

Conclusies

De genese van de sulfidische erts in Finland is niet gemakkelijk te achterhalen, omdat de meeste door latere metamorfe processen sterk veranderd zijn. In zo'n geval zoekt men naar een niet-metamorfe ertsafzetting die qua nevengesteenten en ertsinhoud vergelijkbaar is. Zo zijn de ertsen van Outokumpu, Vihanti en Pyhäsalmi te vergelijken met de Japanse Kurokotype-afzettingen en over hun vulkanische oorsprong bestaat geen twijfel. De ertsen van Hitura en Kotalahti behoren tot een duidelijk ander type, vergelijkbaar met de beroemde Sudbury-ertsafzetting in Canada. Deze afzetting is ontstaan door bezinking van de zware bestanddelen in het nog vloeibare magma, wat leidde tot concentratie van de sulfiden en platinagroep-mineralen.

Een vergelijkbare ontstaanswijze wordt ook toegeschreven aan magnetiet-ilmeniet- en chromietertsen.

Literatuur

1. Een belangrijke samenvatting van de petrologie van Finland is te vinden in:
Das finnische Grundgebirge, door A. Simonen (1971), Geol. Rundschau, 60, 1406-1421.
2. Een goede beschrijving van mineraalvoorkomens staat in Mineral Deposits of Europe, Vol. 1: Northwest Europe. Finland wordt behandeld door P. Isokangas. Verder in dit deel: Zweden, Noorwegen, Denemarken en Groenland, Ierland en het Verenigd Koninkrijk. Uitg. The Institution of Mining and Metallurgy, The Mineralogical Society, Londen, 1978.
3. Een vijftiental mineraal- en gesteentevoorkomens, met de ligging ervan, wordt gegeven in:
Mineraalfundstellen, Band 4: Skandinavien (bevattende Noorwegen, Zweden, Finland)
door Dr. H-J. Wilke, Chr. Weise Verlag, München, 1976.

De Kwartairgeologie van Finland

door E.G. van Diggelen

In dit artikel worden een aantal van de vele interessante geomorfologische fenomenen belicht, zoals die tijdens een reis dwars door Finland kunnen worden aangetroffen. Het grootste deel hiervan is gevormd in het Kwartair, de jongste periode van de geologische tijdschaal. Daar deze landschapsvormen uit los sediment bestaan, zijn het ideale voedingsbodems voor een weelderige plantengroei. Finland is dan ook het land van de bijna onbegrensde boomgroei.

Het grootste areaal wordt ingenomen door het boreale naaldwoud. Alleen in het zuidelijkste deel vinden we nog een randje van de Noordepese gemengde woudzone, met o.a. eiken en essen. In het noordelijkste deel van Lapland ligt de dennengrens. Gaan we van het zuiden naar Fins Lapland dan zal het landschapsbeeld grotendeels worden bepaald door een eindeloze bomengordel met dennen, berken en sparren. Dit is de naaldwoudzone, slechts hier en daar onderbroken door een dorp, omgeven door wat bouwland, een onverwacht moderne stad of een eenzaam houten huis met sauna. Alleen de westkust van Finland vormt hierop een uitzondering. Hier vinden we de vruchtbare kleigronden met hun agrarische bedrijven. Pas in Fins Lapland verdwijnt de spar uit het landschap en worden de bossen minder dicht. Nog iets noordelijker verdwijnt ook de den langzamerhand en komen we in het Voor-arctische gebied (figuur 1). Hier groeien geen naaldbomen meer. Wel treffen we er dwergvormen aan, zoals de lage berk (*Betula tortuosa*), en een overvloedige groei van rendiermos, dat het voedsel van de rendieren is (foto 1). Vooral Lapland is nog een woest en eenzaam gebied. Hier komt men buiten de hoofdwegen, waarvan er maar weinig zijn, nauwelijks een mens tegen. Toch is er sprake van een toenemend toerisme. De Lappen maken daar dankbaar ge-

bruik van, door in de zomermaanden, als de rendieren meer noordelijk de hogere bergen in zijn getrokken, hun tentjes langs de Noordkaaproute neer te zetten. Hier verkopen ze hun souvenirs, zoals rendiervellen, messen (puukko), rendiergeweien. Lapland is het land van de Lappen, de rendieren en de middernachtzon. Maar ook vooral van de muggen, die men maar op de koop toe moet nemen.

