grossen Publikums zuteil wird. Ausserdem können die eigenartigen und mannigfaltigen Gesteine,

die mit Erzbildungen genetisch zusammenhängen und den Erzsuchern von so grosser Bedeutung sind, oft völlig der Erzmineraleien entbehren. Der relative Erzmineralgehalt eines Gesteins kann also nicht den Masstab abgeben, mit dem seine erzsucherische Bedeutung gemessen wird. Der Wert eines Steines ist von manchen anderen Umständen abhängig, die die erzgeologische Untersuchung klarlegt, und allein diese Untersuchung entscheidet endgültig, welcher unter den Steinen Beachtung verdient und welcher nicht. Es ist somit begreiflich, dass die Untersuchung der aufgefundenen Steine ausschliesslich Angelegenheit der Fachleute ist. Bei stets wachsendem Interesse der Volksgenossen für die Erzsuche, einer Erscheinung, die an sich mit Freuden zu begrüssen ist, ist das oben Gesagte ernstlich zu berücksichtigen. Schon jetzt hat festgestellt werden können, dass mancher interessante Stein nicht eingesandt geworden ist, meistens weil man angenommen hat, er enthalte zuwenig Erzmaterial.

In diesem Zusammenhang sei angeführt, dass, nachdem die Erzsuchungen an einem Orte glücklich in die Wege geleitet worden sind, die örtliche Bevölkerung auch auf manch andere Weise bei der Erzsuche behilflich sein kann. Sie kann unter anderem beim Blocksuchen wirksame Hilfe leisten, denn nun handelt es sich meistens eben nur um eine bestimmte Erzart, die ein jeder leicht kennen lernen kann.

Über die Ergebnisse der Erzpropaganda sind in der Öffentlichkeit kaum andere Mitteilungen gemacht worden, als dass einige vom Lande eingesandte Steine den ersten Anlass zu erfolgreichen Erzsuchungen gegeben haben. Doch dürfte es nicht ohne Interesse sein, die sog. »Volksteine« etwas näher kennenzulernen. Aus der folgenden Zusammenstellung geht hervor, was für Steine der in Frühjahr 1941 gegründeten Aktiengesellschaft Malmikaivos Osakeyhtiö in ihren sechs ersten Tätigkeitsjahren zugeschickt worden sind. Die Zusammenstellung umfasst insgesamt 3 382 Gesteine. In Klammern nach den Prozentzahlen ist angegeben, wie viele Proben jeder Gruppe eine genauere Untersuchung veranlasst haben.

Glimmerschiefer, Glimmergneis, glimmerreicher Adergneis, Phyllit, glimmerreicher Sand, glimmerreicher Pegmatitgranit, einzelne Glimmerschuppen, Serizitschiefer	22.1 % (14)
Glimmerreicher Granit sowie Glimmerschiefer und -gneis, die der Wirkung von Hitze ausgesetzt sind und in denen daher der Glimmer auffallend glänzend braun aussieht	3.9 %
Graphithaltige Glimmerschiefer	1.5 % (11)
Glimmerschiefer, Glimmergneis und Phyllit, die eisenkieshaltig und deshalb rostverwittert sind	10.3 % (8) 37.8 %
Gabbro, Diorit, Diabas, Amphibolit, Uralit- und Plagioklasporphyrit, »Grünstein« (teilweise chloritreicher Schiefer), Hornblendit, Olivin- und Serpentinsteine	13.1 % (1)
Dieselben Gesteine wie in der vorigen Gruppe, aber etwas eisenkieshaltig	4.3 % (15) 17.4 %

Granit, Granitpegmatit (bisweilen feldspatreich), Rapakiwi-granit, Gneisgranit, Leptit, Quarzporphyr	13.2 %	(1)
Dieselben Gesteine wie in der vorigen Gruppe, aber etwas eisenkieshaltig	1.4 %	(3) 14.6 %
See-Erze, Quellenrost, Ortstein, etwas rostiger Schotter und Sand	9.7 %	9.7 %
Quarz, poröses Quarzgestein, Quarzit, Sandstein, Konglomerat	4.9 %	(5)
Dieselben Gesteine und Mineralien wie in der vorigen Gruppe, aber etwas eisenkieshaltig	2.0 %	(14) 6.7 %
Gesteine, die reichlich Kupfer-, Schwefel- und Magnetkies, besonders die zwei letztgenannten, enthalten	3.8 %	(66)
Eisenerze	0.7 %	(16)
Gesteine, die Bleiglanz, Molybdänglanz, Markasit oder Arsenkies enthalten sowie Probestücke von Outokumpu-, Pet-samo-, Jalonvaara-, Orijärvi- und Nivala-Erzen	1.2 0/10	(19) 5.7 %
Karbonatgesteine, Skarngesteine (diopsid-, andradit- oder hornblendehaltig, bisweilen eisenkieshaltig), Strahlstein, Asbest, Talkschiefer, Topfsteine	2.7 %	(10)
Granat, Turmalin, Vivianit, Kaolin, Epidot, Staurolit, Apatit, Chalcedon und Flint, Kolumbit	2.2 %	(1)
Verschiedenartige »Skölgesteine«, Ton, Sumpfgas, Mitteilungen über Kompassstörungen, Berichte über Aufblitzen und sonstige Lichterscheinungen, die man mit Erzvorkommen in Zusammenhang gebracht hat u. dgl. m.	0.9 %	(1)
Keine Naturprodukte (Metalle, Schlacken, Kohle)	0.9 0/10	(1) 7.9 %
		(186) 100.0 %

Aus der obigen Zusammenstellung sind vier Hauptgruppen zu ersehen, in denen sich annähernd 80 % aller Steine zwanglos unterbringen lassen. Die erste, grösste Gruppe bilden die glimmerreichen Gesteine. Das ist auch zu verstehen, denn es ist eine bekannte Tatsache, dass gerade die Glimmermineralien infolge ihres starken Glanzes und teilweise auch ihres besonderen Aussehens die Aufmerksamkeit der Menschen erregen. Wenn die glimmerreichen Gesteine ausserdem Kiesmineralien enthalten und deshalb mehr oder weniger rostverwittert sind, sehen sie natürlich noch eigenartiger aus. Etwa ein Zehntel der eingesandten glimmerreichen Steine sind alte Ofen- oder Herdsteine oder dgl., die durch Hitze auf bestimmte Weise verändert sind. Sie sind »verbrannt« und spröde geworden, und ihr Glimmer hat einen braunen oder bräunlichgelben Farbton angenommen. Wenn die Glimmerschuppen in der Hitze ihren Glanz nicht verloren haben, ist ein recht schön aussehender Stein entstanden, in dem man sogar Gold vermutet hat.

Die zweite Hauptgruppe machen die basischen und ultrabasischen Gesteine aus. Offenbar hat die grössere Schwere Anlass gegeben, die Steine Fachleuten zuzuschicken. Kein grosser Unterschied in der Schwere besteht es zwischen ihnen und den in Finnland häufigen granitischen Gesteinen (spez. Gew. der Granite 2.6—2.7, das der Gesteine der Gabbro- und Peridotitklasse 2.85—3.5), aber er ist gross genug gewesen, um die Auf-

merksamkeit der betreffenden Einsender auf sich zu ziehen. Teilweise hat wohl die dunkle, zuweilen ganz schwarze Farbe der Steine dazu beigetragen, diese für »metallhaltiger« als gewöhnlich, in erster Linie für Eisenerze zu halten. Auch ein Teil der Steine dieser Gruppe enthält in gewisser Masse Eisenkiese, was gewiss ihre Besonderheit in den Augen des grossen Publikums gesteigert hat.

Erstaunlich gross ist die folgende Gruppe, die der granitischen Gesteine. Die Beschaffenheit der ihr zugehörigen Steine gibt kaum irgend welche Fingerzeige, aus welchem Grunde sie zur Untersuchung zugeschickt worden sind (ausser wenn sie etwas Kiesmineralien enthalten haben).

Die letzte grössere Gruppe besteht aus verschiedenen Rostbildungen, die man mit Recht als Eisenerze oder wenigstens als deren Anzeichen betrachtet hat.

Sonstige Steine liegen schon in verhältnismässig geringer Menge vor. Am meisten sind unter ihnen quarzreiche, zuweilen etwas kieshaltige Steine vertreten.

5.5 % der eingesandten Steine haben ausführlichere Untersuchungen und weitere Massnahmen erforderlich gemacht. Diese Steine sind mikroskopisch, bei Bedarf auch chemisch untersucht worden, von manchen hat man die Fundstätte aufgesucht, um die Verhältnisse an Ort und Stelle kennenzulernen, und zuweilen sind dann auch länger andauernde Untersuchungen notwendig geworden. Ein derartiges Ergebnis der Erzpropaganda hat als recht befriedigend zu gelten, um so mehr, als die zugeschickten Steine auch anderes als rein erzsucherisches Interesse zu bieten gehabt haben.

Auch ist es von eigenem Interesse, woher die Steine geschickt worden sind. Da man in den verschiedenen Teilen Finnlands im grossen ganzen gleichmässig Erzpropaganda getrieben hat, wäre vielleicht anzunehmen, dass auch die Proben in ungefähr gleich reichlicher Masse aus den verschiedenen Gegenden des Landes eingegangen wären. Das ist jedoch nicht der Fall, wie schon die Abb. 1 und 2 zeigen. In ihnen ist nach Kirchspielen die Anzahl der Proben angegeben, die 1886—1942 der Geologischen Forschungsanstalt bzw. 1941—1947 der A.-G. Malmikaivos zugeschickt worden sind.¹⁾

Bei gegenseitigem Vergleich der beiden Abbildungen sind unerwartet viele übereinstimmende Züge festzustellen. Obschon die Proben zu verschiedenen Zeitperioden an verschiedenen Erzsuchungsanstalten gesandt worden sind, sind dieselben im grossen ganzen aus denselben Gegenden gekommen. Das kann kein blosser Zufall sein. In beiden Karten heben sich besonders zwei dunkle Gebiete deutlich ab: Nordkarelien und eine schmale Zone, die sich aus den Gegenden von Iisalmi—Pielavesi längs

¹⁾ Der Sachverhalt könnte auch unter genauer Berücksichtigung der Bevölkerungsdichte dargestellt werden. Doch würde dadurch das Gesamtbild nicht wesentlich verändert, abgesehen vom nördlichsten Finnland, wo das Bild einen irreführenden dunklen Ton annähme.

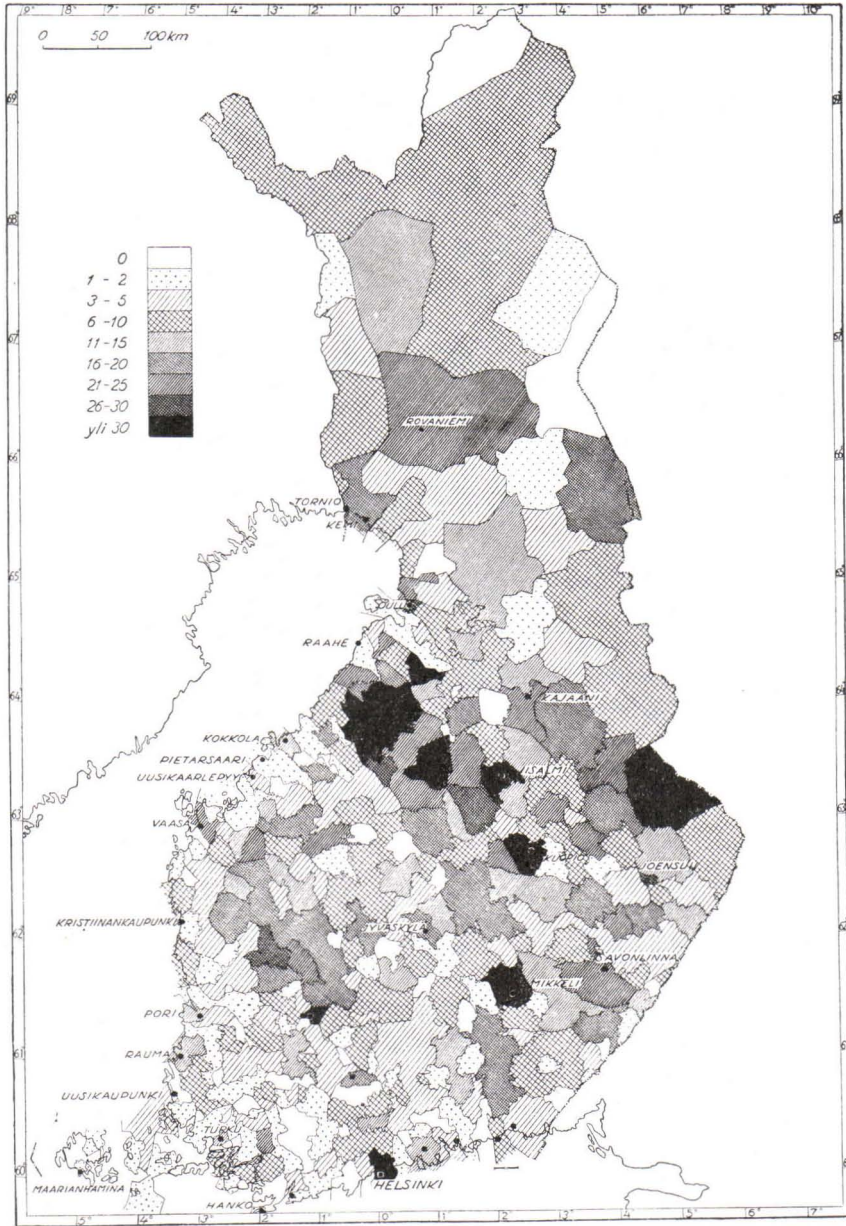


Abb. 1. Die Steinproben, die in den Jahren 1886—1942 aus verschiedenen Kirchspielen an die Geologische Forschungsanstalt eingesandt worden sind. Die Anzahl der Proben 4049. Die Karte ist nach dem von V. Pääkkönen zusammengestellten Material gezeichnet.

dem Fluss Kalajoki gegen Nordwest bis an die Küste des Bottnischen Meerbusens erstreckt. Desgleichen ist in beiden Karten ein von Süd-

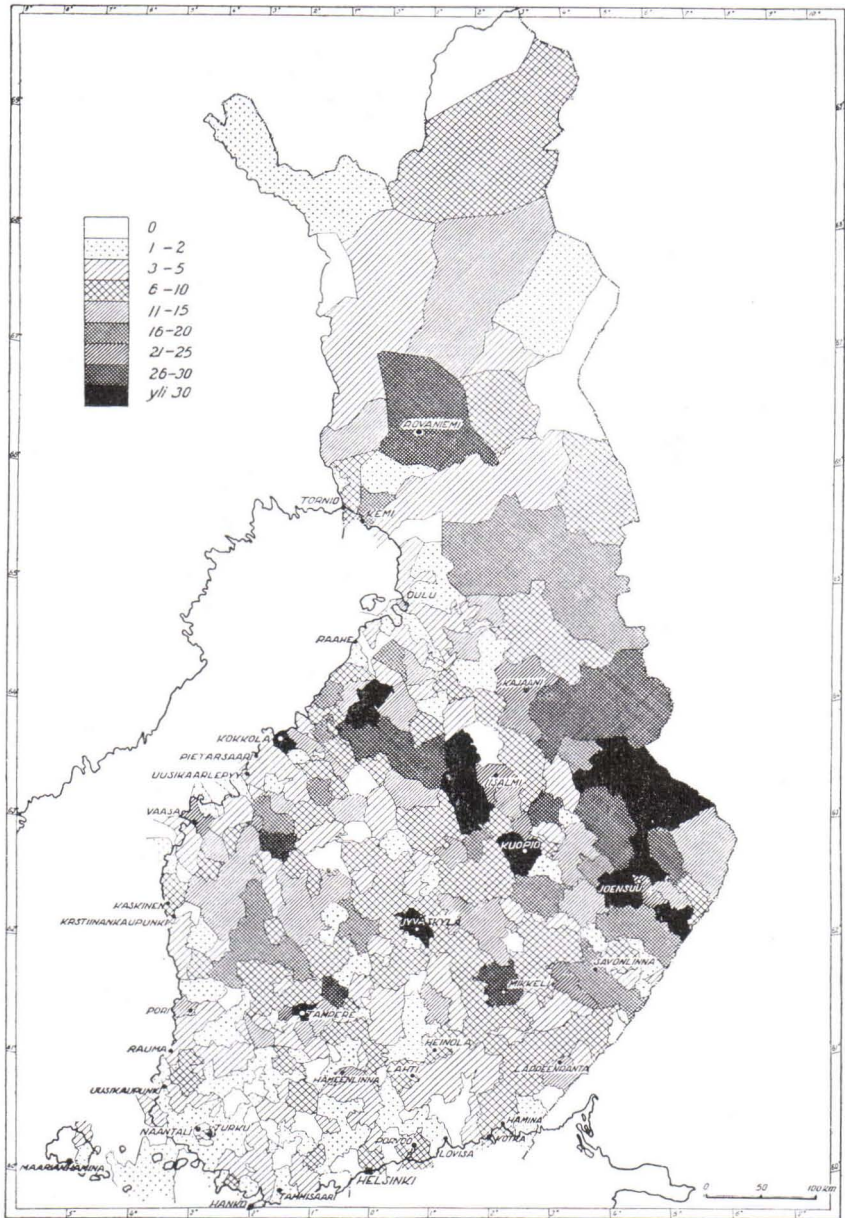


Abb. 2. Die Steinproben, die an die A.-G. Malmikaivos Osakeyhtiö aus verschiedenen Kirchspielen eingesandt worden sind. Die Anzahl der Proben 3471.

Ostbottnien gegen Tampere gerichteter dunklerer Bogen wahrzunehmen. Der ganze übrige Teil der südlichen Hälfte Finnlands ist dagegen, abgesehen von grösseren städtischen Ortschaften und einigen anderen kleineren Gebieten, auffallend hell geblieben.

Es ist klar, dass auf die Ungleichmässigkeit in der Einsendung der Steine mancherlei Umstände hingewirkt haben. Sie im einzelnen darzulegen, wird kaum möglich sein. Im allgemeinen kann festgestellt werden, dass die in den Karten hervortretenden dunkleren Gebiete, in denen das Interesse für Erzsuche, wie ein in Finnland weiter herumgekommener Erzsucher hat beobachten können, recht lebhaft ist, keine einheitlicheren oder besonderen geologischen Formationen vertreten. Ebensowenig sind es Gebiete, in denen Gesteine wie die oben dargestellten Volkssteine entweder im Felsgrunde oder in Geschieben irgendwie eine Sonderstellung einnehmen. Desgleichen scheint weder Gruben noch sonstigen Bergwerken an sich grössere Bedeutung als Förderer des Interesses im erzsucherischen Sinne zuzukommen.

Die eigentliche Ursache der obengenannten »Ungleichmässigkeit« ist vermutlich in der Bevölkerung der verschiedenen Gegenden zu suchen, in der Verschiedenheit ihres Charakters, ihrer Sitten, ihres Wohlstands usw. Es ist nicht zu verwundern, dass Steinproben verhältnismässig reichlich eingegangen sind aus Nordkarelien, dessen karge, für den Landbau weniger günstige Natur zur Beschaffung des Auskommens zu grösserer Beweglichkeit und auch zu engerer Berührung mit ihr zwingt als das wohlhabendere Südfinnland. — Ziemlich »unbegründet« erscheint das mittelostbottnische dunkle Gebiet. Weichen doch die Verhältnisse dort in keiner Beziehung schroffer von den in den Umgebungen herrschenden ab. Aber auch das bringt vielleicht seinerseits die Verschiedenheiten im Charakter der finnischen Volksstämme zum Ausdruck. Dieses Gebiet bezeichnet ziemlich genau die im 16. Jahrhundert von Bewohnern aus Savo besiedelte Gegend; Finnen gleichen Stammes zogen im übrigen im 17. Jahrhundert nach dem Frieden von Stolbowa auch nach Nordkarelien!

Jedenfalls lässt sich feststellen, dass die betriebene Erzpropaganda das Volk nicht gleichmässig erfasst hat. Die Propagandaarbeit ist also fortfahrend zu intensivieren, und wahrscheinlich hat sie auch neue Formen anzunehmen wenn man zu besseren Ergebnissen gelangen will.

Die als Erzpropaganda bezeichnete Tätigkeit hat sich, wie auch aus Obigem hervorgehen mag, gewissermassen zu einer Art Erzsuchmethode entwickelt. Zu ihren Gunsten hat man viel Arbeit aufgewandt, und sie hat beträchtliche Summen an Bargeld erfordert. In Anbetracht ihrer Entwicklung ist es meines Erachtens notwendig gewesen, die von ihr erzielten Ergebnisse etwas ausführlicher zu betrachten. Da auch Professor Sauramo in seiner bekannten Schrift »Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting« (Bull. Comm. géol. Finlande Nr. 67) der Erzpropaganda Aufmerksamkeit zugewandt und ihre Bedeutung betont hat, habe ich es als natürlich angesehen, in dieser ihm zugeeigneten Nummer der Schriftenreihe der Geologischen Gesellschaft einen Rückblick zu geben.

WOHER STAMMEN DIE LOSEN STEINBLÖCKE IM KÜSTEN- GEBIET DER STADT VAASA

VON

KARL MÖLDER

Während meiner geologischen Untersuchungen in den Jahren 1944—48 in Süd-Pohjanmaa erbot sich mir die Gelegenheit, Beobachtungen u. a. über die Verbreitung der in der Umgebung der Stadt Vaasa sowie auf der Küstenstrecke von Uusikaarlepyy bis Kristiinankaupunki am Bottnischen Meerbusen allgemein und reichlich, oft in grossen Haufen vorkommenden grossen Steinblöcke (Abb. 1) anzustellen.

Der Durchmesser der besagten losen Steinblöcke schwankt meistens zwischen 2—5 m, aber man findet auch über 10 m grosse Blöcke, wie z. B. derjenige bei Tukkar, der an Grösse sogar die daneben stehenden Häuser übertrifft. Einem ähnlichen Riesenblock bin ich auch etwa 1 km östlich der Kirche in Alahärmä begegnet.