In Fins Lapland treft men ook de "tunturi's" aan: kale afgeronde bergjes van vele honderden meters hoog. Door hun hoogte is de boomgrens er snel bereikt, zodat ze slechts begroeid zijn met mossen. Hier treedt de harde ondergrond aan de oppervlakte.

Toch moet men zich van dat "berglandschap" niet te veel voorstellen. Het is nauwelijks mogelijk om er ook maar iets van te zien.

Rijgend van Rovaniemi naar Inari (ca. 300 kilometer) zal men niet veel anders aantreffen dan dezelfde bossen en veengebieden die de reiziger vanuit Zuid-Finland al ca. 800 kilometer vergezelden. Pas vanuit Inari naar de Noordkaap wordt het gezichtsveld ruimer.

Langs de thans op veel plaatsen geasfalteerde weg kan men daar genieten van de eerste "toendra's" en de steeds hoger wordende bergen.

Omdat het landijs zo bepalend is geweest voor de ontwikkeling van het Finse landschap worden de volgende vier aspecten van de geologische geschiedenis van Finland besproken:

- Finland vóór de komst van het landijs
- Finland onder het landijs
- Finland tijdens het afsmelten van het landijs
- Finland na het verdwijnen van het ijs.

Finland vóór de komst van het landijs

Van de geologische formaties zijn in Finland alleen de oudste, het Precambrium en de jongste, het Kwartair aanwezig. Daar eigenlijk pas in het Cambrium sprake is van een goede conservering van het toenemende leven (dieren vormden toen voor het eerst een verhard skelet) en het Precambrium bovendien voornamelijk kristallijn is ontwikkeld, ontbreken in Finland fossielen. Het landschap vóór de komst van het eerste gletsjerijs was een produkt van een honderden miljoenen jaren omvattende geologische ontwikkeling, die aanving in het Precambrium.

Structureel gesproken behoort heel Finland tot het Baltische Schild, dat in de loop der geologische geschiedenis is afgevlakt tot een schiervlakte of peneplain. Per definitie verstaat men onder een schild een uitgestrekt continentaal gebied, waar Precambriëse gesteenten aan de dag treden, en waar sinds het Precambrium geen plooiing meer heeft plaatsgevonden. Het Baltische Schild in het Oostzeegebied (figuur 2) heeft dus sedert zijn vorming in het Precambrium, ca. 1700 miljoen jaar geleden, geen gebergtevorming meer meegemaakt. Nadat dit gebied in het Precambrium omhoog kwam als een majestueus gebergte, zoals thans de Alpen, hebben de exogene processen honderden miljoenen jaren lang de tijd gehad om het af te breken. In het Cambrium, circa 550 miljoen jaar geleden, was Finland al afgevlakt tot een schiervlakte. Het zou daarna een betrekkelijk stabiel gebied blijven, sterk geconsolideerd bij de gebergtevorming.

Zoals we reeds zagen kwam na de enorme afbraak de metamorfe onderbouw met de daarin ingedrongen intrusies aan de oppervlakte bloot te liggen. Enkele van de vele soorten metamorfe gesteenten zijn kwartsieten, schisten gneizen en migmatieten. Belangrijke stollingsgesteenten (en wel intrusiva) zijn in Finland de granieten, diorieten, gabbro's en peridotieten.