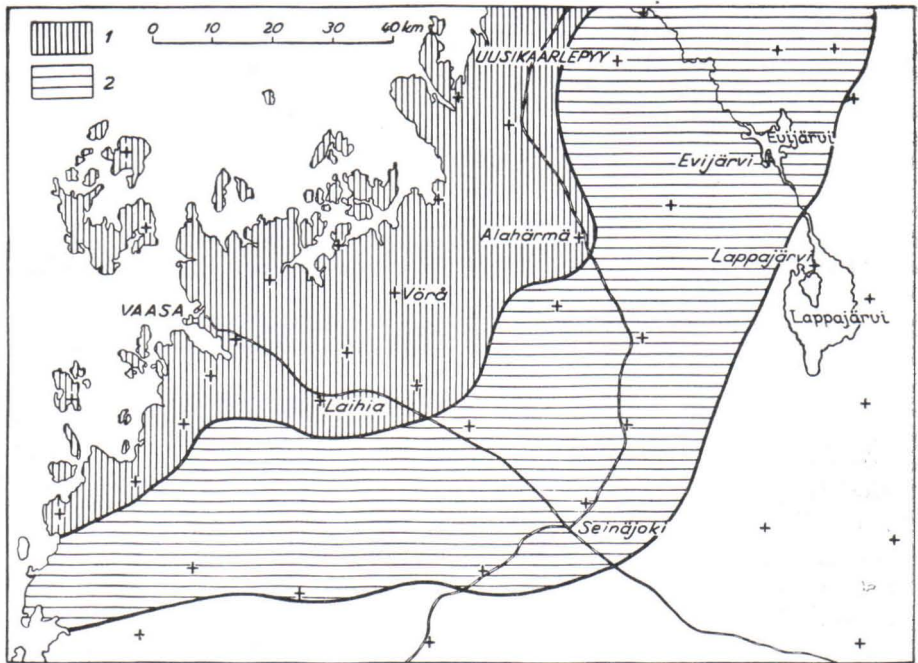


Abb. 1.

Aus der beigefügten Karte 1 ist zu ersehen, dass diese Steinblöcke und Steinhäufen ausschliesslich auf das Küstengebiet beschränkt sind. Nach dem Inland hin werden sie zusehends seltener und verschwinden schliesslich vollständig. Die Blöcke liegen gewöhnlich einzeln oder mitunter zu mehreren in der Nähe voneinander.

Nun fragt es sich, ob diese grossen Steine dem Nah- oder dem Ferngesehiebe angehören. Diese Frage ist von Leiviskä in einer Arbeit von 1907 in betreff der Ufergebiete Mittel-Pohjanmaas behandelt worden, und der Autor ist dabei zu dem Resultat gekommen, dass ein bedeutenderer Ferntransport nicht stattgefunden hat, sondern es liegen die Blöcke häufig sogar direkt auf dem Mutterfels und haben sich von der Abbruchstelle kaum weiter bewegt.

Ich habe nun diese Steinblöcke und Steinhäufen näher untersucht und habe finden können, dass sämtliche im Bereich der Karte 1 vorkom-



Karte 1. 1. Reichlich vorkommend, 2. Selten vorkommend.

menden grosse Blöcke Granitblöcke sind. Andere Gesteinsarten waren überhaupt nicht zu finden, und häufig lagen die Blöcke auf dem Mutterfels, von welchem sie einst auch losgelöst worden waren (Abb. 1). Mitunter konnte man Stellen finden, wo das Landeis die Blöcke nur zum Teil von ihrem Mutterfels abgetrennt hatte, der dann grosse Risse und Spalten aufwies (Abb. 2). Diese Stellen mögen einst eine geschütztere Lage besessen haben oder sind nur während einer kürzeren Zeit der Tätigkeit des Landeises ausgesetzt gewesen.

Wie erklärt sich nun der Umstand, dass die fraglichen Steinblöcke, wie aus Karte 1 hervorgeht, in der Gegend von Vaasa gerade auf das Ufergebiet konzentriert sind, landeinwärts aber allmählich verschwinden? Die Antwort gibt uns Karte 2. Dieselbe ist nach der Gesteinsartenkarte der Geologischen Landesanstalt so gezeichnet, dass alle Granite, Gneise und alkalischen Felsen zu je ihren Gruppen mit gemeinsamer Bezeichnung zusammengefasst worden sind (Laitakari 1942). Man sieht, dass das Gebiet des reichlichen Vorkommens der grossen Steinblöcke in



Abb. 2.

grossen Zügen mit der allgemeinen Verbreitung der Granite in der Umgebung der Stadt Vaasa zusammenfällt, wenngleich man ihnen auch, obwohl bedeutend spärlicher, noch im Bereich der Gneise begegnet. Diese Erscheinung hängt damit zusammen, dass im Granit grosse Risse und Spalten vorkommen, die dem Landeis dankbare Angriffspunkte dargeboten haben. So sind auch die innerhalb dieses Gebietes auftretenden grossen Blöcke durchgehends Granitblöcke. Ein Transport über weitere Strecken hat indessen nicht stattgefunden, und wie man aus Abb. 2 ersieht, liegen die Blöcke auf dem Mutterfels, von welchem sie ursprünglich auch losgelöst wurden. Häufig sind sie von dem Landeis nur einige Meter weiter weg verschleppt worden, manchmal wieder ist die zurückgelegte Strecke länger, einige hundert Meter in der Richtung der einstigen Landeisbewegung.

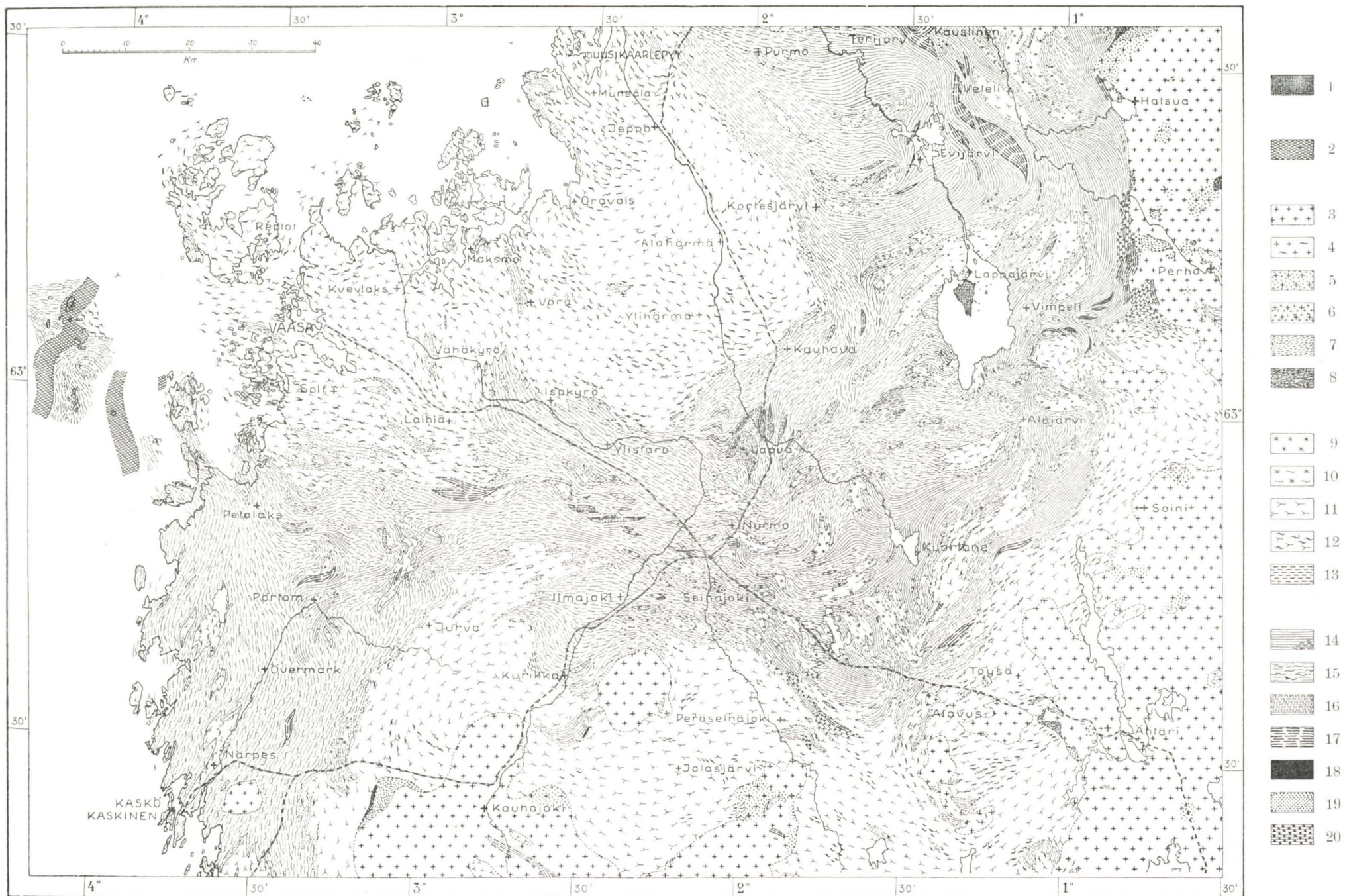
Warum aber begegnet man jenen grossen Felsblöcken auch im Gebiet des Gneisses? Untersucht man diese Frage näher, so sieht man, dass jene Blöcke wohl im Gneisgebiet vorkommen, stets aber in Gegenden, wo Granit im Felsgrund vorhanden ist, und es ergibt sich, dass sämtliche grossen Blöcke auch hier aus lauter Granit bestehen, während Gneis- oder andere Blöcke der fraglichen Grössenordnung nie festgestellt wurden. Dies erklärt sich ebenfalls durch die grössere Spaltbarkeit des Granits im Vergleich zum Gneis, in welchem keine derartige Spalten und Risse entstehen, die den Anlass zu der Entstehung von grossen Gneisblöcken geben könnten. Kleinere Blöcke hat das Landeis dagegen wohl auch aus diesem Gestein loszureissen vermocht.

Je weiter landeinwärts man kommt, desto seltener werden, wie erwähnt, die grossen Steinblöcke. Nun ist es interessant festzustellen, dass ost- und südwärts des Gneisgebietes, wo wieder der Granituntergrund zum Vorschein tritt, überhaupt keine grossen Steinblöcke mehr vorkommen (Karte 1 und 2). Wie ist diese Erscheinung zu erklären, dass jene Gebilde wohl im Ufergebiet, nicht aber im Inlande zu finden sind?

Die Antwort ist einigermaßen schwierig. Eine wahrscheinliche Erklärung wäre die, dass der Vaasa-Granit weit leichter als der Inlandgranit spaltbar ist, auch gehen die Spalten und Risse hier viel tiefer in den Grund hinein. Dies wiederum mag darauf zurückzuführen sein, dass im Vaasa-Granit häufig sogar bis faustgrosse Feldspatkristalle gefunden werden, die ihrerseits die Spaltbarkeit fördern. Ferner kann z. B. an die Möglichkeit gedacht werden, dass das Landeis bei seinem Vordringen eben hier, beim schroffen Aufstieg aus dem Becken des Bottnischen Meerbusens gegen das Granitgebiet von Vaasa, den grössten Widerstand gefunden hat.

LITERATURVERZEICHNIS

- LAITAKARI, A., 1942, Suomen geologinen yleiskartta. Lehti B 3. Vaasa. Suomen geologinen toimikunta.
 LEIVISKÄ, I., 1907, Über die Oberflächenbildungen Mittel-Ostbottniens und ihre Entstehung. Fennia 25, 2.
 SAKSELA, M., 1935, Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 110.



Karte 2.

1. Dacit, 2. Jotunische Olivindiabas, 3—8. Spätorogene Eruptivgesteine, 9—13. Synorogene Eruptivgesteine, 14—20. Suprakrustische Bildungen.

THE MICA OF THE MORO

BY

PENTTI ESKOLA

The disintegration of rapakivi has long been known to be mainly a mechanical process with little if any chemical weathering of the constituent minerals. The present writer has earlier (Eskola 1930 a, b) subjected the product of disintegration of rapakivi, the so-called moro, from the Laitila rapakivi area, to chemical analysis and compared this with another analysis of fresh rapakivi from the same locality immediately above the moro which, in the place in question, occurs as a layer beneath the fresh rock. The two analyses are practically identical except the percentages of alumina, iron oxides, and lime, which show the following figures:

	Fresh rapakivi	Moro
Al ₂ O ₃	13.22	12.79
Fe ₂ O ₃	0.64	1.92
FeO	3.74	2.16
CaO	2.27	1.68

These differences may be accounted for by assuming that a certain amount of anorthite had been leached away from the plagioclase and that a considerable part of ferrous oxide had been oxidized to ferric oxide during the disintegration. The iron oxides in the rapakivi are mainly contained in biotite and hornblende. It would seem probable that the FeO in the biotite should have been oxidized in the first place, but one could also have expected some loss of potash at the same time. The percentages of potash were 5.21 and 5.22 resp., or identical within the limits of possible analytical errors. As by far the greater part of potash in rapakivi is contained in the orthoclase which has remained perfectly unaltered at the disintegration, it seemed that a possible loss in the potash content of the biotite might well fail to show in the rock analyses, and it was deemed desirable that the mica of the moro be analyzed separately and compared with an analysis of mica from the fresh rapakivi.

It seemed apriori probable that the composition of the micas should show an appreciable difference, as their colours are decidedly different.

In the moro the biotite shines in yellowish brown like the biotite in rock surfaces used as fire places. It is that kind of mica which in common people's idiom is known as «cat gold» and of which still at present samples are frequently sent to the Geological Survey in the belief that it might contain gold or some other valuable metal.

I therefore separated by means of heavy solutions the biotite of fresh rapakivi from a specimen from Soukainen, Laitila, and the mica of the moro from the northern boundary of the parish of Laitila, or the same locality from which the sample for the analysis of 1930 had been collected.

The analyses gave the following results (1 and 2). For comparison I quote from W. Wahl (1925, p. 80) two old analyses, the only ones which ever seem to have been made of the rapakivi micas.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	32.53	34.72	32.73	39.45
TiO ₂	3.20	3.75	1.93	—
Al ₂ O ₃	12.09	11.09	13.49	9.27
Fe ₂ O ₃	22.00	6.12	15.41	35.78
FeO	12.16	28.96	23.39	1.45
MnO	0.40	0.45	0.84	2.54
MgO	2.47	2.44	1.77	3.29
CaO	0.68	0.79	—	0.31
Na ₂ O	0.46	0.53	0.48	—
K ₂ O	3.20	7.57	8.73	5.06
F	n. d.	0.27	—	0.29
V ₂ O ₅	n. d.	0.01	—	—
H ₂ O —	4.28	0.75	} 0.75	1.83
H ₂ O +	6.44	2.44		
	99.91	99.89	99.52	99.27
		— O for F 0.13		
		99.76		

1. Mica from the moro near the highroad at the northern boundary line of the parish of Laitila. Analyst Miss Elsa Ståhlberg.
2. Mica from fresh rapakivi from Soukainen, Laitila. Analyst Miss Elsa Ståhlberg.
3. Mica from rapakivi. Analyst H. Struwe.
4. Mica from rapakivi, Abborfors. Analyst Svanberg.

Wahl stresses the extremely high percentages of the oxides of iron and the relatively low percentages of alumina and magnesia. He assumes «ferri-muscovite» silicates in which the alumina of the normal muscovite is replaced by ferric oxide. He proposes for the rapakivi mica, in which the ferri-muscovite forms a considerable part, the special name «monrepite». The analysis of the rapakivi mica from Soukainen shows less Fe₂O₃ than analysis 3 of the rapakivi mica by Struwe,¹ but it confirms nevertheless Wahl's conclusion regarding the ferri-muscovite, as analysis 2 also cannot be accounted for by the now generally accepted mica structure without assuming a considerable replacement of alumina by ferric oxide. I shall

¹ In analysis 4 by Svanberg the determination of the ferric oxide may be erroneous. It shows anyway a remarkable analogy to greatly baueritized biotites, and it might well refer to a highly weathered rapakivi mica.

not, however, enter into a discussion of the constitution of the rapakivi micas in this place. Instead we turn our attention to the changes that have occurred in the mica during the crumbling of the rapakivi.

Analysis 1, representing the mica of the moro, shows a considerable similarity with analysis 3 of the monrepitic mica as regards the iron oxides and alumina, but a comparison with analysis 2, of the mica from fresh rapakivi from the same area and similar to the rapakivi above the moro of which analysis 1 was made, shows clearly that the oxide proportions of the mica of the moro can be derived from that of the fresh rapakivi simply by oxidation of greater part of the ferrous oxide, although about 3 percent of the total iron content appears to have been leached away. It might be expected from the analysis that this mica should be stained with free ferric oxide, but this is not the case. On the contrary, the mica of the moro, or the »cat gold», is clear, more translucent and much lighter in colour than the fresh mica.

Another difference appears in the percentages of potash which has decreased from 7.57 to 3.20 during the weathering. Loss of potash and iron oxides at weathering is the phenomenon known under the name of *baueritization*, first introduced by F. Rinne (1911). Analogous extraction of the cations from iron-rich micas can be achieved experimentally, as was found by O. Dreibrodt (1912) by treating fine-ground iron-rich biotite, or lepidomelane, from Brevig, Norway, with water containing carbonic acid at 30° C during several weeks, in one case during three months, or for a short time with concentrated hydrochloric acid. In the former case the resulting products were rather analogous to the natural bauerite, or the mica of the moro, whereas by treatment with hydrochloric acid all the cations could be gradually removed and the remaining hydrated silica nevertheless had the original micaceous crystal structure preserved. The process had some resemblance of artificial formation of vermiculites.

The baueritization is an exceedingly common phenomenon, as it takes place in all weathering biotite. Analogous leaching away of potash and iron oxides from biotite also occurs in hydrothermal alteration, as was observed by the present writer in laumontized granite and migmatite (P. Eskola 1935). An occurrence of laumontite had been found in the parish of Kuhmoinen in Central Finland where the feldspars and quartz of a migmatitic rock had completely altered into laumontite, and biotite alone had been left from the original rock but altered into a dull brownish variety deficient in potash when compared with fresh biotites.

In order to clear up all that has happened at the baueritization in the »cat gold» a detailed investigation of natural products of weathering as well as experiments in the laboratory will be needed. Of course the optic and other physical properties of the products and the concomitant changes in the cell dimensions and crystal structures must be studied. While the writer hopes some time to present some additional data on the »cat gold»,

he would like this time to stress the importance of baueritization as a source of potash for the plants in cultivated soils. V. M. Goldschmidt (1922) was the first to demonstrate the importance of biotite as a source of potash. From the data described above and from Dreibrodt's experiments it is quite clear that moro, or fine-ground rapakivi, or any other rock containing iron-rich biotite could furnish cultivated plants with their necessary potash for long times. It could even be questioned whether it were not profitable to extract biotite and use it directly as fertilizer, provided a suitable rock could be found containing great amounts of iron-rich biotite of the kind present in our rapakivi rocks.

Certainly related to the bauerite is the altered mica present in all clays, by the soil scientists called *hydromica*, or *illite*.

LITERATURE

- DREIBRODT, O., 1911. Inaugural-Dissertation. Leipzig 1912. Abstracted in N. JB. Min. etc. 1913. II, 24, and C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie II, 2, p. 725.
- ESKOLA, PENTTI, 1930 a. Rapakiven moroutumisesta. With a summary in English: On the disintegration of the Rapakivi. Terra.
- 1930 b. On the disintegration of rapakivi. Bull. Comm. géol. Finl. no. 92.
- 1935. Kuhmoisten zeoliittiesiintymä ja sen mahdollinen suhde Päijänteen murroslaaksoihin. Summary in English: An occurrence of zeolite in the parish of Kuhmoinen, Central Finland, and its possible relation to the fracture lines in the basin of Lake Päijänne. Terra.
- GOLDSCHMIDT, V. M. og JOHNSON, M. 1922. Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. Norges geol. Unders. 108.
- RINNE, F. 1911. Ber. math.-phys. Kl. Ges. Wissensch. Leipzig 63, 441. Abstracted in C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie II. 2, p. 725.
- WAHL, WALTER, 1925. Die Gesteine des Wiborger Rapakivigebietes. Fennia 45; no. 20.
-

G. BRANDER'S DATA OF THE LITTORINA SHORE-LINE IN NORTH AND MIDDLE OSTROBOTHNIA

COLLECTED BY

VEIKKO OKKO

INTRODUCTION

For several years of the last decade Gunnar Brander Ph. D. collected samples from the bottom layers of the Ostrobothnian peat bogs and examined their diatom flora. His purpose was to throw light on the retreat of the shore-line and to determine by aid of diatoms the highest limit of the Littorina Sea in Ostrobothnia. Gunnar Brander's heroic death on 11. 3. 1940 in the Winter War put an end to his work, but his material, which was later obtained by the Geological Survey of Finland, contains diatom analyses from many localities. They add to the knowledge about the location of the highest shore-line of the Littorina Sea in Ostrobothnia, from where earlier observations are comparatively few.

MATERIAL

Brander's material gives information about the diatom flora of 47 bogs and of 8 clay deposits. These points of observation are concentrated to the 10 localities along the NE coast of the Gulf of Bothnia between Tornionjoki and Lestijoki rivers (Fig. 1). Brander's field notes at the writer's disposal give the absolute heights and the stratigraphy of the observation points. Unfortunately, it is not always clear on which point the given figure of altitude is based. The observation points at Karunki, Kuivaniemi, Yli-Ii, Muhos, Vihanti, and on the river Lestijoki were levelled by Brander from the local fixed points. In the investigated areas at Pyhäjoki and at Sievi-Toholampi the heights are based on Backman's levelling and the 90 cm. correction made by Backman (Backman and Cleve-Euler 1937) is observed as regards the Pyhäjoki altitudes. The heights at Simo and Kestilä are based on Brander's notebook, where the heights are given with the accuracy of 10 cm. This proves that also these points were levelled from the fixed points.