Ontsluitingen van deze oude, harde ondergrond vindt men vooral daar waar spoorlijnen en wegen dwars door heuvels

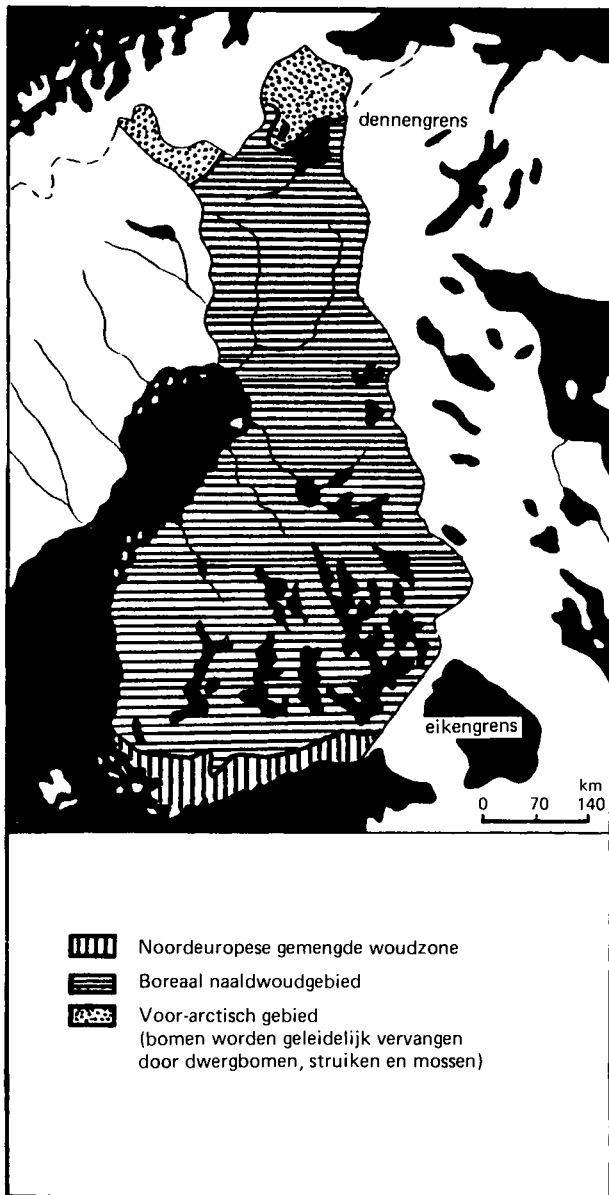
zijn aangelegd. In de Scandinavische landen gaat men niet zo gauw opzij voor een heuveltje. Het zijn ideale plaatsen voor de geoloog om het Precambrium te bestuderen. Gneizen zijn er zeer opvallende gesteenten. Vooral in Midden-Finland kan men hele wanden langs de weginsnijdingen aantreffen van dit grillig gelaagde, gestreepte en gebande gesteente van de metamorfe onderbouw. Een gesteente dat ook niet onvermeld mag blijven is de zogenaamde rapakivigraniet. Vooral het rapakivigebied van de Åland-eilanden in het zuidwesten is erg bekend. Het is het moedergebied van de rapakivi-zwerfstenen in Nederland! Deze werden door het landijs tot in ons land toe over meer dan 1200 km getransporteerd.

Rapakivi is een gesteente dat zeer snel verweert, vooral de grofkorrelige soorten. Zelf trof ik een aantal enorme rapakivi-blokken aan op de zgn. Salpausselkä-rug van Lahti naar Lappeenranta, die aan een grote mate van verwerking onderhevig waren. Vele waren tot in het centrum verweerd, sommige waren uitgezakt tot mierenhopen (foto 2).

Morfologisch is de ondergrond van het Finse gebied een enigszins zuidwaarts hellende **peneplain (schiervlakte)**. Dit begrip is voor het eerst in de geomorfologie geïntroduceerd door de Amerikaanse geomorfoloog W.M. Davis in 1889. Davis zag in ieder landschap op aarde een stadium van een evolutiecyclus. Zo sprak hij over een jong, een rijp en een oud landschap, naarmate de ontwikkeling verder voortschreed. Als eindstadium van subaërische erosie beschouwde hij een bijna vlak, uiterst zwak golvend oppervlak, de peneplain of schiervlakte (figuur 3). Zo'n peneplain bezit weinig reliëf, enorm brede riviervlakten en een dik verweringsdek. Vaak vinden we op de schiervlakte nog de resten van het voormalige, hogere reliëf terug. Dit zijn dan meestal bergjes van zeer resistent gesteente, welke men **monadnocks** ("hardkoppen") noemt. Deze zwak convexe, afgeronde bergjes vindt men op de Finse peneplain ook terug. Ze zijn zeer kenmerkend voor het Lapsee landschap, waar ze de enige variaties in

foto 1. Het Voorarctische landschap van Fins Lapland, ten noordwesten van Inari.