The field notes furthermore state that the stratigraphy on the boring points is quite normal: the deep water sediments (so far as they exist) change through clay ooze into detritus ooze, which in its turn is covered with telmatic and terrestrial peat strata. The investigated bog basins have been separated one after the other from the sea and their stratigraphy does not show any marks of transgressions. Brander's samples and series of samples comprise mainly shallow water sediments lying close under peat, for which reason their diatom flora reflects circumstances during the isolation of the basins.

From the material a couple of notices have earlier been published concerning the *Campylodiscus clypeus* discoveries in the N part of the area (Backman 1935, Hyyppä 1936). According to them, *Clypeus* occurs at Karunki near Kaakamonvaara at the height of 97.2—97.8 m. above sea-level (Hyyppä 1936, p. 418), as well as in the N part of the parish of Simo at Onkilampi (15 km. N of Alakärppä) 100.5 m. above sea-level (Backman 1935, p. 3, Hyyppä 1936, p. 417).

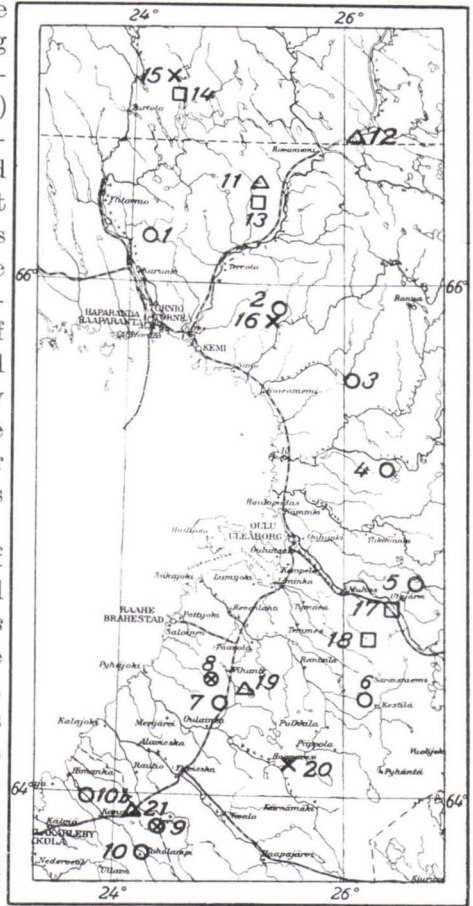


Fig. 1. Distribution of investigated localities. ○ Brander's, × Backman's, △ Hyyppä's, and □ Okko's observations. Numbers indicate text.

INVESTIGATION AREAS

1. The *Clypeus* occurrence at Karunki is situated at the bottom of the Korttovuoma bog in clay ooze. The threshold of the bog is 97.2 m. above sea-level. Besides *Clypeus*, the flora consists of the species *Caloneis subsalina*, *Campylodiscus clypeus* var. *bicostata*, *Mastogloia Brunii*, *Navicula humerosa*, and *Nitzschia tryblionella*.

2. In the N part of the parish of Simo, at the bottom of Lake Iso Kuivasjärvi (the threshold about 107 m. above sea-level) Brander found only fresh water diatoms. On the shore of the pond Onkilampi (the threshold 100.5 m. above sea-level) he found in ooze under a peat layer 100 cm.

thick a small lake diatom vegetation, which deeper down turned into a brackish water lagoon association. From it Brander determined *i. a.* the following species *Anomoeoneis sphaerophora* var. *sculpta*, *Campylodiscus clypeus* (130 and 190—270 cm. beneath the surface), *Diploneis Smithii*, *Mastogloia Braunii*, *Navicula humerosa*, *Surirella striatula*, and *Tropidoneis* sp.

3. The Kuivaniemi area is situated east of Lake Oijärvi. Near Välikoskenlampi (the threshold 106.5 m. above sea-level) Brander found again a small lake association, bordering here a clear fresh water *Arenaria*-flora (Sundelin 1917, Backman and Cleve-Euler 1922), whereas on the shore of the pond Kaakkurilampi (the threshold 103 m. above sea-level) at the changing zone of these associations there was found a couple of brackish water forms (*Navicula peregrina* and *Synedra pulchella*).

4. In the parish of Yli-Ii Brander analysed samples from the pond Koivulampi, to the south of the river Iijoki (the threshold 106.2 m. above sea-level), and such from the bog Peurasuo (the threshold 99.8 m.). In the pond Koivulampi the small lake diatom vegetation borders the *Arenaria*-flora, but in the bog Peurasuo there is between them a 10 cm. thick layer of ooze, in which also brackish water forms are found (*Diploneis Smithii*, *Mastogloia elliptica* var. *Dansei*, *Navicula peregrina*, and *Synedra pulchella*).

5. The Muhos area is situated in the E part of the parish to the SW of Lake Sanginjärvi and comprises 5 boring points, the thresholds of which are between 101.5—92.8 m. In three higher points (Uusisuo 4, the height 101.5 m., Pieni Karvasjärvi, the height 101 m., and Uusisuo 3, the height 97 m.) the *Arenaria*-flora changes direct into a small lake association. Only in the bog Uusisuo 2 (the threshold 95.5 m.) do also brackish water forms occur between them in an ooze layer 20 cm. thick. First there appear *Diploneis Smithii*, and *Synedra pulchella* and a little later *Gyrosigma distortum* var. *Parkeri*, *Mastogloia elliptica* var. *Dansei*, *Navicula peregrina*, *Nitzschia apiculata*, *N. tryblionella* and var. *victoriae*. The same succession is found in the diatom flora of Lake Ahvenjärvi (the threshold 92.8 m.). The bottom part of the deposit contains the species *Bacillaria paradoxa*, *Diploneis Smithii*, and *Synedra pulchella*. In ooze there then appear *Mastogloia Braunii* and *Nitzschia tryblionella* (at the depth of 295 cm.), *Mastogloia Smithii*, *Pleurosigma* sp., and *Tropidoneis* sp. (at the depth of 290 cm.). *Campylodiscus clypeus*, *Anomoeoneis sphaerophora* var. *sculpta*, and *Surirella striatula* occur at the depth of 285—275 cm. The changing of this lagoon flora into small lake vegetation takes place at the depth of 275—270 cm.

6. In the NW part of the parish of Kestilä Brander analysed the diatom flora in the ooze of the ponds Hoikkalampi (the threshold 93 m.) and Haisulampi (the threshold 89.5 m.). At the bottom of Hoikkalampi he found the diatoms *Nitzschia scalaris* and *N. tryblionella* at the depth

of 210—245 cm., whereas at the bottom of Haisulampi there appeared in clay ooze a *Clypeus* association.

7. Vihanti. At the bottom of the bog Rahkaneva (the threshold 97 m.), situated near Lake Leinosenlampi at Kilpua, a 50 cm. thick limnistic layer contains *Arenaria*-flora, where there is also found one brackish water species viz. *Mastogloia Braunii*. 10 cm. higher there occurs *Campylodiscus echeneis* and in the topmost part of the sediment also *Campylodiscus clypeus*.

8. The Pyhäjoki area, which Backman investigated earlier (Backman 1919, Backman and Cleve-Euler 1922) and where he levelled a series of ancient lakes, is situated in the east part of the parish. From Backman's ancient lakes Nos. 03, 05, 06, 07, 08, 10, 11, 12, 15, 20, 21, 23, and 25 as well from Lehtelä, Brander gathered new samples in the year 1935. Furthermore, he took a series of samples also on the shore of Lake Kivijärvi, so his material comprises 15 points of observation within a small area. Their altitudes range from 109.9 to 98 m. above sea-level.

At the highest observation point of the series, at Lehtelä, (the threshold of the basin 109.9 m.), under a 250 cm. thick peat deposit there are only fresh water sediments, the main part of which contains *Arenaria*-flora. The first species pointing to the stimulance of brackish water (*Caloneis amphisboena*, *Nitzschia tryblionella* var. *levidensis*, *Synedra pulchella*, and *S. tabulata*) occur in clay ooze at the bottom of ancient lake No. 10 (the threshold 107.2 m.) at the depth of 330—345 cm. The deposit is covered with small lake ooze and with a *Carex* peat layer measuring 300 cm in thickness. The brackish water flora of the same type is met with at the bottom of the ancient lakes Nos. 08, 11, 12, and 15 (the thresholds 107.2, 106.3, 105.9, and 105.5 m.). Ooze in the ancient lake No. 07 (the threshold 104.9 m.) contains already new species (*Diploneis Smithii*, *Mastogloia Braunii*, *M. elliptica* var. *Dansei*, *M. Smithii*, *Navicula peregrina*, and *Nitzschia scalaris*). After that *Nitzschia scalaris* rapidly becomes common and occurs in all the ancient lakes investigated in this area (Nos. 03, 05, 06, 20, 21, 23, 25), the thresholds of which lie lower than that of No. 07. *Campylodiscus clypeus* appears for the first time in the ooze of the ancient lake No. 25 (the threshold 101.1 m.). Also at the lowest observation point, on the shore of Lake Kivijärvi (the threshold of the basin 98—99 m.) Brander found *Clypeus* in fine detritus ooze under a 200 cm. thick peat stratum. The *Clypeus* flora consisted of *Anomoeoneis sphaerophora* var. *sculpta*, *Campylodiscus clypeus* var. *bicostata*, *C. echeneis*, *Diploneis Smithii*, *Nitzschia scalaris*, *N. punctata*, and *Surirella striatula*.

9. The Sievi—Toholampi area is situated in the vicinity of Ristilä and Lamu on both sides of the Eskola forest railway. Brander's material contains samples of 17 localities altogether, 13 of which are in Sievi and 4 in Toholampi. The threshold heights of the investigated bog basins vary from 111—94 meters above sea-level.

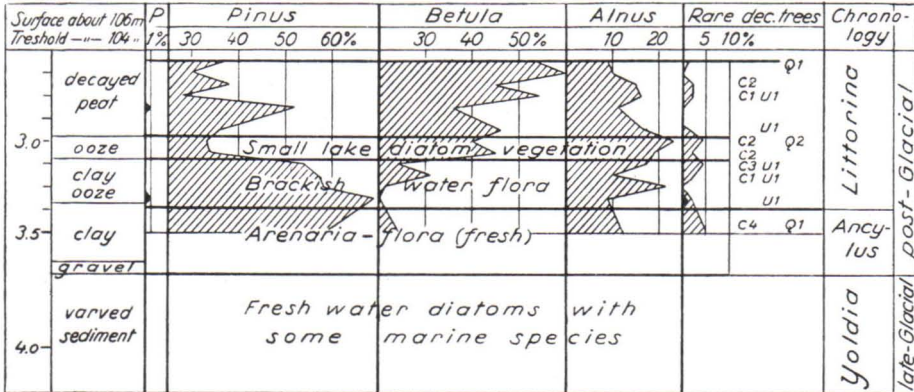


Fig. 2. Lowest part of the Sammakkojärvi profile, its analytical pollen diagram and diatom associations. In the column of rare deciduous trees C = *Corylus*, U = *Ulmus*, and Q = *Quercus*. The pollen occurrence of *Tilia* and those of *Picea* (in the left pollen column = P) are marked in black. Analysed by G. Brander. Dating (at right) has been made by the writer.

On the basis of the diatom associations the analysed material can be divided into three groups. The first of these is formed by the microflora of the observation points, the threshold heights of which range from 105 to 111 meters (Maansydämenneva 110—111 m., Ristilä 106.9 m., Tuoremaankankaan räme 106.5 m., Väärälampi 105.4 m., and Kanala 105 m.). In these bog basins the *Arenaria*-flora borders directly upon the small lake diatom association, so that the basins have been isolated from the Ancyclus Lake into small ponds, which have later paludificated.

At the observation points belonging to the second group (Sammakkojärvi about 104 m., Karhuneva 103.2 m., Lananneva about 103 m., Maunonsalon räme 101.1 m., and Pyöreäneva 101.0 m.) Brander found between the *Arenaria*-flora and the small lake association an ooze layer containing brackish water diatoms, which layer was proved by the pollen analysis made from the Sammakkojärvi profile (Fig. 2) to date from the Littorina period. The bottom part of this bog (375—420 cm.) consists of Yoldia Sea sediments, and the middle part (335—375 cm.) of Ancyclus Lake deposits, which are covered with the above-mentioned Littorina Sea strata. From it Brander determined *i. a.* the following species: *Anomoeneis sphaerophora*, *Bacillaria paradoxa*, *Gyrosigma distortum* var. *Parkeri*, *Navicula rhynchocephala*, *Na. peregrina* var. *Kefvingensis*, *Nitzschia hungarica*, *Nitryblionella*, and *Synedra pulchella*. At the bottom of the peat bog Maunonsalon räme there appear also *Diploneis Smithii*, *Mastogloia Braunii*, and *Navicula peregrina*. Of these *Mastogloia Braunii* is found in the sediment of the bog Pyöreäneva, too.

To the third group there belong the lowest bogs of the investigated area (Pihlajakankaan räme 100.5 m., Nevajärven neva 97.5 m., Ahvenlampi 97 m., and Vähälampi 94 m.). In the brackish water sediment found at their bottoms, there occur also *Clypeus*-flora (*Anomoeneis sphaerophora*

var. *sculpta*, *Campylodiscus clypeus*, and *Nitzschia scalaris*), the abundance of which species increases with lowering threshold altitudes.

Clypeus-flora is found also in the bog Järvineva at Rättyä, NW of Eskola (the threshold 88.9 m.), and in the bog Lummukkaneva, S of Eskola (the threshold 75.6 m.). The species of genera *Coscinodiscus*, *Grammatophora*, and *Rhabdonema* are lacking in this flora, and Brander found them for the first time in the bottom ooze of a bog in Lake Pirttijärvi in the parish of Kannus (the threshold 45.35 m.).

10. On the river Lestijoki Brander made borings at 11 localities, in order to determine the thickness and the stratigraphy of the sediment bed (Okko 1949). At the boring points he took series of samples, of which he was able to analyse the diatoms of eight profiles. Of these the boring places at Sykäräinen and Ahola (the former 66 km. from the mouth of the river Lestijoki, 114 m. above sea-level, and the latter 62 km. from the same place, 96 m. above sea-level) are situated over the Littorina Sea, as in both the Ancylus Lake sediment covering varved glacial clay borders an alluvial deposit containing fresh water diatoms. On the other hand, the profiles bored in Toholampi churchvillage, of which one is 92 m. and the other 75 m. above sea-level, contain a brackish water sediment over Ancylus clay, the diatom association of which is composed, besides of fresh water diatoms, of *Anomoeoneis sphaerophora* var. *sculpta*, *Campylodiscus clypeus* and var. *bicostata*, *C. echeneis*, *Diploneis Smithii*, and var. *rhombica*, *Mastogloia Braunii*, *M. elliptica* var. *Dansei*, *Navicula peregrina*, *Nitzschia navicularis*, *Ni. punctata*, *Ni. tryblionella* var. *ambigua* and var. *victoriae*, *Rhopalodia musculus*, *Surirella ovalis*, and *Synedra pulchella*.

Other boring points are situated at lower altitudes between Toholampi and the Gulf of Bothnia, for which reason they cannot be used in determining the highest limit of the Littorina Sea. Yet the diatom flora of the profiles gives a clear conception, how the Ancylus flora changed into that of the Littorina in a deep water body. Thus in the Pitkäsensuvanto profile at Kannus, No. 10b in Fig. 1, (10 km. from the mouth of the river Lestijoki, 28.2 m. above sea-level) at the depth of 700 cm. (Brander has no samples from a varved sediment situated deeper down) there occurs an almost 100 per cent *Melosira islandica* spp. *helvetica*-association (according to Brander an Ancylus Lake plankton species). Besides it, the sample contained only two fragments of *Coscinodiscus* sp. and of *Rhabdonema arcuatum*. At the depth of 650 cm. salt water species disappear and *Melosira islandica* is joined by another Ancylus Lake plankton species, *Stephanodiscus astraea*. The following analysed sample (600 cm.) has already another flora. The percentage of *Melosira islandica* spp. *helvetica* is now only 11 and instead of it there has appeared plenty (87 per cent) of salt and brackish water species of the genera *Coscinodiscus*, *Grammatophora*, *Hyalodiscus*, and *Rhabdonema*. The predominance of these Littorina Sea plankton forms continues then 3 meters upwards, as only in alluvial sand

at the depth of 250—300 cm. does the salt water flora change into a fresh water diatom association. It no longer gives evidence of a large, clear water body, but its diatom flora is characteristic of small lakes, ponds, and rivers. There belong to it *i. a.* *Eunotiae*, *Frustuliae*, *Gomphonemae*, *Melosira distans*, *M. italica* var. *valida*, *Pinnulariae*, and *Tetracyclae*.

SUMMARY

Brander's material indicates, how on the Ostrobothnian coast the changing of the Ancylus Lake into the Littorina Sea is reflected in the diatom flora of the sediments, deposited at that time 1. in small basins at the coastal zone, and 2. in deeper water.

1. The change of the diatom association in small basins, which were connected with the water body by shallow sounds, has taken place gradually. On the basis of the analysed material three phases can be noticed:

a. While the fresh water flora of the Ancylus Lake (= *Arenaria*-flora) prevails in some basins, there are in others situated at the corresponding height some brackish water species (first *Diploneis Smithii*, *Navicula peregrina*, and *Synedra pulchella*, and a little later *Mastogloia Braunii*),

b. The brackish water forms gradually become more common and their flora richer in species (several species of *Mastogloia*, *Navicula*, and *Nitzschia*) and such brackish water association spreads in all basins situated at the same altitude zone,

c. After the sea had retreated a few meters from the level where the brackish water forms became common, the *Clypeus*-flora appeared in the sediments (*Anomoeoneis sphaerophora* var. *sculpta*, *Campylodiscus clypeus*, *C. echeneis*, *Surirella striatula*, and *Campylodiscus clypeus* var. *bicostata* a little later than the others).

The arrival of the *Clypeus*-flora put an end to the transition phase, after which the water in the Littorina Sea in the sheltered coastal zone (such as the analysed bog basins represent) was brackish almost in the whole Littorina period. At the height of 45 m. Brander ascertained that the bottom ooze of the bog basin also contained salt water plankton forms.

2. In the diatom flora of the deep water sediments on the river Lestijoki the scarce Ancylus Lake plankton forms seem to change fairly radically into salt water plankton species. The salinity increases towards the end of the Littorina period.

The above-mentioned three phases; the fresh water *Arenaria*-flora, the brackish water flora, and the *Clypeus*-flora, are to be found at the following altitudes:

N:o	Investigation area	Discovery points and their threshold heights in meters		
		Lowest <i>Arenaria</i> -flora	Highest brackish water flora	Highest <i>Clypeus</i> flora
1	Karunki	—	—	Korttovuoma 97.2
2	Simo	Iso Kuivasjärvi about 107	—	Onkilampi 100.5
3	Kuivaniemi	Välikoskenlampi 106.5	Kaakkurilampi 103	—
4	Yli-Ii	Koivulampi 106.2	Peurasuo 99.8	—
5	Muhos	Uusisuo 3 97	Uusisuo 2 95.5	Ahvenjärvi 92.8
6	Kestilä	—	Hoikkalampi 93	Haisunlampi 89.5
7	Vihanti	—	—	Rahkaneva 97
8	Pyhäjoki	Lehtelä 109.9	Ancient lake No.10 107.2	Ancient lake No.25 101.1
9	Sievi—Toholampi	Kanala 105	Sammakkojärvi about 104	Pihlajakankaan räme 100.5
10	Lestijoki	Ahola, Toholampi 96	—	Toholampi churchvillage 92

The level where the water of the Ancylus Lake turned brackish is situated at Simo under about 107 m., at Kuivaniemi between 106.5—103 m., at Yli-Ii between 106.2—99.8 m., at Muhos between 97—95.5 m., at Kestilä above 93 m., at Pyhäjoki between 109.9—107.2 m., at Sievi—Toholampi between 105 — about 104 m., and at Toholampi between 96—92 m.

The *Clypeus* limit remaining under the former zone is pressed between the highest *Clypeus* discovery and the lowest observation point, which contains brackish water flora (without *Clypeus*), as follows: at Karunki above 97.2 m., at Simo above 100.5 m., at Kuivaniemi under 103 m., at Yli-Ii under 99.8 m., at Muhos between 95.5—92.8 m., at Kestilä between 93—89.5 m., at Vihanti above 97 m., at Pyhäjoki between 102.5 (ancient lake No. 03) — 101.1 m., at Sievi—Toholampi between 101 (Pyöreäneva at Sievi) — 100.5 m., and at Toholampi churchvillage above 92 m.

COMPARISON OF RESULTS

According to Brander's material, the change of the Ancylus Lake into the Littorina Sea is reflected in the Ostrobothnian bog basins in the succession of the similar diatom associations, as has earlier been described elsewhere in the circle of the Baltic (Hyypä 1938, Munthe 1940). Salinity, however, was then weaker than was the case nearer to the sounds connecting the Baltic with the ocean. On the open coasts the share of plankton forms is also here bigger than Brander's material indicates (Okko 1948).

In deep water sediments the change of plankton forms from fresh water species into brackish and salt water ones occurs, according to Brander's observations, rather sharply. The same succession is to be found at Oulujoki (Sauramo 1938), at Kannus (Salmi 1948) as well as in South Ostrobothnia (Mölder 1946, Salmi 1948), whereas in Middle Ostrobothnia, at Ruukki, the water had a slight salinity already in the Ancylus period (Salmi 1944). This statement is, however, not supported by Brander's material, where the Ancylus Lake sediments mostly contain a fresh water diatom flora.

The heights given by Brander agree fairly well with other observations. As regards the northern part of the area, this is proved by Hyypä (1936) as well as by a few later observations, according to which the *Clypeus*-flora is found in Lake Pisajärvi at 75 m. (in Fig. 1 No. 13, whereas No. 11 Louvejärvi and No. 12 Olkkajärvi point to Hyypä's material), in the bog Lankosuo west of Lake Lankojärvi (No. 14) at 80.0 m, and in the pond Saukkoriipi 16 km. east of Pello (No. 15) at 84.5 m. (levelled by the writer). The Simo, Kuivaniemi and Yli-Ii observations can only be compared to Backman's information that the *Clypeus* association found in the pond Mustakummunlampi No. 16 at Simo (Backman and Cleve-Euler 1922) is situated in a basin, the threshold height of which is 94.4 m. (Backman 1935). Brander's discovery raises this minimum value of the Littorina Sea limit 6 m. higher.

Brander's information about the Littorina Sea limit at Muhos agrees with the writer's observations (presented in a lecture in 1946), according to which the shore near the bog Ruostesuo at Utajärvi (No. 17) 93.5 m. above sea-level and the delta, which is situated at the same altitude on the river Muhosjoki at Kylmälä (No. 18), have been formed at the beginning of the Littorina Sea stage.

The *Clypeus* discovery made at Kilpua in the parish of Vihanti fully agrees with Brander's observations at Pyhäjoki, but is located 4 m. higher than the shore formation at Alpua (No. 19), which has been considered as the Littorina shore (Hyypä 1948). At the bottom of the drained Lake Alpuanjärvi, which is situated some meters lower than the above-mentioned shore, the writer has found a *Clypeus* association.

In the Pyhäjoki area according to earlier observations (Backman and Cleve-Euler 1922) there occurs at the bottom of ancient lake No. 05 a brackish water Littorina Sea diatom association, which is lacking already in the ancient lake at Lehtelä. The threshold heights of these points are as revised (Backman and Cleve-Euler 1937) about 102.9 and 109.9 m. and depending on them the Littorina Sea limit has been placed at the height of about 106 m. at Pyhäjoki. On the basis of Brander's material brackish water has, however, extended still higher or between the altitudes of 109.9 and 107.2 m.

From the Sievi—Toholampi area, too, Astrid Cleve-Euler and Brander have analysed samples, which are partly taken from the same basins. According to Backman (Backman and Cleve-Euler 1922), the Littorina Sea limit is situated in this area 104 m. above sea-level. This value is based on the fact that from the sample taken from the bog Lananneva, Sievi (the threshold about 103 m.) Astrid Cleve-Euler determined diatoms (*i. a.* several *Clypeus*-fragments) considered by her as belonging to the Littorina flora, whereas in the basins, the threshold heights of which are 105 and 111 m., this flora was already lacking. According to Brander's material the brackish water forms are also lacking between the heights

of 105 and 111 m., as the first indications of marine influence appear in the basins of Lake Sammakkojärvi (about 104 m.), the bog Karhuneva (103.2 m.), and the bog Lananneva (about 103 m.). From his Lananneva profile Brander analysed eight samples. The three highest samples contained a small lake diatom association and the lowest a *Gyrosigma attenuatum-Eunotia Clevei*-flora. Between these associations there could be noticed only a weak stimulance of brackish water, but without any *Clypeus*. As Brander did not find *Clypeus* even in the bog Maunonsalon räme (101.1 m.) nor in the bog Pyöreäneva (101.0 m.), Backman's Lananneva discovery is not supported by Brander's material, according to which the *Clypeus* limit is pressed between 100.5—101 m. at Sievi. This height agrees better with the Pyhäjoki observations, as at Sievi the *Clypeus* limit should be lower than at Pyhäjoki, because the former is situated on the lower iso-bases of land upheaval. For the same reason it is natural that the *Clypeus* limit descends on the boundary of Haapavesi and Kärämäki parishes (No. 20 in Fig. 1) as far as 95 m. (Backman and Cleve-Euler 1937), at Toholampi to 96—92 m., and at Kestilä to 93—89.5 m.

The shore formations at Eskolä (No. 21), which are situated beneath the altitude of 100 meters and the lowest of which contain brackish water diatoms (Okko 1949), are as to their heights to be connected with the Littorina Sea limit of the Sievi—Toholampi area. These, like the shore formations at Vihanti and Ruostesuo, indicate that in the investigated area there can be found also ancient shores belonging to the first stages of the Littorina Sea.

REFERENCES

- BACKMAN, A. L., 1919, Torvmarksundersökningar i Mellersta Österbotten. Acta forestalia fennica 12.
 — und CLEVE-EULER, ASTRID, 1922, Die fossile Diatomeenflora in Österbotten. Acta forestalia fennica 22.
 — 1935, Berichtigung zur Clypeusgrenze in Simo und Kärämäki. Soc. Scient. Fennica. Comm. Biol. V, 2.
 — och CLEVE-EULER, ASTRID, 1937, Om Litorinagränsen i Haapavesi och diatomacéfloran på Suomenselkä. Acta Soc. pro Fauna et Flora Fenn. 60.
 HYYPÄ, ESA, 1936, Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 115.
 — 1937, Post-Glacial Changes of Shore-line in South Finland. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 120.
 — 1948, Tracing the Source of the Pyrite Stones from Vihanti on the Basis of Glacial Geology. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 142.
 MUNTHE, HENR., 1940, Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. K. Sv. Vet.-Akad. Handl., Ser. 3, Bd. 19.
 MÖLDER, KARL, 1946, Zwei Tonprofile aus Süd-Pohjanmaa. Bull. Cmmo. géol. Finl. N:o 138.

- OKKO, VEIKKO, 1948, On the Origin of the Alavieska Pyrite Boulder. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 142.
- 1949, The General Geological Map of Finland. Sheet B 4, Kokkola, Explanation to the map of surficial deposits. Geological Survey of Finland.
- SALMI, MARTTI, 1944, Ein Seehundfund aus Ruukki und die Salzwasserkonzentrationschwankungen des Wassers in dieser Gegend während der Postglazialzeit auf Grund der fossilen Diatomeenfloren. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 132.
- 1948, Zwei subfossile Tierknochenfunde aus Pohjanmaa. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 142.
- SAURAMO, MATTI, 1938, Ein harpunierter Seehund aus dem Litorinat Nordfinnlands. Quartär, Bd. I, Berlin.
- SUNDELIN, U., 1917, Fornsjöstudier inom Stångåns och Svartåns vattenområden. Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 15.

SOME MORPHOLOGICAL DETAILS OF THE ROCHES MOUTONNÉES IN THE ARCHIPELAGO OF SW FINLAND

BY

NILS EDELMAN

During the last two summers I have, besides the specific geological surveying in the parishes of Dragsfjärd and Hitis in the archipelago of SW Finland, made some observations, which perhaps may be of importance to our knowledge of the quaternary morphology and geology. The glacial erosion has in some degree rejuvenated the morphology of the Finnish peneplain and the Ice age has also at least to some extent regenerated the movements of the earth crust. Because the uplift of the crust has varying speed in different areas (8, p. 68), it is to be expected, that we somewhere shall find arguments for such postglacial movements.

On the NW shore of the island Linjen in the parish of Dragsfjärd I found on a roche moutonnée two faults, between which a block had sunk more in relation to the W block than to the NE block. Because the surface of the roche moutonnée has been formed during the Ice age, the movements along the faults are necessarily postglacial (Fig. 1). Fig. 2 shows



Fig. 1. Postglacial fault on the W side of a sunken block. The hammer-handle is directed towards N as in all photos. NW shore. Linjen island, Dragsfjärd parish.



Fig. 2. Glacial fault, strike 170° , striae 150° . The fault scarp is polished. SW part, Lambholm island, Hitis parish.

a fault in the island Lambholm in Hitis parish. The fault scarp is in this case, contrary to the one first mentioned, polished, and therefore the faulting has obviously taken place during the Ice age. Then the ice or perhaps the meltwater streams have had opportunity to polish this surface. The possibility of the polishing having been made by the sea waves seems less likely, *i. a.* owing to the relatively sheltered position of the fault scarp.

Having once had my eyes opened to these polished fault scarps, I

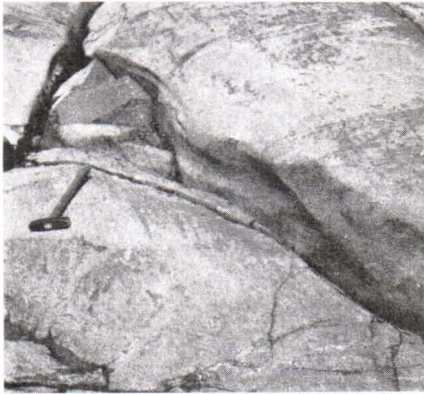


Fig. 3. Excavated sinuous escarpment or groove. The edge is sharp and the facet finely polished, where it forms lee side, but rounded and roughly polished, where it forms stoss side. Close to the escarpment the indistinct striae curve almost along it. Rocky islet 1.4 km W of the island Met-skär, Hitis parish.



Fig. 4. Excavated escarpment with the profile typical of the vertical facets. The edge is, however, rounded at this place, further away it is sharp. Strike 160° , striae 150° , consequently lee side. Kalholm island, Hitis parish.

thought to find such in nearly every islet. A closer examination, however, elucidated, that the main part of these polished escarpments had not originated through faulting but through quarrying by the ice. K. E. Sahlström has used the name »sidoärr», side scars, for such erosion forms (7, pp. 25—28). Similar scars arise also, when a thin rock splinter has been split away from a roche moutonnée. Erik Ljungner has termed such scars »Muschelbruch», mussel fractures (6, p. 272). Figs. 3—5 show different types of such polished scars or facets as we may term them. It is characteristic, that the facets always have been sheltered from the direct ice movement — they have been lee sides — and that they are finely polished, while the stoss sides are roughly polished. Furthermore on the proximal stoss side the facets border a sharp edge, while they in the distal direction gradually turn to roughly polished stoss sides (Fig. 7). The first of the two types of these polished facets consists of vertical or steep escarpments forming a small angle with the glacial striae, while the edge angle, the angle between the facet and the stoss side, varies about 90° (Figs. 3 and 4). The edge angle of the second type, the mussel fracture, is nearly 170° and the facet edge is often at right angles to the striae

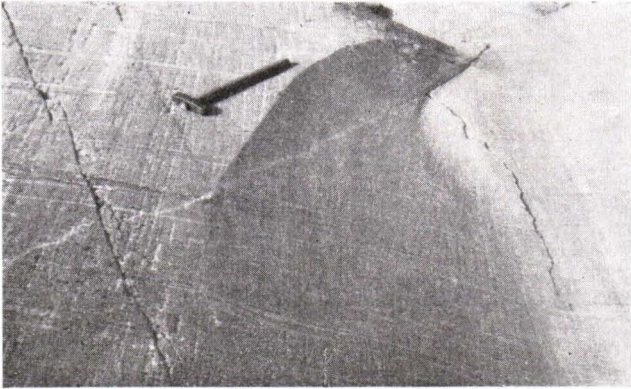


Fig. 5. Facet, finely polished mussel scar. A bundle of glacial striae disperses in fan-shape from the N end of the facet edge. NW shore, Handholm island, Hitis parish.

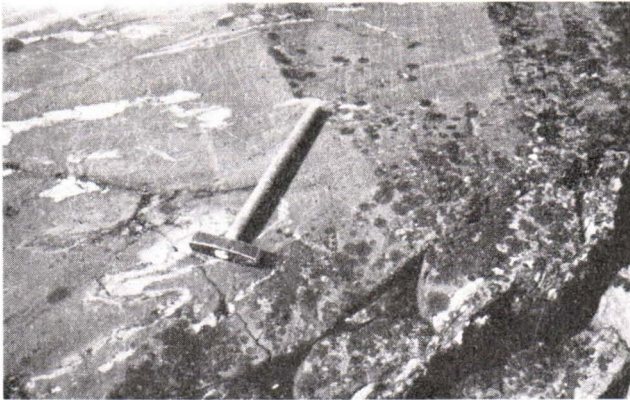


Fig. 6. Finely polished facet (on the left-hand side) and roughly polished stoss side. Notice the lichens on the stoss side. Striae: on the stoss side 160° , on the facet 10° , 170° and 140° . The facet is probably an older stoss side. NW shore, Holma island, Hitis parish

(Figs. 5 and 6). In Fig. 6 the facet probably is the surface of an older roche moutonnée, because older striae are visible on the facet. There are many transitions between these two types, as well as combinations with facets of the later type on facets of the former.

In order to get a better outline of the problem, we may recapitulate what we know about these polished facets:

- 1) The facets are glacial lee sides.
- 2) The facets have a sharp edge against the proximal stoss side, but they turn gradually to the distal stoss side.
- 3) The facets are conspicuously more finely polished than the stoss sides and therefore usually free from lichens.

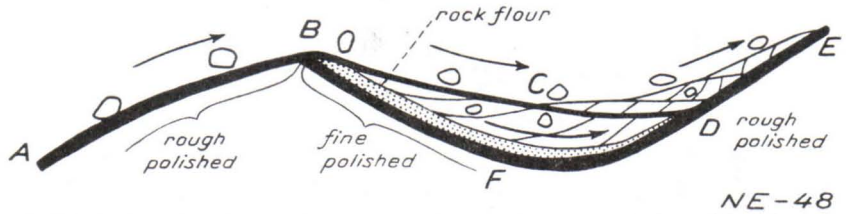


Fig. 7. Schematic through section showing the origin of the finely polished facets. The arrows show the movements of the ice. The main movement takes place along the stoss sides AB and DE and the shear surface BCD. Behind the facet edge B the ice is pressed downwards, until a lamina BC is cut off. Lamina after lamina is pressed down and this causes a secondary ice movement along the facet BFD. The main ice stream follows the shear surface uppermost for the time. Laminae CD are again worn away from the secondary stream by the main stream at D. The fine rock flour originated by the grinding on the stoss side is pressed beneath the secondary ice stream. A possible melting process just above the rock moutonnée has probably washed out the finest material and deposited it too on the facet. The facet is in some degree sheltered against the coarser till material by the layer of rock flour, which causes the fine polishing of the facet.

4) The angle between the facet plane and the striae on the stoss side is small, being often about 10° .

5) The glacial striae on the facets have often a strike different from that of the striae on the stoss sides.

The positions of the facets in relation to the movements of the ice as well as the striae on them prove their glacial origin. Streams of melt-water and waves cannot cause such striae and moreover they have not been able to choose for their polishing work such surfaces, which form a certain angle to the former ice movement. Ljungner has observed the same difference in polishing between the lee and the stoss sides in the islets of the Swedish Skagerrack coast (6, pp. 411—414). He explains this as a result of the difference in friction or in other words in pressure on the different surfaces. But that cannot be the only cause, scarcely even the most important one, because some facets dip against the movement and are nevertheless finely polished. Furthermore it is difficult to understand, that the difference in pressure on two surfaces, which form an angle of 170° with each other, can be of crucial importance to the fineness of the polishing, whereas the coarseness of the polishing material may influence it (5, p. 65). We cannot with a rough rasp file a surface glossy smooth, irrespective of how weak stress we use. Similarly, the ice cannot with a till rich in stones and boulders have polished these facets. The phenomenon may simplest be explained in the following way. The main part of the ice has slid along the stoss side and continued along a shear surface in the ice behind the facet edge, it has figuratively speaking jumped over the facet. Only the fine rock flour, formed by the crushing on the stoss side, has been squeezed between the facet and the ice behind the edge (Fig. 7). It has in some degree sheltered the facet against the coarser till material, which has not had equal possibilities of touching the facet. It is probable, that also a melting process takes place in the ice moving

over a *roche moutonnée* and that the meltwater washes out the finest material and deposits it behind the facet edge (1, p. 59).

The ice has of course in some measure sunk behind the edge and finally a new shear surface has formed above the older one. The process has continued in this way and lamina after lamina of the ice has been cut away from below. This has caused a secondary movement of the ice along the facet, while the main part of the ice has slid along the shear surface uppermost for the time being. This secondary motion has polished the facet with the rock flour. Where the facet further away in the distal direction curves upwards, the secondary ice stream rises, until it reaches the shear surface. There the main ice stream again tears away lamina after lamina of the rising secondary stream (Fig. 7).

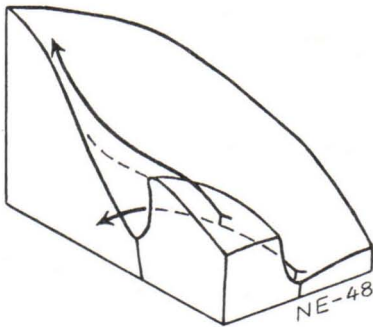


Fig. 8. Block stereogram showing the movements of the ice near a polished escarpment. The main stream slides along the stoss sides and over the secondary ice stream, which slips behind the facet. The arrows show the movements. The streams touch each other along a shear zone (dashed line). The main stream drags with it the uppermost layers of the secondary stream. The erosion is therefore of less rate on the upper part of the facet causing the characteristic profile.

Close to the steep facets a secondary ice stream has moved too, while the main stream has glided out over the facet edge (Fig. 8). Max Demorest has described similar phenomena in Clements Glacier in America (3, pp. 713—715). While the two ice streams in the above mentioned case had the same strike, they have here different strikes. As the main stream slid over the facet edge, it of course dragged with it the uppermost layers of the secondary ice stream. Just behind the facet edge a stress minimum has therefore been formed and the rate of erosion has there become less than lower down (Figs. 4 and 8). In Fig. 3 we furthermore see, that the sinuous escarpment has a sharp edge, where it forms lee side, but a rounded edge, where it forms stoss side. It is probably due to a local curve of the ice stream, that the edge in Fig. 4 is rounded as on the stoss sides, although the profile is typical of lee sides. Further away from the camera the edge is sharp angled.

The above mentioned instances show, that small unevennesses in the topography are able to cause secondary ice streams. Besides, a gorge some metres wide and two metres deep on the W shore of the island N Furuholm in the parish of Hitis may be mentioned. The glacial striae in this gorge are almost at right angles to the striae on the *roche moutonnée* above. In Fig. 5 we see a similar phenomenon, but here only a low

facet edge has deflected the secondary ice stream. Behind the edge a bundle of striae is dispersed in fan-shape. These examples evidently show, how the microrelief may influence the movements of the ice and how crossing striae may originate too, two facts worth attention in examination of glacial striae.

If we, again, want to study the vertical movements of the ice or perhaps more correctly of the boulders in the ice, we may examine the striae



Fig. 9. Glacial striae on a vertical escarpment, which is parallel with the strike of the striae. The striae dip 20° NW, 0° and 10° SE, while the floor dips 10° NW. No stria is parallel with the floor. Islet 70 m W of Hästklöbb, Hitis parish.

dipping 20° NW, 0° and 10° SE are parallel with the floor dipping 10° NW. At least the boulders but probably also the ice have moved partly obliquely downwards against the floor, partly obliquely upwards from it, a movement similar to that taking place on much greater scale within glaciers in general (2, pp. 40—43). Hans Carol has studied the ice moving

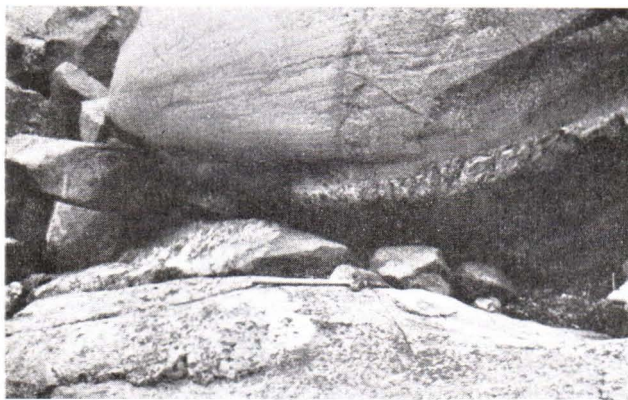


Fig. 10. Excavated sheet joint. There are on the hanging wall striae as well as finely polished facets, which shows an upwards directed stress. The origin is at least partly glacial. Islet 50 m E of the island Örö close to the bay Gäten, Hitis parish.

on such vertical escarpments, which are parallel with the strike of the striae. In this case we are in rather high degree justified in disregarding deflections and projection questions, which we are obliged to take into consideration on surfaces with another strike or dip. Because such escarpments are rare, my observations are too few to give a complete conception of the vertical move-

ments. However, we may say, that the striae often are parallel with the floor. But in Fig. 9 we see crossing striae on a vertical surface. It is remarkable, that none of the striae

dipping 20° NW, 0° and 10° SE are parallel with the floor dipping 10° NW. At least the boulders but probably also the ice have moved partly obliquely downwards against the floor, partly obliquely upwards from it, a movement similar to that taking place on much greater scale within glaciers in general (2, pp. 40—43). Hans Carol has studied the ice moving over roches moutonnées and his observations may perhaps explain, why there are not in our case striae parallel with the floor. He mentions, that the ice moving upwards along (parallel with) the stoss side becomes plastic and then the stress changes into hydrostatic pressure, which is not able to cause striae, because the stone

»becomes practically a floating body» (1, pp. 58—59).

Fig. 10 shows an instance of an upwards directed stress. There are on the hanging wall of the open, nearly horizontal sheet joint glacial striae as well as polished facets. This example shows, that the ice is able to abrade excavations similar to the wave-cut notches or at least to transform pre-existing horizontal cavities.

If an ice sheet is thick enough, the pressure in the basal layer is hydrostatic. Demorest has also observed, that the ice descending over a step fairly exactly follows the floor (3, pp. 703—707). The polished facets show, on the contrary, that the ice jumps over small un-

evennesses of the floor. These facts are not so conflicting, as they at first seem to be. If we in Fig. 7 examine the movements of the boulders or stones in the secondary ice stream, we find that their course fairly exactly follows the facet. It is properly only a difference in dimensions between the plastic movement and the shear. Furthermore, the plasticity of the ice depends in very great extent also on the till content of the ice.

Another interesting erosion form was found in the peninsula Kakskielaklobb. Some nearly 2 metres long straight ridges rise over the surface of a limestone layer (Fig. 11). The N end of every ridge is a skarn knob and from it the ridge starts and sinks so, that it finally coincides with the flat surface of the surrounding limestone. Because these limestone ridges are parallel with the glacial striae, which are also visible on the surface of the limestone, it seems likely, that the skarn knobs have sheltered the limestone lying behind them from erosion. We may also say, that the knobs have scratched striae in the basal surface of the moving ice and that the ridges are casts of these striae. But the streamlined ridges may also be compared with the drumlins.