figuur 1. Vegetatiezones in Finland

reliëf zijn temidden van de eindeloze zand- en grindvlakten die bedekt zijn met bossen, venen en meren. In Fins Lapland worden deze afgesleten, geïsoleerde bergjes met kale, ronde toppen **tunturi's** genoemd. In Noorwegen noemt men ze fjells of fjelds (fjelden). Rijdend van Rovaniemi naar het Inari-meer kan men met goed geluk de afgeronde contouren zien van de Pyhätunturi (540 m) ten zuiden van Sodankylä. Noordelijker van deze plaats neemt het aantal tunturi's snel toe. Ook westelijker komen monadnocks voor. Zoals langs de Zweedse grens bij Muonio de Pallastunturi (805 m) (foto 3) en de Ounastunturi (723 m). Deze vormt een aaneengesloten keten die doorloopt tot de voet van het Scandinavisch Hoogland, dat in het hoge noorden van Noorwegen een uitgestrekte hoogvlakte (vidda) vormt met een gemiddelde hoogte tussen de 800 en 900 meter. Deze tunturi's bij Muonio reiken boven de boomgrens. Ze zijn op de toppen vrij vlak en kaal of worden bedekt door gesteentefragmenten afkomstig van de door vorstverwerking losgemaakte ondergrond (kwartsiet en graniet). De keten wordt

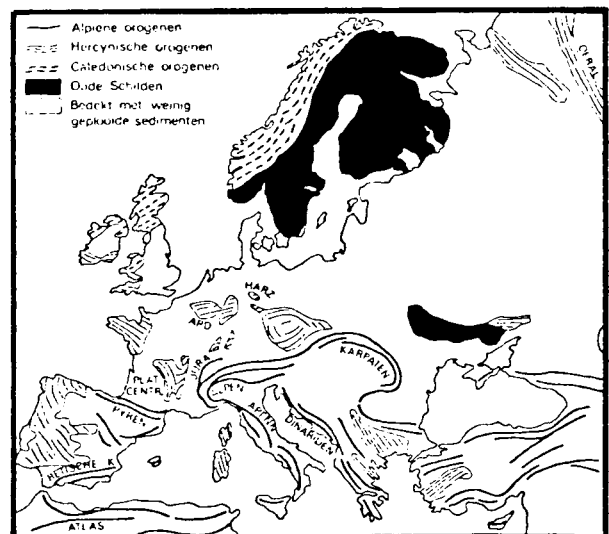
doorsneden door een aantal door het smeltwater gevormde dalen. De hoogste monadnock van Finland is de Haltia-tunturi (1328 meter) in de noordwestpunt van Lapland bij de Noorse grens.

Niet alleen de tunturi's worden noordwaarts gaande hoger, maar eigenlijk heel Finland. Zoals we in figuur 4 kunnen zien neemt de hoogte van de Finse peneplain in noordelijker richting geleidelijk toe, en zal tenslotte doodlopen tegen de voet van het Scandinavisch Hoogland. Van Rovaniemi naar Sodankylä neemt de hoogte van de peneplain minder dan 100 meter toe. Maar nog geen 100 kilometer noordelijker van Sodankylä is de peneplain al 255 meter hoger geworden (foto 4).

In Fins Lapland ligt ook de voornaamste waterscheiding van het land (zie figuur 5 en 9). Dit hogere deel is geen resistente keten, dus geen reeks monadnocks, maar een iets gerezen deel van de peneplain. Deze waterscheiding, Suomenselkä, (het Finse woord selkä betekent bergrug), bestaat uit een complex van kale bergen die van de Sovjet-Unie westwaarts lopen naar de Noorse grens. Hiertoe behoren ondermeer de bergen Saariselkä met vlakke toppen van 500 tot 700 meter hoog. De weg naar Ivalo snijdt de waterscheiding hier bij Kaunisää. Suomenselkä scheidt de rivieren die naar de Noordelijke IJsee stromen van de rivieren die naar de Baltische Zee afwateren. De waterscheiding ontstond in het Tertiair, de periode waarin de grote Alpiene gebergtevormingen plaatsvonden. Het starre Baltische Schild bleef hierbij niet gespaard. Breukvorming vond plaats, waarbij gesteenteblokken (schollen) werden gebroken en samengeperst. Hierbij ontstond ook de huidige waterscheiding, waarbij een aantal schollen trapsgewijze werden gebroken en verschoven.