The silicate knobs and layers, however, usually rise over the surface of the limestone without any signs of streamlined ridges behind. The immediate explanation is, that the solution of the limestone is of post-glacial age, as Pentti Eskola thinks (4), but the conditions in a limestone layer on the N shore of the peninsula Skeppsholm are difficult to interpret in this way. Knobs and layers of silicates as well as the country rock rise 4—10 cm over the surface of the limestone. Because there are glacial striae on the surface of the limestone, the difference in height cannot be of postglacial age. A peculiar facet on the contact edge of the country



Fig. 11. Ridges parallel with the glacial striae, rising above the surface of a limestone layer. The N ends of the ridges are skarn knobs. Peninsula Kakskielaklobb, Hitis parish.

rock on the S side of the layer indicates also a solution before the Ice age (Fig. 12). The facet shows, that the ice has moved along the dotted line. It is the question, whether during the Ice age the hatched triangle below the dotted line has consisted of limestone or of frozen till. The first-mentioned possibility is less probable, because we must then suppose a very peculiar solution phenomenon, which has predominantly affected the contact, leaving the central part of the layer practically intact. Therefore it seems to be more likely that this triangle has consisted of frozen till and that the layer has been dissolved to this depth even before the Ice age. Another observation, which, however, must be checked, is that the limestone layers on glacial lee sides usually are more deeply dissolved than the layers on the stoss sides, where the ice has had better opportunities to abrade the country rock to the same level as the limestone, and sometimes has even begun to wear the limestone (Fig. 11). This indicates also, that the difference in level is older than the Ice age.

A similar phenomenon occurs on the island Bärskär. A roche moutonnée of gneissose granite is cut almost at right angles to the glacial striae by an amphibolite dike. On the moderately steep shore the surface of the dike lies about 2 cm below the surface of the granite, while both rocks are at the same level on the horizontal upper part of the roche moutonnée (Fig. 13). The most probable explanation seems also in this case to be, that the dike has been more deeply weathered than the granite before the Ice age and that the ice has not had time to abrade the granite on the declining shore as much as on the horizontal surface.

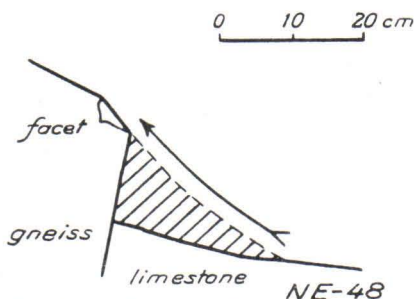


Fig. 12. Profile of the S contact of a limestone layer. The edge of the gneiss is polished to a facet. The arrow shows the movement of the ice along the dotted line. There are in the central part of the layer glacial striae. Skeppsholm peninsula, Hitis parish. Sketch after photo.

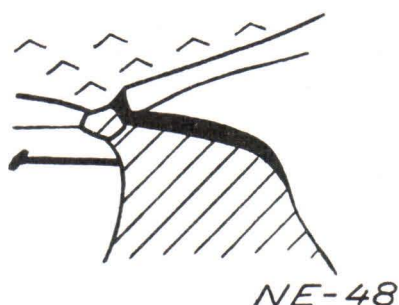


Fig. 13. Amphibolite dike in gneissose granite. The surface of the dike lies on the moderately steep shore about 2 cm below the surface of the granite, while no difference in level exists on the horizontal part of the roche moutonnée (below in the figure). The ice has moved from the right-hand side almost at right angles to the dike. NW shore, Bärskär island, Hitis parish. Sketch after photo.

Similar weathering phenomena are rather common in the S part of Hitis parish. The basic and ultrabasic rocks often occurring as inclusions in gneisses are at many places weathered in different manner, sometimes

to cavities $\frac{1}{2}$ m in depth and this weathering continues under water. This weathering is most likely older than the Ice age, as otherwise we must assume that it has taken place at the bottom of the sea, often moreover under a thick layer of Quaternary deposits. The S edge of these weathering cavities is furthermore in some places rounded by the ice.

The above described weathering and solution phenomena seem to be older than the Ice age. It looks also as, if the rate of the glacial erosion on the fresh rock should have been exceedingly small. On the other hand, we are obliged to assume a considerably greater rate of erosion to explain the streamline form of the roche moutonnée. This seeming incompatibility is solved, if we assume, that the weathering derives from an interglacial age. The older Ice age or ages have sculptured the roches moutonnées and the interglacial weathering has attacked a glacially abraded surface of nearly similar appearance to the present one. The last Ice age has thus brought about only a minute polishing.

In spite of the above presented proofs of an interglacial or perhaps an interstadial age not being separately conclusive, they all, however, point in the same direction. They give a clue, which we should not neglect in our further investigations. The question of the rate of the glacial erosion is closely connected herewith and it may perhaps be solved through a careful examination of the above described phenomena. Notwithstanding that these morphological details touch closest upon the Quaternary geology, they may also be of some importance as regards ore prospecting. Furthermore, the movements of the glaciers may elucidate many problems of structural geology.

GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND, NOVEMBER 1948.

REFERENCES

1. CAROL, HANS: The formation of roches moutonnées. *Journ. Glac.*, 1, pp. 57—59, 1947.
2. DEMOREST, MAX: Glacier thinning during deglaciation: Part I. Glacier regimens and ice movements within glaciers. *Am. Journ. Sci.*, 240, pp. 29—66, 1942.
3. ——— Ice flowage as revealed by glacial striae. *Journ. Geol.*, 46, pp. 700—725, 1938.
4. ESKOLA, PENTTI: On phenomena of solution in Finnish limestones and on sandstone filling cavities. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 36, pp. 1—50, 1913.
5. FLINT, RICHARD FOSTER: *Glacial geology and the pleistocene period*. New York, pp. 1—589, 1947.
6. LJUNGNER, ERIK: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 21, pp. 1—478, 1927—1930.
7. SAHLSTRÖM, K. E.: *Glacial skulptur i Stockholms yttre skärgård*. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, 258, pp. 1—36, 1914.
8. SAURAMO, MATTI: Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Helsinki, pp. 1—286, 1940.

ÜBER DEN CHARAKTER DER EISENERZFÜHRENDE JASPIS-
 QUARZITE VON PORKONEN—PAHTAVAARA IN KITILÄ
 (FINNISCH-LAPPLAND)

VON
 SIMO KAITARO

INHALT

	Seite
EINLEITUNG	139
JASPISQUARZITE UND EISENERZE	140
ZUSAMMENFASSEDE BEMERKUNGEN ÜBER ASSOZIIERTE GESTEINE....	141
DIE ENTSTEHUNG DER JASPISQUARZITE UND EISENERZE	143
DIE BEDEUTUNG DER METAMORPHOSE	144
EINIGE VERGLEICHE UND DEUTUNGSMÖGLICHKEITEN	145
LITERATURVERZEICHNIS	147

EINLEITUNG

Die fernliegenden Gegenden in Lappland waren lange geologisch sehr schlecht bekannt. Mit der Zeit sind auch diese Gebiete näher untersucht worden, und nun sind sie schon teilweise die aufs modernste untersuchten Teile des ganzen finnischen Grundgebirges. Dennoch gibt es für Sonderstudien noch viele wichtige Probleme. Einige der interessantesten bietet das grosse Grünsteingebiet in der Gemeinde Kittilä im südlichen Lappland. Dieses Gebiet mit seinen eigenartigen Zügen ist schon von V. Hackman (1927) behandelt worden. Von ihm ist auch eine Arbeit (1925) über die in den östlichen Teilen des Gebietes vorkommenden Jaspisquarzite erschienen, mit denen bedeutende Eisenerzvorkommnisse im Gebiet von Porkonen—Pahtavaara verknüpft sind. Ausführlicher und übersichtlicher ist die grosse Mannigfaltigkeit der Gesteine in dem ganzen in Frage stehenden Gebiet von E. Mikkola in der Erläuterung des entsprechenden Kartenblattes (1941) beschrieben worden, in der eigentlich der Name Jaspisquarzit zum ersten Male vorkommt. E. Mikkola hat sowohl genetische wie auch stratigraphische Fragen zu lösen versucht, soweit es möglich gewesen

ist. Nach ihm gehört die ganze von Sederholm als Lapponium bezeichnete suprakrustale Formation wahrscheinlich zu den Kareliden und repräsentiert also nur eine nördliche Fortsetzung der karelischen Schieferzonen. In der Gegend von Kittilä werden die Grünsteine neben den Schieferen und Quarziten weitaus dominierend, so dass sie kennzeichnend für das ganze Gebiet werden. Weiter hat er die lapponischen Gesteine sowohl mit denen des Jatul und Kaleva verglichen, aber nichts endgültiges ausgesagt. Gerade die stratigraphischen Verhältnisse im Präkambrium sind oft in allen Einzelheiten sehr schwer festzustellen. Eine allgemeine der heutigen Kenntnis entsprechende Darstellung stammt von P. Eskola (1941), und Th. G. Sahama (1945) hat durch seine geochemischen Untersuchungen neues Licht auf die genetischen und stratigraphischen Probleme geworfen. Die erwähnten Studien geben schon eine gute allgemeine Darstellung der ganzen Formation. Hier ist von einer ausführlichen Behandlung abzu sehen, vielmehr kommt es darauf an, eine durch eigene Beobachtungen ergänzte Zusammenfassung über einige Erscheinungen zu geben, um sie in einen genetischen Zusammenhang zu bringen.

JASPIQUARZITE UND EISENERZE

Die Jaspisquarzite von Porkonen—Pahtavaara bilden zwei beinahe nord-südlich gerichtete, parallel verlaufende Hügelreihen (Abb. 1). In ihrer weiteren Fortsetzung befinden sich ähnliche Quarzite, die dem gleichen Horizont angehören können. Kennzeichnend für die Jaspisquarzite, die auch Jaspilite genannt werden können, ist gewöhnlich eine lagerartige Abwechslung von eisenerzreicheren dunkleren Bändern und dichtes hornsteinartiges Aussehen. Die Bänder sind gewöhnlich bis 2 cm dick und oft schön gefältelt. Neben diesem gebänderten Quarzit ist eine quarzische Brekzie mit helleren Bruchstücken in einer dunkelbraunen Grundmasse ziemlich verbreitet, jedoch auf kleine Gebiete beschränkt. Diese teils fluidalen Merismite, in denen der Anteil der beiden Gefügeelemente sehr variiert, kommen oft deutlich lagerartig vor.

Die Jaspisquarzite bestehen fast nur aus dichtem, seltener sehr feinkörnigem kristalloblastischem Quarz und zeigen keine klastischen Gefügerelikte. Neben dem Quarz enthalten sie wechselnde Mengen von Erzmineralien. Ihre Farbe wechselt nach dem Eisenoxydgehalt und der Art der Erzdispersion von hellgrau und rötlich bis braun, dunkelgrau und sogar schwarz. Die reinsten Quarzite sind durch feinste Roteisendispersion rötlich gefärbt. Oft finden sich bis mikroskopische Quarzgänge in dichtem Quarzite. In einigen Fällen, wie z. B. in der Grundmasse einer Brekzie, kann so viel Dispersion vorkommen, dass man die Grenzen verschiedener Quarzkörner in der Muttersubstanz nicht feststellen kann. Der Magnetit hat deutlich kristalline Ausbildung und kommt in gut ausgebildeten Oktae-

dern oder in kleineren Aggregaten vor. Die deutlich begrenzten Erzbänder bestehen oft fast ausschliesslich aus Magnetit mit sehr wenig Quarz. Bisweilen bildet Magnetit Gänge, die oft einander parallel verlaufen. Die Magnetitaggregate und -gänge haben gewöhnlich eine Umrandung von einschlussfreien etwas grösseren Quarzkörnern. Neben Hämatit und Magnetit treten allgemein ganz kleine Mengen von Siderit auf, der jedoch als grössere Anhäufungen in den Hohlräumen vorkommen kann.

Im Verbindung mit Magnetit erscheinen kleine Apatitkristalle. In karbonat- und hämatitreicheren, besonders merismitischen Quarziten gibt es oft kleine farblose oder bräunliche Nadeln, die nach Rankama (E. Mikola 1941) aus Barrandit — $(Al, Fe) PO_4, 2 H_2O$ — bestehen, der auch Variskit-Strengit genannt wird. Weiter gibt es nur in einigen Typen ganz kleine Mengen von Chlorit und Serizit. Der erstere hat dunkelgrüne Farbe und ist wahrscheinlich sehr eisenreich.

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung enthalten die Jaspisquarzite geringe Mengen von Aluminium und Natrium, die vielleicht Albit bilden, aber man hat ihn nicht feststellen können.

Die verschiedenen Mineralien gehören zunächst zu zwei Mineralparagenesen. Zu der einen gehören Hämatit, Barrandit und wenigstens teilweise Siderit sowie andere Karbonate. Die andere besteht aus Magnetit und Apatit. Chlorit scheint eher zu der ersteren zugehören aber er wie auch Serizit sind nur in so kleinen Mengen vorhanden, dass sie in dieser Hinsicht keine grössere Bedeutung haben, weil die beiden Paragenesen oft nebeneinander auftreten.

Die gegenseitige Abgrenzung zwischen Jaspisquarzit und den umgebenden Gesteinen ist meist ganz scharf, aber selten aufgeschlossen. Eine ganz schmale Kontaktzone mit Strahlstein hat V. Hackman (1925) bei Pitslomakuru beschrieben.

Einige Erztypen sind ähnliche Stromatite und Merismite wie die eigentlichen Jaspisquarzite, nur mit grösserem Magnetitgehalt. Die reichsten Erze gehen durch phlebitische Typen mit reichen Magnetitgängen in ein ganz schwarzes Erz mit massigem Aussehen und makroskopisch erkennbaren Magnetitkristallen über. Die Erzkörper, die in dem ganzen Gebiet ziemlich zerstreut vorkommen, sind meistens ganz kleine, aber in bestimmten Zonen en échelon gelegene, bisweilen gebogene und gefaltete Linsen. Für das Erz charakteristisch ist eine bedeutender, aber kleiner Phosphorgehalt (P_2O_5 0.2—0.6 %), obgleich er sich nicht in reinen Jaspisquarziten findet. Schwefel- und Mangangehalt sind unbedeutend.

ZUSAMMENFASSEND E BEMERKUNGEN ÜBER ASSOZIIERTE GESTEINE

Die Grünsteine, feinkörnige oder dichte, meistens homogene basische Gesteine, von denen die Jaspisquarzite am engsten begleitet sind und

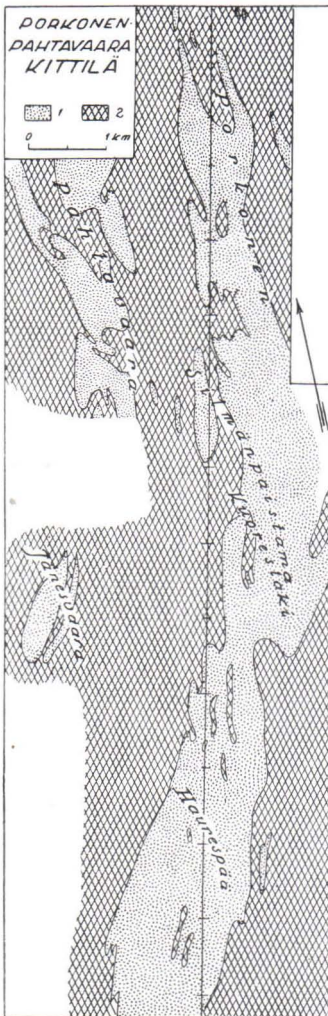


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte über das Gebiet Porkonen—Pahtavaara nach E. Mäkinen (nördlicher Teil), ergänzt von Verfasser (Haurespää und Jänesyäara). 1 = Jaspisquarzit und 2 = Grünstein sowie assoziierte Gesteine.

chen Endprodukte festzustellen. Es scheint möglich, dass der Chlorit nur teilweise ein Produkt späterer Metamorphose ist, weil in Spilitbildung durch eine grössere Menge leichtflüchtiger Bestandteile, die vielleicht assimiliert sind, und dadurch in tieferer Bildungstemperatur statt höher silizierter wasserfreier Silikate Chlorit entstehen kann.

Die in Spilitbildung übriggebliebenen Restlösungen haben nach ihrer

eingebettet werden, bilden eine ophiolitische Provinz mit einigen ultrabasischen, aber sehr wenigen sauren Differentiaten. Ihre Vergesellschaftung und Pauschalzusammensetzung ist übereinstimmend mit denen der zahlreichen anderen spilitischen Gesteine (V. Hackman 1927 und E. Mikkola 1941). Von den mineralogischen Grünsteintypen haben die Albit-Chlorit-Grünsteine in dem Gebiet von Porkonen—Pahtavaara eine grössere Verbreitung als die immer etwas chlorithaltigen Albit-Amphibol-Grünsteine, obgleich diese in der ganzen Formation häufiger vorkommen. Aber es gibt keine scharfe regionale Grenze zwischen diesen beiden Typen. Besonders die Albit-Chlorit-Grünsteine sind oft karbonathaltig. Der Gehalt an Magnetit und Siderit kann auch bei einigen Varianten bedeutend sein, ist aber im allgemeinen doch klein.

Die Spilite mit stellenweise beobachteter Pillow-Lava-Struktur hat man hier als submarine Lavagesteine gedeutet (V. Hackman 1927). Es ist im Auge zu behalten, dass gleiche Abkühlungsbedingungen auch durch subirdische Eruptionen entstehen können (E. Lehmann 1941). Einige hypabyssale Varietäten stellen jedenfalls solche Intrusionen dar. Obschon die Spilitbildung für die Entstehung der Jaspisquarzite ein unvermeidliches Vorproblem bildet, ist es hier nicht möglich, ihre Mechanismus näher zu erörtern. Darüber gibt es schon eine reiche Literatur (P. Eskola in Barth-Correns-Eskola 1939, Burri-Niggli 1945 u. a.). Ob Albit schon primär auskristallisiert ist oder durch Autometasomatose entstanden ist, ist hier nicht ohne weiteres erweisbar. Es liegt uns nur daran die möglichen

Ausscheidung metasomatische Umwandlungen in dem Nebengestein, d. h. Albitisierung und Karbonatisierung, verursacht. Die Produkte der Albitisierung sind einige sehr albitreiche Gesteine, Adinole (E. Mikkola 1941), die lokal zu finden sind. Sie enthalten oft in bedeutender Menge Karbonat und gehen in karbonathaltige Albit-Chlorit-Gesteine über, die als Produkte der Karbonatisierung aufzufassen sind. Dies bedeutet eine Abgabe von Kieselsäure und Alkalien durch aszendente Lösungen von Sedimenten, die nun durch phyllitische Schiefer vertreten sind. Als Endprodukt der Karbonatisierung kann ein etwas siderithaltiger albitreicher Dolomit in Pitslomakuru bei Porkonen bezeichnet werden. Die sedimentogenen Schiefer bilden durch Beimengung vulkanischer Stoffe in Sedimenten Übergänge zu Grünsteintuffiten. Andere sedimentogene Gesteine kommen nicht in Verbindung mit den Jaspisquarziten von Porkonen—Pahtavaara vor. Die westlich liegenden Zonen grobklastischer, teils konglomeratischer Kumpuquarzite sind unverkennbar jünger.

DIE ENTSTEHUNG DER JASPISQUARZITE UND EISENERZE

V. Hackman (1925) hat Jaspisquarzite als normale Sedimente und wegen einiger kleineren Kontaktbildungen für älter als die umliegenden Grünsteine gehalten. Doch schon ihr Gefüge dürfte auf andere Deutungsmöglichkeiten hinweisen. E. Mikkola hat die Idee vorgebracht, dass Jaspisquarzite in genetischem Zusammenhang mit basischen Magmenbeförderungen entstandene Sinterabsätze im Festland darstellen. Nach dem Spurenelementuntersuchungen von Th. G. Sahama (1945) finden sich in den Jaspisquarziten keine oder in ganz geringer Menge Elemente wie Zirkonium und Titanium, die für die residualen Quarzite typisch sind. Es lässt sich also sicher entscheiden, dass sie als solche nicht angesehen werden können. Auffallend ist noch die Armut an Germanium und Gallium, die in rezenten Sinterbildungen heisser Quellen angereichert sind. Dies gibt einen Fingerzeig dafür, dass es sich um submarine Exhalationen handelt. Nach der geochemischen Natur von Germanium und Gallium ist zu erwarten, dass sie bei solchen Vorgängen in verhältnismässig grösserer Menge noch in Meereswasser bleiben. Für die Ablagerungsbedingungen ist hier auch wesentlich das Fehlen von umliegenden terrigenen klastischen Sedimenten, was zunächst ozeanische Natur oder schwaches Relief bedeutet.

Ob Kieselsäure rein anorganisch oder biochemisch niedergeschlagen ist, lässt sich nicht entscheiden. Die Mächtigkeit der Jaspisquarzite wäre wohl durch Annahme von organischen Agenzien besser zu erklären. Bei dieser Erwägung muss man aber in erster Linie die Periodizität der geologischen Erscheinungen besonders in ihrer Quantität berücksichtigen.

Die Zusammenhang mit den oben erörterten Erscheinungen lässt schon

erkennen, dass die Lösungen wahrscheinlich von basischen Eruptionen besonders durch die Entstehung der Albit-Chlorit-Grünsteine erzeugt sind. Das Fehlen durch Verkieselung entstandener Übergänge und deutlich gangartiger Gebilde bedeutet, dass sie nach den schon beschriebenen Entwicklungsstufen auf Meeresboden gelangt sind. Emporgedrungenes Material kann in bedeutenden Mengen vados sein, aber die magmatische Tätigkeit ist eine grundlegende Vorbedingung für die Bildung kiesel-säurereicher Lösungen gewesen. Die Jaspisquarzite stellen Endglieder dar in der genetischen für die Grünsteinformation charakteristischen Gesteinsreihe, Spilite mit ihre Tuffiten, Adinole und Karbonatgesteine, die durch subirdische Lagergänge und eventuell submarine Ergüsse bedingt ist.

Die Bänderung wird schon von V. Hackman und E. Mikkola als primär und dadurch auch Erzbildung als syngenetisch angesehen. Solche Bänderung kann wohl auch durch Metamorphose zustande kommen, aber sämtliche Erscheinungen zeigen, dass es sich hier um primäre Schichtung handelt. Bei der Metamorphose werden wir noch kurz an diese Problem zurückkommen. Es ist jedenfalls nicht leicht einzusehen, dass in Kieselgestein eine so durchgehende Eindrängung entstehen kann, wie es hier notwendig gewesen wäre, um die Erzbildung epigenetisch deuten zu können. Die Erze sind auch in keiner Weise an einen Kontakt gebunden und liegen in den Hauptzügen konkordant in den Jaspisquarziten. Darum ist es für plausibel zu halten, dass eisenreiche Lösungen abwechselnd mit den Kieselsäureexhalationen ins Meer getreten sind und Eisen wahrscheinlich in Form von Eisenhydroxyden, vielleicht aber teilweise als Eisenkarbonate ausgefällt worden ist. Der durch Metamorphose verwischte primäre Mineralbestand ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, weil sich je nach den Bedingungen auch Eisensilikate und -oxyde primär bilden können.

Die Tatsache, dass der Phosphorgehalt eng mit dem Gehalt an Erzmineraleien zusammenhängt, ist so zu deuten, dass beide zu den heftigsten Exhalationsperioden gehören, wo mehr juveniles Material als gewöhnlich ausgetreten ist. Die durch weichere eisenhydroxydhaltige Schichten gekennzeichneten Ablagerungen können bei heftiger Ausbrüchen zerstört werden und Lagerbrekzien bilden, wie sie aus dem fraglichen Gebiet oben beschrieben worden sind.

Der primäre Erzmineralbestand ist schon in weit früherem Stadium in Hämatit umgewandelt worden, so dass man ihn wie den begleitenden Barrantit und andere zur gleichen Paragenese gehörende Mineralien als prämetamorph betrachten kann.

DIE BEDEUTUNG DER METAMORPHOSE

Im Gefolge der karelidischen Faltung sind die verschiedenen Gesteine metamorphosiert. Die Grünsteine im vorliegenden Gebiet haben zum

Teil einen schiefrigen Habitus, sind aber im allgemeinen verhältnismässig wenig verändert. Die Chloritbildung ist teilweise auf die Metamorphose zurückzuführen. In einigen hauptsächlich äusseren Zonen der Grünsteinformation sind sie in Amphibolite umgewandelt.

Die Jaspisquarzite sind intensiv gefaltet. Ihre Kontaktbildungen sind erzeugt von Grünsteinintrusionen, die teilweise etwas jünger sind als die Jaspisquarzite, aber im ganzen als gleichaltrig zu bezeichnen sind, oder sie haben die Natur von Reaktionskarn. Besonders für die Erzbildung ist die Metamorphose von grosser Bedeutung gewesen. Mit der Umkristallisation von Quarz hat Magnetit- und Apatitbildung stattgefunden. Die Umwandlung ist nicht vollständig gewesen, weil ein Teil noch in Form von feiner Hämatitdispersion vorkommt. Die bei der Faltung entstandenen Zerrklüfte sind von Quarz- und Magnetitgängen erfüllt. Sogar die schon primären Schichten haben bisweilen durch eine Häufung von Magnetitkristallisation Gangnatur angenommen, wodurch die Bänderung sich stärker ausprägt. Durch parallele Magnetitgänge kann ein wohl undeutliches von der primären Schichtung abweichendes Parallelgefüge entstehen, das jedoch nicht durchgehend ist.

Durch die Mobilisation des Erzmaterials ist Erz an bestimmten günstigen Stellen angereichert. Die Metamorphose hat also dem Erz seine heutige Lage und seinen gegenwärtigen Habitus gegeben. Das Auftreten der Erzkörper ist dadurch bedingt, also nicht als primäre terrassenartige Sinterbildungen (nach E. Mikkola) aufzufassen.

Durch Bildung von Magnetitgängen können Merismite entstehen, und einige Brekzienerze sind wahrscheinlich solcher Herkunft. V. Hackman hat alle, auch lagerartige und fluidale, Brekzien als tektonisch bezeichnet. Sie haben aber jedenfalls keinen Zusammenhang mit der Magnetitbildung, sind sogar ärmer an Magnetit als die gebänderten Quarzite und nicht auf tektonische Zonen konzentriert. Für die primäre Entstehung der Brekzien spricht auch der Umstand, dass in ihnen keine gebänderten Bruchstücke angetroffen worden sind.

EINIGE VERGLEICHE UND DEUTUNGSMÖGLICHKEITEN

Mit Rücksicht auf ihre Genesis und ihren heutigen Habitus lassen sich die Eisenerze von Porkonen—Pahtavaara deutlich den für präkambrische Gebiete charakteristischen gebänderten Eisenerzen zuzählen. H. Schneiderhöhn (1941) hat eine umfassende Übersicht über sie gegeben. Hier sei nur auf die grossen Ähnlichkeiten des vorliegenden Grünsteingebietes mit dem Gebiet des Lake Superior (W. H. Collins 1928) hingewiesen. Ähnlich sind auch die gebänderten Eisenerze in der svecofennidischen Leptitformation von Mittelschweden und Südfinnland. Ein wesentlicher Unterschied besteht jedoch darin, dass sie mit überwiegend sauren Gesteinen

verknüpft sind. Ihre Entstehung ist immer noch sehr umstritten. Besonders früher sind auch andere gebänderte Eisenerze sehr verschieden gedeutet worden und oft, so dass die kieselsäure- und eisenreichen Lösungen durch Verwitterung entstanden sind. W. G. Woolnough (1941) hat sie als epikontinentale Ablagerungen aufgefasst, deren Bildungsbedingungen durch Peneplains charakterisiert wurden. Meistens haben sie aber eine so typische Umgebung, dass andere Herkunft der Lösungen bevorzugt wird.

Die gebänderten Eisenerze können neben die jüngeren weniger metamorphen, untermeerisch exhalativ-sedimentären Lagerstätten gestellt werden (P. Niggli 1925 und H. Schneiderhöhn 1941). Die dabei erweisbaren gemeinsamen Zügen berechtigen auch in dem vorliegenden Gebiet zu der Annahme, dass die Lösungen magmatischer Herkunft sind, weil dadurch die charakteristischen Begleiterscheinungen erklärt werden können. Hier ist aber in Betracht zu ziehen, dass die Natur der Lagerstätte durch gleichwertige Komponenten oder spezielle Bedingungen etwas abwechseln kann, ohne dass eine ganz andere Genesis anzunehmen wäre. Als Ausdruck dafür finden wir in jüngeren Formationen Radiolarite, wenn auch ihre Struktur wegen der leichten Metamorphisierung der Kieselgesteine oft verwischt ist, was von dem Gehalt an organischer Substanz abhängig ist (C. W. Correns in Barth-Correns-Eskola 1939). In Radiolariten und Hornsteinen gibt es exhalativsedimentäre, meistens oxydische Erzlagerstätten, die mit den Ophiolithen genetisch verknüpft sind (H. Schneiderhöhn 1941). Die jüngeren, besonders die alpinen Lagerstätten sind oft manganreich (Th. Geiger 1948). Die für die Kettengebirge sehr charakteristische Kombination von Radiolarienhornsteinen mit Ophiolithen oder Grünsteinen erfordert eine genetische Deutung. Jene sind Erstarrungsprodukte der in den Geosynklinalraum des Orogens beförderten basischen Magmen (P. Niggli 1925). Dieser initiale Magmatismus (im Sinne von H. Stille 1940) hat durch Kieselsäureexhalationen günstige Bedingungen für Radiolarien erwiesen.

Nach dieser Charakterisierung ist es deutlich, dass gleiche Bedingungen Jaspisquarzite und Radiolarite hervorgerufen haben. Doch brauchen die Jaspisquarzite keine metamorphen Radiolarite sein, sondern anorganisch eventuell biochemisch niedergeschlagene Kieselsäure. Beide haben durch die obwaltende geologische Zeitraum ihr besonderes Gepräge erhalten. Wenn man berücksichtigt, dass die Genesis dieser Lagerstättentypus mit den geotektonischen Ereignissen eng zusammenhängt (P. Niggli 1925), scheint es, dass die Grünsteine und Jaspisquarzite sich dem Geosynklinalsystem des karelidischen Bergzyklus anschliessen wollen, weil jene Gesteine wahrscheinlich zu den ältesten karelischen Formationen gehören. Die faziellen Beobachtungen stimmen auch damit überein, aber die stratigraphische und tektonische Gliederung der lappländischen Kareliden ist noch nicht ganz bestätigt.

LITERATURVERZEICHNIS

- BARTH, F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P., Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
- BURRI, C., NIGGLI, P., Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Zürich 1945.
- COLLINS, W. H., The Keewatin iron formations. Fennia 50, N:o 8, 1928.
- ESKOLA, P., Erkki Mikkola und der heutige Stand der präkambrischen Geologie in Finland. Geol. Rundschau Bd. 32, 1941.
- GEIGER, TH., Manganerze in den Radiolariten Graubündens. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 27. Lief, 1948.
- HACKMAN, V., Porkosen—Pahtavaaran rautamalmikentän geologiasta. Geotekn. tiedonantoja N:o 39, 1925. (Finnisch mit einer deutschen Zusammenfassung.)
- — — Studien über den Gesteinsbau der Kittilä—Lappmark. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 79, 1927.
- LEHMANN, E., Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar 1941.
- MIKKOLA, E., The General Geological Map of Finland. Sheets B 7—C 7—D 7, Muonio—Sodankylä—Tuntsajoki. Explanation to the map of Rocks. Suomen Geologinen toimikunta, 1941.
- NIGGLI, P., Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abh. prakt. Geol. und Bergwirtschaftslehre. I. 1925.
- SAHAMA, TH. G., Spurenelemente der Gesteine im südlichen Finnisch-Lappland. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 135, 1945.
- SCHNEIDERHÖHN, H., Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. I. Jena 1941.
- STILLE, H., Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.
- WOOLNOUGH, W. G., Origin of banded iron deposits. Econ. Geol. vol. 36, pp. 465—489, 1941.

(Hier ist nur die neueste und wichtigste Literatur angeführt.)

ÜBER DEN KOHLEGEHALT DES WARVIGEN TONES

VON

IIVARI LEIVISKÄ

Der warvige Ton ist in letzter Zeit in Schweden Gegenstand neuer Untersuchungen geworden, nachdem man auch dort festgestellt hat, dass seine Entstehung nicht endgültig erforscht worden ist, sondern immer noch einen vielgestaltigen Problemkomplex ausmacht. Auf der Sitzung der Geologischen Vereinigung am 6. 3. 1947 wurde der warvige Ton in zwei verschiedenen Vorträgen besprochen (Geol. Fören. förhandl. Bd. 69, H. 2, 1947). Den einen Vortrag hielt Doz. N. G. Hörner, dessen Ausführungen sich auf die Beschaffenheit des Tons von der Fundstelle des Zanderüberrestes in warvigem Ton in der Gegend von Uppsala angetroffen, und auf die aus dieser Beschaffenheit gefolgerten Schlüsse bezogen (En senglacial gös och dess miljö. Studier i några upsalianska lervarv), den anderen Vortrag Cand. phil. G. Arrhenius, der die Ursachen der Warvigkeit des Tones besprach (Orsakerna till den glacigena lerans varvighet. Några fysikaliska och kemiska synpunkter).

Arrhenius hatte durch seine geochemischen Analysen festgestellt, dass der Farbunterschied zwischen der dunklen »Winterschicht« und der hellen »Sommerschicht«, die sich in dem kalkhaltigen warvigen Ton der Gegend von Uppsala deutlich voneinander abheben, weder auf der Feinkörnigkeit des Materials noch auf seinem Eisensulfid oder auf seinem Oxydationsgrad beruht, dass er vielmehr bedingt ist durch die organische Substanz, die in den Winterschichten in etwa $2\frac{1}{2}$ mal so grosser Menge vorkommt wie in den am spärlichsten sie enthaltenden Teilen der Sommerschichten. Diese dunkle Substanz, die von den Schwankungen der Korngrösse unabhängig ist und durch Oxydation schwindet, ist aussergewöhnlich stickstoffhaltig, und ihr Stickstoff tritt grossenteils in schwer hydrolysierbarer Form auf.

Beide Vortragende waren zu der Auffassung gelangt, dass in dem süssen oder schwach salzigen Wasser, das zur Entstehungszeit des betreffenden warvigen Tones vor dem Gletscherrand flutete, ein verhältnismässig reichliches Plankton lebte, Hörner auf Grund des Zanderfundes und Arrhenius

an Hand der stickstoffhaltigen organischen Substanz, wenn auch mit der Bemerkung, dass die Veränderungen in dieser organischen Substanz nach dem Absterben der Lebewesen auf eine von den untersuchten »postglazialen Verhältnissen abweichende Weise« vor sich gegangen sind.

Es ist recht gut möglich, dass das Meer am Eisrande nicht ohne Lebewesen gewesen ist, wie man wegen des Fehlens von Fossilien allgemein oder meistens angenommen hat, aber bei der Erklärung der besagten organischen Substanz ist doch der Kohlegehalt der Moräne zu berücksichtigen, um den man sich bei der Besprechung der Eigenschaften der Moräne im allgemeinen nicht gekümmert hat. Ich kam dazu, diesem Kohlegehalt Aufmerksamkeit zuzuwenden, als die im Institut für Bodenforschung ausgeführten Analysen erwiesen, dass die in Ivalo und Purnumukka von mir aus goldhaltiger Moräne entnommenen Proben Kohle enthielten, die nicht von der rezenten Vegetation herrühren konnte. Zwar habe ich im Schrifttum Angaben über in Moräne festgestellte organische Stoffe nur gefunden in O. Tamms Untersuchung »Markstudier i det nordvästra barrskogsområdet« (Bodenuntersuchungen im nordwestlichem Nadelholzgebiet; Medd. från Stat. Skogsförsöksanstalt, H. 17, Stockholm 1920) und in B. Aarnios »Agrogeologisia karttoja N:o 5, Etelä-Pohjanmaa« (Agrogeologische Karten Nr. 5, Süd-Ostbottnien), aber bei den chemischen Analysen hat man wahrscheinlich zunächst die organischen Bestandteile durch Oxydation entfernt, damit sie im Ergebnis nicht hervorträten.

Dass die Moräne organische Stoffe enthält und auch enthalten muss ist natürlich, denn als die Reste der voreiszeitlichen Vegetation vom Eise bedeckt und in die unter ihm entstehende Grundmoräne eingemengt wurden, konnte eine gründliche Zersetzung der Pflanzenreste nicht mehr vor sich gehen, vielmehr haben diese sich erhalten als präglaziale Humusstoffe, die hauptsächlich aus Ligninen und Proteinen sowie geringen Mengen Hemizellulose und Zellulose bestehen. So ist das Auftreten schwerlöslicher, stickstoffhaltiger organischer Substanz in den betreffenden Tonablagerungen zu verstehen.

MOORUNTERSUCHUNGEN AM LAPPAJÄRVI-SEE IM MITTLEREN OSTBOTTNIEN

VON

A. L. BACKMAN

	INHALT	Seite
VORWORT		151
DIE MOORUNTERSUCHUNGEN		153
KÄRNÄNSAARI		153
HAIKARANEVA		156
HARJU		158
JOKINEVA		159
ZUSAMMENFASSUNG DER MOORUNTERSUCHUNGEN		160
ÜBER EINIGE INTERESSANTE PFLANZENARTEN		162
LITERATUR		165

VORWORT

In der Monatssitzung der Societas pro Fauna et Flora Fennica am 10. April 1926 berichtete Mag. phil. E. Odenwall über subfossile Haselnüsse, gefunden im Kirchspiel Lappajärvi im mittleren Österbotten (Om). Die Mitteilung hatte ich damals übersehen und bemerkte sie erst im Frühjahr 1936. Magister Odenwall lieferte mir dann einige der gefundenen Haselnüsse und machte dabei die Angabe, er habe solche »hier und da« am Lappajärvi-See gefunden; er nannte drei Stellen: die Landspitze Ahveniemi auf der Westseite der grossen Insel Kärnänsaari, Kiviniemi (in der Nähe des Hofes Isoniemi) am südlichen Ufer des Sees, sowie Vasikkasaari (im Kirchspiel Vimpeli) in der Nähe des Hofes Viitaniemi am SE-Ufer des Sees. Ein Umstand war allen Funden gemeinsam, nämlich der, dass sie aus dem Erdboden gleich am Wasserrande des Lappajärvi-Sees stammten. Magister Odenwall war der Ansicht, dass Nüsse nur nach starkem Sturm angetroffen werden. Meiner Meinung nach deutet dies darauf, dass die Nüsse infolge von Erosion der am Strande gelegenen Torfablagerungen blossgelegt worden sind.

Die Klarlegung des ehemaligen Auftretens der Hasel in der Gegend hat mich interessiert, teils weil der Fund der nördlichste damals in Finnland

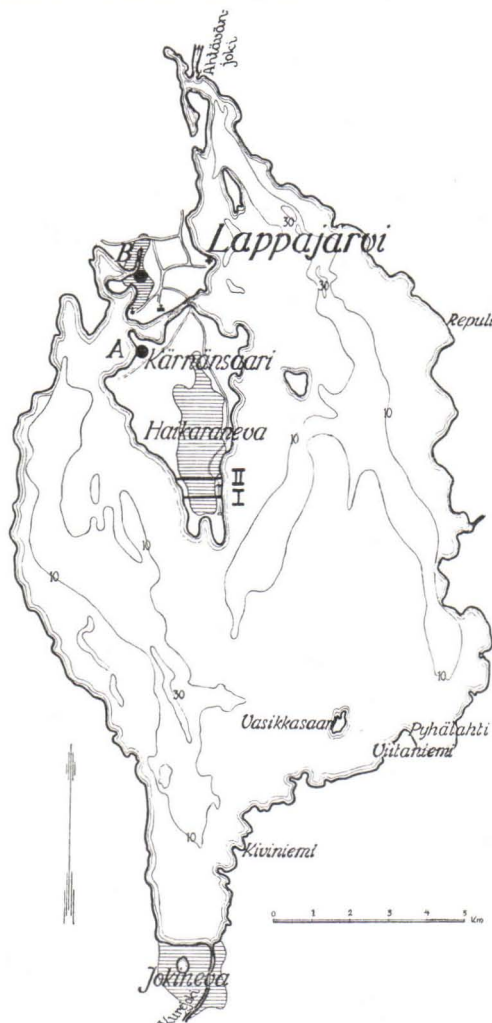


Fig. 1. Der See Lappajärvi. A. Kärnä I und Kärnä II. B. Harju.

bekannte war und jedenfalls der einzige in Ostbottnien, teils weil ich einige der ersten Jahre des Jahrhunderts floristischen Untersuchungen in der Umgebung des Lappajärvi-Sees gewidmet hatte. Während meiner seit dem Jahre 1913 in Ostbottnien betriebenen pflanzenpaläontologischen Studien habe ich nie makroskopische Reste von Hasel gefunden, dagegen öfters Haselpollen in niedrigem Prozentsatz. Meine kurzen Besuche in Lappajärvi im Herbst 1936 und im Juli 1937, um auf der Insel Kärnäsaari die Muttergesellschaft der von Odenwall gefundenen fossilen Haselnüsse zu finden, waren ohne Erfolg. Einige Funde und Beobachtungen veranlassten mich jedoch Lappajärvi im nächsten Jahr wieder zu besuchen, um die angestellten Untersuchungen einigermaßen zu vervollständigen und dabei auch in anderen Teilen des Kirchspieles Material einzusammeln. Obwohl ich für die Felduntersuchung nur wenig Zeit zur Verfügung hatte, ergab sich aus dieser und bei der Schlammung der heimgebrachten Torf-, Gytta- und Lehmproben so vieles von Interesse, dass ich nicht zögere, die Ergebnisse hier vorzu-

legen. Ich tue es um so lieber, da diese Ergebnisse heute im Zusammenhang mit den im Sommer 1947 aufgenommenen Untersuchungen der Geologischen Forschungsanstalt in den Kirchspielen Lappajärvi und Vimpeli von Nutzen sein können.

Der Lappajärvi-See liegt zwischen $63^{\circ} 3'$ und $63^{\circ} 15'$ N. Br., 70 km vom Meere entfernt. Er ist von N nach S 24 km lang und die Breite beträgt 12 km. Form und Tiefenverhältnisse gehen aus der Karte Fig. 1 hervor. Der See fließt durch den in der Nähe von Jakobstad (Pietarsaari) ins Meer

mündenden Fluss Ähtärinjoki ab. Im Süden tritt der Fluss Kurejoki ein, der noch in späterer Zeit den Ausfluss des Sees Ähtärinjärvi gewesen ist.