Ten noorden hiervan is een groot gebied gedaald. Dit is het huidige Inari-bekken, waarin het Inari-meer ligt (foto 5). Uit de hoogtekaart van figuur 4 is de lage ligging van deze slenk duidelijk te zien.

Zuid-Finland en het grootste deel van Midden-Finland ligt beneden de 200 meter. Over het algemeen is het een heuvelachtig terrein van zanden en grinden, bedekt met uitgestrekte naaldbossen, meren en veenmoerassen. Alleen de kustgebieden langs de Botnische en Finse Golf zijn echt vlak. Hier werd na het verdwijnen van het laatste landijs een vruchtbare klei afgezet door voormalige watermassa's van het Oostzeegebied.



figuur 2. Verspreiding van de Oude Schilden en de Alpiene, Hercynische en Caledonische orogeenen in Europa (naar A.J. Pannekoek, 1976).

Daar deze kleiafzettingen vruchtbaar zijn en weinig stenen en keien bevatten zijn het uitstekende landbouwgronden (foto 6). De kleiafzettingen zijn in de regel een paar meter dik. Lokaal kunnen dikten van 10 tot wel 30 meter worden bereikt (ZW-Finland).

Na het Precambrium is in Finland geen gebergtevorming meer opgetreden. Nadat het Finse gebied in het Cambrium was afgevlakt tot een peneplain zou er alleen nog maar breukvorming optreden. De kristallijne peneplain is dan ook doorsneden door een enorm aantal breukzones, wat tot uiting komt in de richting van vele Finse meren en rivierdalen, die in veel gevallen aangepast zijn aan de structuur van de ondergrond. Ook na de landijsbedekkingen van Finland bleef deze structuur vaak bepalend voor de lengterichting van rivieren en meren. Behalve breukvorming vond er een diepe verwerking plaats van de kristallijne ondergrond. Onder deze condities zou het landijs in het Kwartair Finland bedekken.



foto 2. Door sterke verwerking tot "mierenhopen" uitgekakte rapakivi-zwerfblokken, ten oosten van Lahti.

Finland onder het landijs

Toen ongeveer 2,5 miljoen jaar geleden het klimaat veranderde en het steeds kouder werd, begon de jongste periode in de geologische geschiedenis, het Kwartair. Deze periode wordt onderverdeeld in twee tijdvakken, het Pleistoceen of Ijstijdvak en het Holoceen of huidige tijdvak. In het Holoceen, vanaf 10.000 jaar geleden, begon de recente klimaatsverbetering.

Het Pleistoceen was het tijdvak van de ijstijden of glacialen, waarbij de temperaturen tot zeer lage waarden daalden en de gletsjers van het Scandinavisch Hoogland zich over de omliggende laaglanden uitbreidden. De ijstijd met maximale uitbreiding van het landijs viel tussen 150.000 en 100.000 jaar geleden. Deze ijstijd was het Saalien, waarin ook ons land door het landijs werd bereikt. De laatste ijstijd, het Weichselien, begon 75.000 jaar geleden en duurde tot voor 10.000 jaar. In dit glaciaal bereikte het landijs ons land niet, maar had het zijn zuidbegrenzing in Denemarken en Noord-Duitsland. De ijstijden van het Pleistoceen werden afgewisseld door perioden waarin het klimaat gematigd warm en vochtig was. Dit waren de tussenijstijden of interglacialen, waarin sterke verwerking en bodemvorming optraden.