Laut einer liebenswürdigen Mitteilung des Direktors des Hydrographischen Bureaus, Herrn Ingenieur Åke Fabricius, war der Wasserstand des Lappajärvi-Sees

	vor der Senkung 1908	1927—1947
Mittelhochwasser (MHW)	70.3 m	69.65 m (Max. 70.1 m)
Mittelwasser (MW)	69.9 m	69.12 m
Mittelniederwasser (MNW)	69.6 m	68.75 m (Min. 68.4 m)

DIE MOORUNTERSUCHUNGEN

KÄRNÄNSAARI

Gleich südlich der Kirche in Lappajärvi trennt eine in ihrem E-Teil nur ca 100 m breite See-Enge das Festland von der 6 km langen Insel. Als ich im Herbst 1936 die Gegend besuchte, teilte mir die Ortsbevölkerung mit, dass auf der SW-Seite der Landspitze Härkäniemi (siehe Karte Fig. 1, A) von einem Uferwall überlagerter Torf zu finden sei. Dies weckte mein Interesse, weil ich in einer solchen Ablagerung Haselnüsse zu finden hoffte. Die betreffende Stelle liegt in der Nähe der Gehöfte von Kannanniemi, ca 150 m von Laatikainens Villa Saarenpää (Kuusela), von wo aus ein Anbauweg zum Ufer führt. Der Weg streckt sich an dem ca 50 m langen Uferwall entlang nach N. Dieser ist von Torf und Gyttya unterlagert,

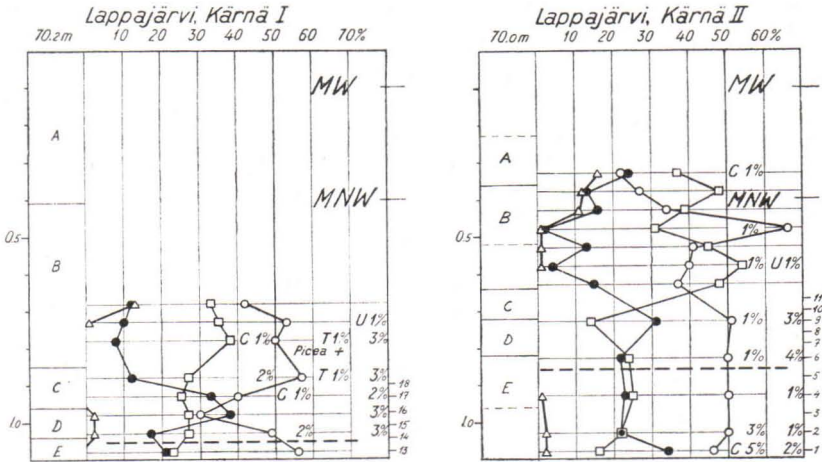


Fig. 2 und 3. Pollendiagramm von Lappajärvi, Kärnä I und Kärnä II. Zeichen-
erklärung S. 156.

die ca 20 m nördlich der Stelle freiliegen, wo der Weg von Saarenpää den Strand erreicht. Hier sind nämlich Torf und Ton aufgenommen und den

naheliegenden Anbauflächen zugeführt worden. Hier und in der Nähe habe ich durch Ausgrabung vier Probserien erhalten, die auch näheren Untersuchungen unterworfen worden sind. Im Folgenden werden die Lagerfolgen der Profile »Kärnä I» der alten Torfgrube und »Kärnä II» in der Nähe der Stelle, an dem der Weg nach Saarenpää den Strand erreicht, beschrieben.

Kärnä I. (Pollendiagramm, Fig. 2.)

A. 0—41 cm Sand, wenig markierte Grenze zu Lager B.

B. 41—84 cm humusartiger Laubwaldtorf mit Kohlenresten; der untere Teil ist schwach geschichtet und enthält *Naumburgia thyrsiflora* und zu unterst *Carex rostrata* und *Comarum palustre*. Am Kontakt an der Sandschicht 8 Samen von *Calla palustris*.

C. 84—96 cm Gytjtja mit platt zusammengedrückten *Phragmites*-Halmteilen.

<i>Alisma plantago</i>	18 Früchte	<i>Comarum palustre</i>	24 Früchte
<i>Alnus glutinosa</i>	21 »	<i>Lycopus europaeus</i>	2 Samen
» <i>incana</i>	2 »	<i>Naumburgia thyrsiflora</i>	2 »
<i>Betula alba</i>	Früchte u. Schuppen	<i>Rumex hydrolopathum</i>	2 Früchte
<i>Bidens cernuus</i>	6 Früchte	<i>Scirpus lacustris</i>	1 »
<i>Calla palustris</i>	3 Samen	<i>Prunus padus</i>	2 Fruchtsteine
<i>Carex rostrata</i>	8 Früchte	<i>Sparganium ramosum</i>	1 Frucht
» <i>pseudocyperus</i>	55 »	<i>Nepheleis octoculata</i>	
<i>Cicuta virosa</i>	8 Teilfrüchte	<i>Piscicola</i>	
		<i>Coleoptera</i> ¹⁾	

D. 94—106 cm gyttjagemischter Sand.

<i>Alnus glutinosa</i>	r	<i>Cristatella mucedo</i>
<i>Betula alba</i>	r	<i>Daphnia pulex</i>
<i>Nuphar luteum</i>	3 Früchte	<i>Dendrocoelum</i>
<i>Nymphaea</i> cfr. <i>candida</i>	2 Samen	<i>Nepheleis octoculata</i>
» cfr. <i>tetragona</i>	1 Samen	<i>Piscicola</i>
<i>Phragmites</i>	+	<i>Coleoptera</i>
<i>Potamogeton</i> sp.	3 Früchte	
<i>Scirpus lacustris</i>	3 Früchte	

E. 104— cm Tonsand und Ton mit zusammengedrückten *Phragmites*-Halmteilen und 1 *Potamogeton*-Fruchtstein.

Kärnä II. (Pollendiagramm, Fig. 3.)

A. 0—36 cm Sand: zuoberst 23 cm ziemlich grober Sand, darunter 13 cm feiner, heller Sand, dazwischen eine 1 cm dicke Humusschicht. Scharfer Kontakt gegen Lager B. Bei Schlammung einer 5 cm dicken Schicht des feinen Sandes nächst am Torf fanden sich: *Sparganium mini-*

¹⁾ Von den im Gebiet angetroffenen Kolepterenresten sind nur die zur Familie *Carabidae* gehörenden Arten von Dr. C. H. Lindroth (Stockholm) bestimmt worden, die übrigen sind vorläufig unbestimmt.

mum 1 Frucht, *Scirpus lacustris* 40 Früchte, *Rubus idaeus* 1 Frucht, *Cenococcum geophilum* 10 Fruchtkörper.

B. 36—64 cm Laubwaldtorf mit Birkenrinde und zahlreichen Kohlenresten; der untere Teil schwach geschichtet mit vereinzelt *Naumburgia*-Früchten.

C. 64—72 cm blätterige Gyttja mit wenig markierter unterer Grenze.

<i>Alisma plantago</i>	15 Früchte	<i>Nymphaea</i> cfr. <i>candida</i>	1 Frucht
<i>Alnus glutinosa</i>	10	<i>Rumex hydrolapathum</i>	1 »
<i>Betula alba</i>	Früchte und Schuppen	<i>Scirpus lacustris</i>	1 »
<i>Carex rostrata</i>	2 Früchte	<i>Sparganium minimum</i>	1 »
» <i>pseudocyperus</i>	11 »	<i>Nepheles octoculata</i>	
<i>Cicuta virosa</i>	1 »	Coleoptera:	
<i>Comarum palustre</i>	8 »	<i>Agonum fuliginosum</i>	1 Elytr.
<i>Naumburgia thyrsofl.</i>	15 »	» <i>Toreyi</i>	1 Elytr.

D. 72—82 cm gyttjagemischter Sand.

<i>Alisma plantago</i>	1 Frucht	<i>Cristatella mucedo</i>
<i>Betula alba</i>	5 Früchte	<i>Nepheles octoculata</i>
<i>Carex pseudocyperus</i>	5 »	<i>Piscicola</i>
		Coleoptera

E. 82—110 cm tongemengter Sand, oben graubraun, unten (von 95 cm an) graublau und in ziemlich reinen Ton übergehend: reichlich mit *Phragmites*-Halmteilen. Bei Schlämmung des obersten Teiles der Schicht wurden ausserdem *Potamogeton* cfr. *natans* 1 Frucht, *Galeopsis* cfr. *bifida* 1 Samen, *Piscicola* und *Coleoptera* erhalten. Es ist noch zu erwähnen, dass bei der Schlämmung der Proben von einigen naheliegenden Lokalen aus den A und B entsprechenden Lagern die folgenden Arten erhalten wurden:

	A	B		A	B
<i>Alisma plantago</i>		+	<i>Picea excelsa</i>	+	+
<i>Alnus glutinosa</i>	+	+	<i>Pinus silvestris</i>	+	
<i>Betula alba</i>	+	+	<i>Potamogeton natans</i>	+	
<i>Comarum palustre</i>		+	<i>Ranunculus</i> sp.	+	
<i>Lycopus europaeus</i>		+	<i>Rubus idaeus</i>	+	
<i>Naumburgia thyrsoflora</i>	+	+	<i>Scirpus lacustris</i>	+	
<i>Nuphar luteum</i>	+		<i>Sparganium</i> sp.		+

Ohne Schwierigkeit kann festgestellt werden, dass zwischen den Lagerfolgen und Fossillisten der beiden Profile grosse Übereinstimmung herrscht. In der Gyttja beider Profile sind die südlichen Arten *Carex pseudocyperus* und *Rumex hydrolapathum* vertreten. Im Kärnä I, aus dem grössere Mengen von Torf und Gyttja geschlämmt wurden, kamen ausserdem *Sparganium ramosum*, *Prunus padus* und *Lycopus* vor. Die Übereinstimmung der beiden Profile wird besonders dann sehr auffallend, wenn man ihre Pollendiagramme vergleicht. Das charakteristische Knie in der Fichtenkurve, das

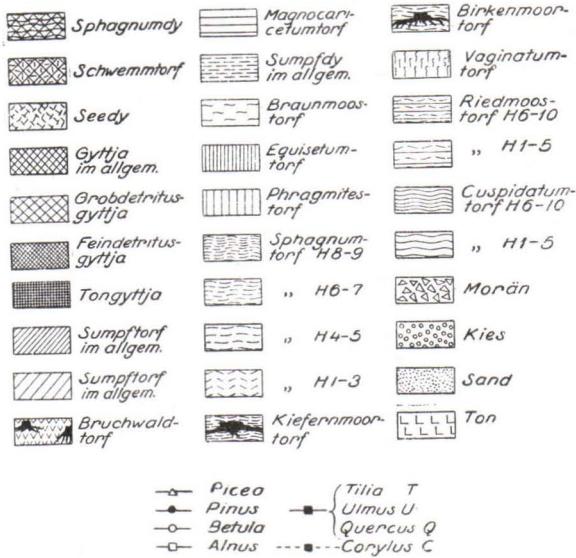


Fig. 4. Zeichenerklärung.

geführte eingehende Analyse der Diatomeenflora zeigt desgleichen eine ausserordentliche Übereinstimmung der beiden Probeserien, die beide von Litorinabildungen unterlagert sind: *Campylodiscus echeneis-Melosira Borreri*-Assoziationen. Probe 13 in Kärnä I entspricht der Probe 5 in Kärnä II. Oberhalb dieser ist ein Umschlag zu fast ausschliesslich Süsswasser mit aufblühendem Seeplankton, hauptsächlich von *Melosira helvetica* und *M. granulata*, zu verzeichnen. Gleich unterhalb des Gyttjakontaktes — Probe I: 16 bzw. II: 9 — ist die Verschlammung so weit fortgeschritten, dass die *Melosira*-Arten verschwinden und die grossen *Pinnulariae* die Herrschaft gewinnen.

HAIKARANEVA

Der Südteil der Insel Kärnänsaari und ein grosser Teil des Inneren der Insel besteht aus einem weiten Moorgebiet, das unter dem Namen Haikaraneva bekannt ist. Der Südteil des Gebietes, der zur Zeit meines Besuches fast gänzlich unbebaut war, wurde früher Salonneva genannt: dieser Name ist jedoch heute nur wenig bekannt. Weiter nordwärts ist ein grosser Teil des Moores kultiviert. Um Haikaraneva näher zu untersuchen, liess ich im Sommer 1939 die Insel quer in der Richtung W—E abstecken und nivellieren. Dabei ergaben sich die Linien I (1 060 m) und II (1 020 m). Die Linien sind ungefähr 450 m von einander entfernt und liegen 900 m (Linie I) bzw. 1 350 m (Linie II) nördlich der Bucht Salonlahti. Zwischen den zwei Linien liegt der Hof Rannisto in der Nähe des

die Zeit andeutet, in welche die Fichte plötzlich in der Gegend allgemein wurde, ist erst etwas oberhalb des limnotelmatischen Kontaktes zu finden. Die präabiege Schichten enthalten allgemein 2—4 % *Ulmus*, aber *Tilia* nur 1 % in der Serie Kärnä I auf einer Tiefe von 80 und 90 cm. *Corylus*-Pollen ist hier und da vertreten, aber nur im Prozentsatz 1 %, mit Ausnahme der untersten Tonschicht von Kärnä II aus welcher 3 und 5 % verzeichnet worden sind. Die von Dr. Astrid Cleve-Euler aus-

Strandes im Osten, wo sich der Weg von dem Hof Salonpää im S zur Kärnä-Brücke im N streckt. Der Weg läuft 200 m in westlicher Richtung der Linie II entlang, die längs einer Gehöftsgrenze gezogen ist.

Leider konnte ich der Untersuchung des Moores nicht genug Zeit widmen, sondern war gezwungen, mich auf ein einziges Bohrprofil der Linie II zu beschränken. Der zentrale Teil des Moores Haikaraneva besteht auf einer Strecke von ca 250 m den zwei Linien entlang aus Weissmoor mit teilweise gut entwickelten, langen, bis 6 m breiten Strängen von 40—100 m Länge. Auf einem *Sphagnum fuscum*-Teppich mit *Polytrichum strictum* und *Cladinae* (vor allem *Cl. alpestris*) dominieren *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum*, *Rubus chamaemorus* und weniger reichlich *Betula nana*, *Empetrum* und einzelne verkümmerte 2 m hohe Kiefern. In den peripheren Teilen des Moores findet man Reisermoor, vor allem *Ledum*-Moor sowie gutartigere Moortypen, teilweise mit recht wüchsigem Wald bewachsen. Die Längsprofile zeigen, dass Haikaraneva in bezug auf die Oberflächengestaltung den eigentlichen Hochmooren nahe steht. Das Moor wird gegen den See von 150 bis 200 m breiten Schwellen abgegrenzt. Die Schwellen erheben sich im E 2 à 3 m und im W 1 à 1.5 m über den Mittelwasserstand des Sees. Das Pollendiagramm Fig. 5 weist von der Oberfläche bis eine Tiefe von 2.2 m *Sphagnum*-Torf verschiedener Huminosität auf. Zuerst ist der Torf völlig roh (H_2), in einer Tiefe von 1.6—2.2 m ist die Huminosität 8. In 90—100 cm Tiefe wurden im Torf Kohlenreste beobachtet und in einer Tiefe von 1.4—1.6 m ist der Torf schwach humifiziert. Aus dem Pollendiagramm ist ersichtlich, dass die Fichtenkurve denselben Entwicklungsverlauf wie in den Kärnä-Serien aufweist. *Ulmus*-Pollen erscheint

allgemein von der Gytjtja bis zur Zeit des Maximums der Fichte. In der Gytjtja wurde ein einziges Lindenpollen angetroffen, desgleichen im *Sphagnum*-Torf in einer Tiefe von 1.2 m. Einzelne Pollenkörner von *Corylus* wurden von der Gytjtja hinauf bis zu 1.1 m unter der Erdoberfläche zerstreut angetroffen. Bei der Schlämung einer grossen Generalprobe von Gytjtja und Tongytjtja ergaben sich folgende Fossile:

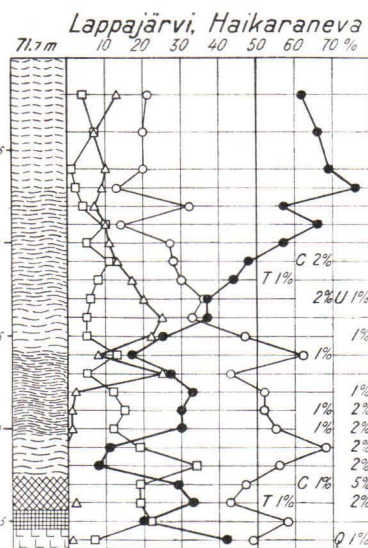


Fig. 5. Pollendiagramm von Haikaraneva. Zeichenerklärung S 156.

<i>Alisma plantago</i>	5 Früchte	<i>Carex vesicaria</i>	47 Früchte
<i>Alnus glutinosa</i>	1 Frucht	<i>Comarum palustre</i>	8 »
<i>Carex canescens</i>	4 Früchte	<i>Hippuris vulgaris</i>	17 »
» <i>pseudocyperus</i>	4 »	<i>Iris pseudacorus</i>	4 Samen

<i>Menyanthes trifoliata</i>	7 Samen	<i>Scirpus lacustris</i>	2 Früchte
<i>Nymphaea</i> cfr. <i>candida</i>	1 »	<i>Sparganium</i> cfr. <i>simplex</i>	6 »
<i>Phragmites communis</i>	Halmteile	» <i>ramosum</i>	4 »
<i>Potamogeton natans</i>	27 Früchte		
<i>Naumburgia thyrsoiflora</i>	8 »	<i>Nepheleis octoculata</i>	

Bei Linie I zeigte die Gyttja auf 4 verschiedenen Stellen ungefähr dieselbe fossile Flora, aber stellenweise kamen Samen und Früchte von *Alnus incana*, *Calla*, *Cicuta*, *Nuphar*, *Rumex hydrolapathum* sowie spärlich Früchte von *Carex rostrata* vor.

Vor der Senkung des Lappajärvi-Sees lag sein Mittelwasserstand im Niveau mit dem Kontakt von Ton und Tongyttja im Haikaraneva.

HARJU

Gleich NW der Höfe im Dorfe Harju, 3 km W von der Kirche, wurde im Jahre 1937 eine Torfablagerung an der bachähnlichen Bildung untersucht, die sich nach Nissi hin erstreckt. Die Mächtigkeit des Torfes war ursprünglich mindestens 2.2 m, ist aber heute kleiner, weil der oberste Torf über grosse Flächen hinweg abgeschachtet worden ist. Stellenweise ist Torfhumus bis auf eine Tiefe von ca. 1.5 m abgetragen worden. Im Jahre 1937 ist durch Ausgraben eine vollständige Serie von Proben bis auf eine Tiefe

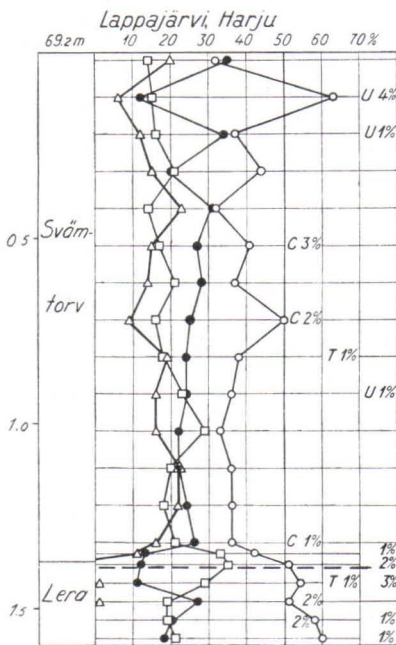


Fig. 6. Pollendiagramm von Harju.
Zeichenerklärung S. 156.

von 1.6 m entnommen worden. Eine von Dr. Astrid Cleve-Euler gemachte Untersuchung der Diatomeenflora in 6 Proben (N:o 20—25), die aus dem unterlagerten Ton stammen, ergab, dass die haline Betonung dieser Proben etwas stärker war (*Coscinodiscus* und *Mastogloiae*) als in den zwei Kärnä-Serien, und der Umschlag zu Süßwasser tritt erst in der Probe 25 zu tage, also auch hier gleich unter dem scharf markierten Torfkontakt. Im Vergleich zu den Kärnä-Serien liegt auch darin ein Unterschied, dass oben eine mehr Gyttja bevorzugende *Clypeus-Sculpta*-Assoziation herrscht mit den gewöhnlichen Begleitarten *Amphora commutata* und *A. mexicana* var. *major*, die die *Mastogloiae* ablösen. Zwischen den *Echeneis-Mastogloia*- und den *Clypeus*-Phasen ist ein starkes Aufblühen von *Melosira Borreri* eingeschaltet. Beider Schlämmung des Tones ergaben sich einzelne Samen und Früchte von *Alnus glutinosa*.

nosa, *Betula alba*, *Alisma plantago*, *Nuphar luteum*, *Potamogeton natans* und *Scirpus lacustris* (spärlich). Der 1.4 m mächtige Schwemmtorf enthielt grosse Mengen von Resten (Früchte, Zapfen, Rinde und andere Teile) von *Alnus glutinosa* und im übrigen folgende Arten:

<i>Alnus incana</i>	zwischen	105—130	cm	einzelne Früchte
<i>Betula alba</i>	»	55—135	»	Früchte, Schuppen reichlich
<i>Picea excelsa</i>	»	55—120	»	spärl. Teile verschiedener Art
<i>Rhamnus frangula</i>	»	35— 55	»	spärl. Früchte
<i>Equisetum limosum</i>	»	55—130	»	reichlich
<i>Sparganium minimum</i> bei		50 und 75	»	einzelne Früchte
» cfr. <i>simplex</i> zwischen		55—130	»	spärl. Früchte
<i>Potamogeton natans</i>	»	55—130	»	einzelne Früchte
» sp.	»	20—135	»	» kleine Früchte
<i>Alisma plantago</i>	»	35—130	»	zahlreiche Früchte
<i>Scirpus lacustris</i>	»	70—135	»	spärliche »
<i>Carex rostrata</i>	»	30—110	»	» »
» <i>pseudocyperus</i>	»	70—135	»	» »
» <i>vesicaria</i>	»	70—120	»	einzelne »
<i>Rumex hydrolapathum</i>	»	60—130	»	» »
<i>Nymphaea</i> cfr. <i>candida</i>	»	10—115	»	» Samen
<i>Nuphar luteum</i>	»	10—130	»	spärliche »
<i>Rubus idaeus</i>	»	70—130	»	einzigste Früchte
<i>Comarum palustre</i>	»	10—110	»	» »
<i>Filipendula ulmaria</i>	»	50—120	»	» »
<i>Cicuta virosa</i>	»	10—115	»	mehrere »
<i>Menyanthes trifoliata</i>	»	50—135	»	spärliche Samen
<i>Cristella mucedo</i>	»	10— 55	»	mehrere Statoblasten
<i>Nephelis octoculata</i>	»	10—130	»	spärliche Kokons
<i>Piscicola</i>	»	35— 90	»	einzelne Kapseln

Ein oder zwei Samen sind für folgende Arten verzeichnet worden: *Calla palustris* (bei 130 cm Tiefe), *Viola* sp. (100 cm), *Peucedanum palustre* (60 und 100 cm), *Naumburgia thyrsiflora* (60 und 125 cm), *Galeopsis* cfr. *bifida* (110 cm).