Wat ook de oorzaak mag zijn geweest, een feit is dat als gevolg van klimaatsverslechtering de gletsjers op aarde zich in het Pleistoceen vele malen aanzienlijk hebben uitgebreid. In Noord-Europa lag het oorspronkelijke centrum van het landijs op het Scandinavisch Hoogland. Dit

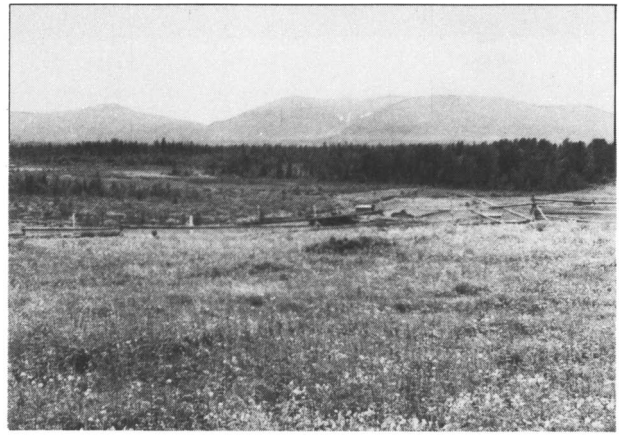


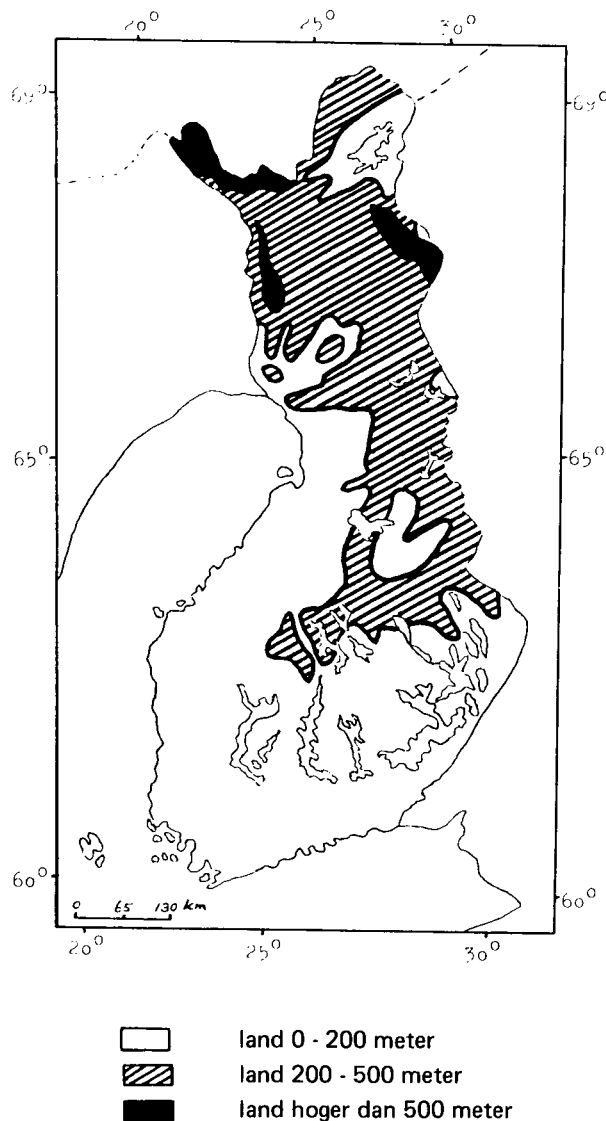
foto 3. De Pallastunturi in het Muonio-district. Het is een onderdeel van een monadnock-keten op de oude schiervlakte. Het ijs heeft er later een aantal smeltwaterdalen in gevormd.

gebergte loopt als een ruggegraat van zuidwest naar noordoost, over zo'n 1000 kilometer lengte, door Noorwegen. Het is een door talrijke rivierdalen en zeeinhammen versneden gebied van hooggelegen plateau's (fjelden), die nauwelijks begroeid zijn. Deze toendra's zijn bezaaid met ontelbare grote en kleine meren, poelen en moerassen. Het zuidelijk deel van het gebergte is veel hoger dan het noordelijke. In het zuiden ligt het echte hooggebergte van Noorwegen, met bergtoppen van 1800 tot meer dan 2000 meter hoog die bedekt zijn met eeuwige sneeuw. Dit gebergte onderbreekt de baan van de uit zee aangevoerde luchtmassa's die, bij het kustgebergte aangekomen, worden opgestuwd. De lucht stijgt en komt steeds hoger waardoor een gedeelte van de waterdamp condenseert en het uiteindelijk zal gaan regenen (stuwingsregen) of zelfs sneeuwen (figuur 6-1). Het gebied achter het gebergte ligt in de regenschaduw, hier valt weinig regen.