Das Pollendiagramm Fig. 6 zeigt einen Hiatus in der Entwicklung gleich vor der Torfbildung. Man bemerke die Fichtenkurve! Dr. Gunnar Erdtman hatte die Freundlichkeit, eine Pollenanalyse einer 50 cm unterhalb der Erdoberfläche genommenen Probe auszuführen, wobei er 200 Baumpollen zählte und dabei auch folgende Pollen fand: *Artemisia* 1, *Corylus*?, *Cyperaceae* 8, *Equisetum* 1, *Fraxinus* 1, *Graminae* 12, *Ranunculaceae* 2, *Rhamnus* 2, *Salix* 1, *Typha* 2, *Umbelliferae* 2.

JOKINEVA

Am Südende des Lappajärvi-Sees, zu beiden Seiten des Ausflusses des Kurejoki, breitet sich ein zum grossen Teil kultiviertes Moor, der Jokineva, aus. Im Westteil desselben, 600 m vom Kurejoki entfernt und

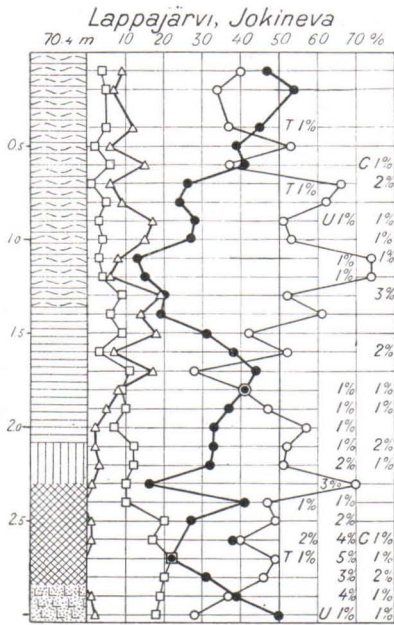


Fig. 7. Pollendiagramm von Jokineva.
Zei. henerklärung S. 156.

<i>Lycopus europaeus</i>	14 Früchte	<i>Ranunculus</i> sp.	1 Frucht
<i>Naumburgia thyrsoiflora</i>	26 Samen	<i>Rumex hydrolapathum</i>	4 Früchte
<i>Nuphar luteum</i>	2 Samen	<i>Scirpus lacustris</i>	4 »
<i>Nymphaea</i> cfr. <i>candida</i>	3 »	<i>Sparganium</i> sp.	2 »
<i>Peucedanum palustre</i>	13 Früchte	<i>Nephris octoculata</i>	13 »
<i>Picea excelsa</i>	3 Nadeln	<i>Piscicola</i>	6 »
<i>Potamogeton natans</i>	9 Früchte	<i>Coleoptera</i>	4 »

ca 250 m südlich des Sees, liegt ein kleiner See, Hanhilampi, dessen Oberfläche nur wenig höher (30 cm ?) als die des Lappajärvi-Sees liegt. Das Pollendiagramm Fig. 7 vom Strande des Sees zeigt, dass oberhalb des grauen Sandtons 55 cm Grobdestritusgyttja zu finden ist, die wiederum von 20 cm *Phragmites*-Torf überlagert ist. Eine grosse Probe von dieser Gytta sowie des *Phragmites*-Torfes ergab bei Schlämzung folgende Fossilien:

<i>Alisma plantago</i>	2 Früchte
<i>Alnus glutinosa</i>	12 »
» <i>incana</i>	2 »
<i>Betula alba</i>	5 »
<i>Calla palustris</i>	1 Samen
<i>Carex diandra</i>	24 Früchte
» <i>pseudocyperus</i>	11 »
» <i>rostrata</i>	23 »
<i>Cicuta virosa</i>	39 »
<i>Comarum palustre</i>	7 »
<i>Filipendula ulmaria</i>	1 Frucht

Der 70 cm mächtige Magnocaricetumtorf enthielt reichlich Samen und Früchte von *Carex lasiocarpa*, *C. rostrata* (spärl.), *Comarum palustre* und *Naumburgia thyrsoiflora* sowie 5 Samen von *Peucedanum palustre*. Zuoberst finden wir 140 cm *C. lasiocarpa*-Torf mit einzelnen Früchten von *Comarum palustre* und Samen von *Naumburgia thyrsoiflora*.

ZUSAMMENFASSUNG DER MOORUNTERSUCHUNGEN

Von besonderem Interesse ist die Frage nach der Zeit, zu welcher der Uferwall gebildet wurde, der die Torfschichtenfolge bei Härkäniemi überlagert. Ähnliche, wenn auch nicht gleich ausgeprägte Strandbildungen sind sicher vielenorts an den Ufer des Lappajärvi Sees zu finden, jedoch habe ich nur im Südteil der Insel Kärnäsaari und am SE-Strand des Sees in der Nähe von Kiviniemi solche beobachtet. Lehrreich ist das Pollendiagramm für Kärnä II. Das Diagramm zeigt, dass die Sandablagerung

in einer Zeit aufgeworfen worden ist, zu der die Fichtenpollenkurve das Maximum erreicht hat oder etwas früher, also etwas vor Chr. Geb. Das Diagramm zeigt auch, dass die untere Grenze des Strandwalls nahezu mit dem Mittelniederwasserspiegel (MNW) zusammenfällt. Dieses dürfte dadurch erklärt werden können, dass der 35 à 60 cm mächtige Sand den darunterliegenden Torf und die Gyttja stark heruntergepresst hat. Der Uferwall muss nämlich bei Hochwasser gebildet worden sein, was vielleicht durch die reichlichen Niederschläge zu Anfang der subatlantischen Zeit verursacht wurde (vgl. Hyypä 1942 und Granlund 1932, S. 169). Die 1 cm dicke Humusschicht zwischen dem feinen und dem groben Sandlager ist nicht untersucht worden, aber sie scheint auf zwei verschiedene Transgressionen, die durch eine trocknere Periode getrennt sind, zu deuten.

Eine Prüfung der Kärnä-Profile zeigt, dass der limnotelmatische Kontakt (die Grenze zwischen den Lagern A und B), der ja das Mittelniederwasserstadium zur Zeit der Verlandung wiederspiegelt, 45 cm (Kärnä I) bzw. 24 cm (Kärnä II) unter dem Mittelniederwasserspiegel liegt. Dieses kann nicht allein von Zusammenpressung verursacht worden sein, die bezüglich der unter dem limnotelmatischen Kontakt gelegenen Lager C und D nicht über ca 10 cm betragen kann. So sind wir auch gezwungen, die ungleichförmige Landhebung mit in Betracht zu ziehen, die während der zwei letzten Jahrtausende den Abfluss des Lappajärvi-Sees ca 30 cm höher als den nördlichen Teil der Insel Kärnäsaari gehoben hat.

An einer grossen Anzahl von Pollendiagrammen, vor allem aus den Kirchspielen Nedervetil (Alaveteli) und Alavieska, habe ich zeigen können, dass das Meeresufer in Ostbottnien zur Zeit der Verhäufigung der Fichte (nach Fromm 1938, etwa um 1000 v. Chr.) 56 à 57 m höher als jetzt lag.

Meine Untersuchungen in der Gegend von Lappajärvi führten, wie angeführt, zu keinen Funden von fossilen Haselnüssen. Im Sommer 1948 wurde mir jedoch mitgeteilt, dass der Vater des Volksschullehrers Harju schon um die Jahrhundertwende Haselnüsse in einer Gegend gefunden hatte, wo ich als junger Student floristische Studien getrieben habe. Harju hatte selbst als kleiner Junge solche Nüsse gesehen und sie während seiner Studienzeit im Jahre 1916 dem Lektor des Seminariums in Kajaani, Koponen, gezeigt. Harju kennt jetzt drei sichere Funde, alle aus Kirchspiel Vimpeli:

1. Tuomikorpi ca 2 km östlich von Lakaniemi. Fund von Harju.
2. Koivusaari in der Nähe von Lakaniemi, 0.5 km östlich vom Lappajärvi-See. Fund von Seeti Kataja.
3. Pokela. Fund von Oskari Kangas.

Ausserdem hat der Lehrer Harju von Funden gleichfalls aus dem Kirchdorfe sowie aus Pyhålahti gehört. Der Prozentsatz der fossilen Hasel erreicht gewöhnlich eine Höhe von 1 0/0, selten 2 0/0, in älteren Schichten

manchmal 3—5 %. Dies gilt nicht nur für die Gegend von Lappajärvi, sondern für ganz Ostbottnien.

ÜBER EINIGE INTERESSANTE PFLANZENARTEN

Bei meinem ergebnislosen Suchen nach fossiler Hasel wurden einige bemerkenswerte Fossilfunde der südlichen wärmefordernden *Carex pseudocyperus*, *Lycopus europaeus* und *Rumex hydrolapathum* sowie fossiler Pollen einiger anderer Arten, die erwähnt zu werden verdienen, gemacht.

Carex pseudocyperus kommt heutzutage hier und da in Südfinnland vor, bis etwas nördlich der Breite von Tampere ($61^{\circ} 45'$), ein isolierter Fundort liegt in Joroinen ($62^{\circ} 9'$). In der Postglazialzeit hat die Art ausserhalb ihres jetzigen Verbreitungsgebietes in Ostbottnien eine sehr grosse Verbreitung gehabt, bis hinauf nach Turtola ($66^{\circ} 52'$), und im mittleren Ostbottnien ist sie allgemein vorgekommen. In allen von mir untersuchten Mooren am Lappajärvi-See habe ich sie gefunden. Die Art ist in ganz Ostbottnien etwas nach der Verhäufung der Fichte ausgestorben, aber vor 400 bis 500 Jahren kam sie merkwürdigerweise noch vielenorts im Kirchspiel Kvevlax gleich nördlich Vaasa vor. In Ostfinnland ist die Art von etwa zehn Stellen als fossil bekannt.

Lycopus europaeus hat heute eine südliche Verbreitung ungefähr bis zu der Breite von Jyväskylä (62°). Dazu kommen noch einige Funde in der Gegend N von Kuopio und an der Küste des Bottnischen Meerbusens in der Gegend von Vaasa und Jakobstad (Pietarsaari). Die Funde am Bottnischen Meerbusen sind sicher jung. Fossil ist die Art in Ostbottnien fast ebenso weit nordwärts gefunden worden wie *Carex pseudocyperus*, aber sie ist nicht so allgemein gewesen. Am Lappajärvi-See ist sie nur in den Kärnä-Profilen und in Jokineva fossil angetroffen worden. Die Art starb in Ostbottnien etwas vor der Zeit der Verhäufung der Fichte aus. In Ostfinnland ist die Art von nur etwa zehn Stellen bekannt.

Rumex hydrolapathum kommt im südlichsten Finnland nur stellenweise vor, eine geringe Anzahl ist aus Satakunta und dem südlichen Teil von Häme (Tavastland) bekannt: der nördlichste Fundort ist Noormarkku in der Nähe von Pori ($61^{\circ} 36'$). Die Art gehört zu den seltensten unserer postglazialen Flora. Harald Lindberg hat sie ausserhalb ihres jetzigen Verbreitungsgebietes nur in Ilmajoki und Joroinen gefunden und ich nur in Ylitornio ($66^{\circ} 40'$), Alavieska, Haapajärvi, Rautio, Sievi und Kannus. Dazu kommen die Funde, die ich in allen am Lappajärvi-See untersuchten Mooren gemacht habe. Alle Fossilfunde gehören in die Litorinazeit.

Von Makrofossilfunden verdienen noch erwähnt zu werden *Iris pseudacorus* und *Sparganium ramosum*, die beide heutzutage in Ostbottnien recht selten sind. Sie sind auch während der Postglazialzeit selten gewesen;

Iris ist nämlich nur an etwa zwölf Stellen angetroffen worden und *Sparganium* an ca 6 Stellen in Ostbottnien. Beide sind in Haikaraneva gefunden worden, *Sparganium* ausserdem in Kärnä I.

Typha latifolia. Pollen einer *Typha*-Art — wahrscheinlich *T. latifolia* — ist in Harju, Haikaraneva und Jokineva verzeichnet und stellenweise auch an anderen Orten in Ostbottnien, wo die Art früher kaum als lebend bekannt war. So habe ich die Art nirgends in den von mir gut untersuchten Gegenden in der Nähe des Lappajärvi-Sees gefunden. Die Art ist jedoch noch hoch oben in Nord-Ostbottnien an vielen Stellen bis hinauf nach Turtola (66° 40', Hjelt) gefunden worden. Im Sommer 1947 fand ich die Art lebend in Itäkylä NE vom Lappajärvi-See, und später habe ich Mitteilungen über sechs weitere rezente Funde in demselben Kirchspiel erhalten.

Nachstehend einige Angaben über diese Funde und einige neue Funde aus der Küstengegend:

Lappajärvi, Itäkylä.

1. Vanhankartanonjärvi 3 km NE von der Volksschule in Kuoppala. Im Jahre 1947 beobachtete ich einen 5 × 10 m grossen Bestand mitten in dem kleinen See. Die Art ist am Platze sicher ursprünglich und nicht ein Neuling, wie an folgenden Fundorten.
2. Ammesniitty ca 3 km SW von Kuoppala. Gefunden in Tongruben von dem Lehrer Eino Hyytinen.

Lappajärvi, Kirchdorf.

3. Pentinniemi, Tongrube zwischen der Kirchenlandspitze und der Kärnä-Brücke, laut Pastor V. Lampola.
4. Kärnänsaari, Härkäniemi, NE-Strand, ca 200 m von der Spitze der Landzunge, V. Lampola.
5. Torf- und Tongruben beim Huhtipuro-Bach, ca 150—200 m W von der Schule in Kitti. Reichlich innerhalb eines grossen Gebietes (1 ha). V. Lampola.
6. Nyyssölä, ca 100 m vom Landwege, Tongrube bei Nyyssölänpuro. Ca 20 blühende Individuen. Laut dem Lehrer Eino Hyytinen.
7. NW von Nyyssölä, Ton- und Torfgruben 200 m vom Wege nach Kivikangas. Eino Hyytinen.

Larsmo, Kirchspiel.

8. Rövarhamn im Dorfe Grev, 9 km von Jakobstad (Pietarsaari). Kleiner Waldsee, Rest eines alten Sundes, 100 m E von der Volksschule. Ein kleinerer Bestand (0.5 Ar) mit 25 blühenden Individuen wurden von mir 1948 beobachtet. Die Art wächst hier seit 1945.
9. Kiesgrube gleich E von der neuen Landstrasse nach Eugmo, ca 3 km N von der vorhergehenden. Hier zählte ich im Jahre 1948 25 diesjährige blühende Individuen und 25 vorjährige Kolben. Die Kiesgrube stammt aus dem späteren Teil der dreissiger Jahre und *Typha* hat also dort nicht länger als ca 10 Jahre vorkommen können.

Jakobstad (Pietarsaari).

10. Lysarholmen in der Nähe der Hütte von Runeberg. Laut zuverlässiger Mitteilung. Sicher ein später Einwanderer.

Nykarleby (Uusikaarlepyy).

11. Kiesgrube gleich E von der Landstrasse, ca 3 km S von der Stadt. Ein kleiner Bestand von mir bei einer Autofahrt beobachtet.

Es ist offenbar, dass *Typha latifolia* auf den mir bekannten Fundplätzen in Ostbottnien in Torf-, Ton- und Kiesgruben ein später Einwanderer der zwei letzten Jahrzehnte ist. Der Fund bei Vanhankartanonjärvi (Nr 1) vertritt dagegen einen ursprünglichen Standort. Jedoch scheinen die Funde von fossilem Pollen, die in älteren Ablagerungen gemacht worden sind, darauf hinzudeuten, dass die Art auch ehemals sowohl in der Gegend des Lappajärvi-Sees wie auch anderswo in Ostbottnien gelebt hat, wo sie jetzt fehlt oder jedenfalls im Anfang des Jahrhunderts fehlte. Die Art hat während der zwei letzten Jahrzehnte eine merkwürdige Expansion aufgewiesen, und es ist eine lockende Aufgabe die Ursachen dieses Verhaltens zu beleuchten. Vielleicht werde ich bald Gelegenheit haben, mit einem grösseren ostbottnischen Material mich wieder dieser Frage zuzuwenden.

Myrica gale ist bei der Pollenanalyse aus 60 cm Tiefe im Moor Hai-karaneva verzeichnet worden und in Jokineva aus 20 bis 40 cm Tiefe. Heute lebt die Art allgemein an der Küste des Bottnischen Meerbusens, manchmal bis 5 m über dem Meer. Im Kirchspiel Jurva, Staatsforst Sarvi, im südlichen Ostbottnien, habe ich die Art ziemlich reichlich auf einem kleineren Moor wachsen sehen, ca 30 m über dem Meer. Hier fand Mag. Tellervo Tynni (jetzt Suomalainen) bei der Pollenanalyse (1938) bei 15 cm 6 und bei 25 cm 1 *Myrica*-Pollen. Bei 30 cm wurde kein *Myrica*-Pollen beobachtet. Ein merkwürdiges Vorkommen von *Myrica gale* liegt an der Grenze der Läne von Vaasa und Oulu, in den Kirchspielen Sievi und Toholampi, wo die Art auf einem Areal von ca 300 ha (siehe Backman 1918) allgemein auftritt. Das Gebiet ist ca 70 km von der Küste entfernt und liegt ca 130 m über dem Meer, oder 30 à 35 m über dem Niveau, das von dem salzigen Wasser des Litorinameeres einst erreicht wurde. Bei einer von Mag. Tynni im Jahre 1942 ausgeführten Pollenanalyse einer Probe-serie vom Tuomikonnevä an der Länsgrenze, wo *Myrica* jetzt dominiert, wurde nur ein *Myrica*-Pollen verzeichnet, und dies in 10 cm Tiefe. In grösserer Tiefe wurde *Myrica* nicht beobachtet, dagegen wurde aus der Tiefe von 80—130 cm 1—3 % *Corylus*-Pollen verzeichnet. Dies deute ich als einen Beweis dafür, dass sich der *Myrica*-Pollen nicht erhält, wie schon Sandegren (siehe v. Post 1924, S. 92) und Smith (1920) hervor-gehoben haben. Noch ziemlich spät war es schwierig, den *Myrica*- und *Corylus*-Pollen auseinanderzuhalten. Erdtman (1921, S. 34) schreibt:

»Der Pollen von *Corylus* ist nicht ganz sicher von dem der *Myrica* zu unterscheiden». Später ist ihm die Frage klar geworden und er sagt (Erdtman 1944, S 415): »Fossila pollenkorn av *Myrica* äro ibland svåra att identifiera om deras bevaringstillstånd är dåligt. Vål bevarade pollen-

korn äro däremot lätta att känna igen; de påminna i motsats till uppgifter i flera pollenanalytiska arbeten mera om pollenkorn av *Betula*-typen än om pollenkorn av *Corylus*-typen».

LITERATUR

- BACKMAN, A. L., 1909. Floran i Lappajärvi jämte omnäjd. Acta Soc. Fauna et Flora Fenn. 32.
- 1918. Ödemarksfloran i mellersta Österbotten. Meddel. af Soc. pro Fauna et Flora Fenn. 44.
- 1919. Torfmarksundersökningar i mellersta Österbotten. Acta Forestalia Fenn. 12.
- 1935. Några torfmarksprofiler från mellersta Österbottens kusttrakter. Centralskogssällskapet Föreningen för Skogskultur. Festskrift 1910—1935.
- ERDTMAN, GUNNAR, 1921. Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südwestschweden. Arkiv för botanik. Bd. 17.
- 1944. Botanisk pollenanalys. Geolog. fören. i Stockholm förhandl. 66.
- FROMM, ERIK, 1938. Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatoméeanalysen aus Ångermanland. Ibidem. Bd. 60.
- GRANLUND, ERIK, 1932. De svenska högmossarnas geologi. Sveriges geolog. unders. Årsbok. 26.
- HINTIKKA, T. J., 1917. Carex pseudocyperus L.-löytö Pohjois-Savosta ja havainnot sen kasvupaikoista. Meddel. af Soc. pro Fauna et Flora Fennica. 43.
- HJELT, HJALMAR, 1892. Conspectus florae fennicae. II. Acta Soc. Fauna et Flora Fenn. V.
- HYYPÄ, ESA, 1942. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga- und Ancylustransgression. Comptes Rendus de la Soc. géologique de Finlande. XV.
- ODENWALL, E., 1934. Lake Lappajärvi. Fennia 59.
- V. POST, LENNART, 1924. Ur de sydsvenska skogarnas regionala historia under postarktisk tid. Geolog. fören. i Stockholm förhandl. 46.
- SMITH, HARALD, 1920. Vegetationen och dess utvecklingshistoria i det central-svenska högfjällsområdet. Norrländskt handbibliotek. IX.
- WITTING, ROLF, 1918. Hafsytan, geoidytan och landhöjningen. Fennia 39.

Uusia jäseniä Suomen Geologiseen Seuraan valitaan kahden jäsenen ehdotuksesta.

Seuran julkaisut ilmestyvät sarjassa *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* ja jaetaan

1. kaikille jäsenille,
2. niille, jotka saavat mainitun sarjan,
3. laitoksille ja yhdistyksille, jotka haluavat julkaisujen vaihtoa.

Suomen Geologisen Seuran osoite on Bulevardi 29, Helsinki.

Medlemmar i Geologiska Sällskapet i Finland inväljas på förslag av två av Sällskapetets medlemmar.

Sällskapetets publikationer utgivas i serien *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* och utdelas till

1. Sällskapetets medlemmar,
2. personer, som fått mottaga nämnda serie,
3. institutioner och sammanslutningar, vilka önska träda i skriftutbyte med Sällskapet.

Geologiska Sällskapetets i Finland adress är Bulevarden 29, Helsingfors.

Pour devenir membre de la Société géologique de Finlande on doit être présenté par deux membres.

Les publications de la Société seront éditées dans la série *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* et seront distribuées

1. aux membres de la Société,
2. aux personnes ayant reçues la présente série,
3. aux institutions et aux associations désirant entrer en échange des publications.

S'adresser à la Société géologique: Bulevardi 29, Helsinki.