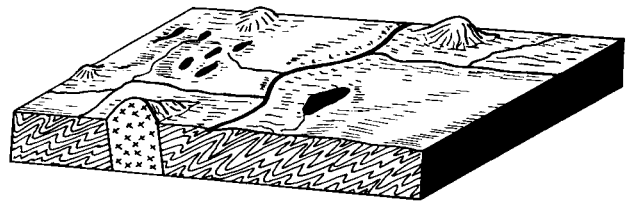
Toen het in het Pleistoceen kouder werd - de sterk bewolkte zomers werden steeds koeler - viel er steeds meer neerslag in de vorm van sneeuw, waardoor de bestaande gletsjers in het hooggebergte zich begonnen uit te breiden (figuur 6-2). Na verloop van tijd bouwden maritieme luchtmassa's op deze wijze een ijslichaam op over het Scandinavisch Hoogland. De meeste, misschien wel alle bergtoppen verdwenen onder een ijsdek. Omdat de westhelling van het gebergte korter en steiler was dan de oosthelling, stroomde het ijs westwaarts sneller naar beneden en bereikte tenslotte de diepe Atlantische Oceaan. Hier vond afkalving van het ijs plaats, waarbij grote brokken en platen ijs in zee terecht kwamen en afdreven naar elders. Ondanks het feit dat aan de zee kant het ijslichaam snel groeide en er aanvankelijk het meeste ijs aanwezig was, zou aan de oostkant van het gebergte de grootste ijsdikte worden bereikt. Hier was immers geen diepe zee aanwezig die de vorming van een samenhangend ijslichaam zou verhinderen. Aan de oostzijde van het gebergte vloei- de het ijs over een veel langere en flauwere helling langzaam af. Het onderliggende reliëf zou hierbij, zoals we nog zullen zien, een rol spelen. Er vormde zich in dit Baltische gebied één grote samenhangende ijsmassa. Het Scandinavisch Hoogland, bedekt onder het ijs, was blijkbaar niet hoog genoeg meer om aan de oostkant een "regenschaduwgebied" te vormen. Tijdens deze maximale ijsuitbreiding was het ijs radiaal uitgevloeid. Omdat aan de oostzijde van het gebergte de grootste ijsdikte werd bereikt, betekende dit een verschuiving van de ijs scheiding. De as van radiale uitvloeiing verplaatste zich 160 tot 400 kilometer

oostelijker, dus boven een gebied dat onder het ijs nauwelijks reliëf vertoonde, de peneplain. Hier werd een maximale ijsdikte bereikt van ca. 3000 meter: de Botnische Golf, waar de latere isostatische opheffing ook het grootste zou zijn (figuur 6-3). Het landijs breidde zich tijdens iedere glaciatie in één keer tot zijn maximale omvang uit.

De laatste ijsuitbreiding was het Weichselien-glaciaal, dat 65.000 jaar heeft geduurd. Het landijs besloeg in dit tijdsbestek een gebied dat zich maximaal uitstrekte van de Noorse kust tot nabij Minsk in de U.S.S.R. en van de Noordkaap tot in Denemarken en Noord-Duitsland toe (figuur 7 en 8). Tijdens deze laatste vergletsjering werd ook Finland opnieuw onder het landijs bedolven. Al bij de eerste landijsbedekking werd hier de dikke preglaciale verweringslaag weggevoerd. Op enkele plaatsen in Finland is deze laag nog aanwezig onder Kwartaire afzettingen, zoals bij Sodankylä een meer dan 100 m dikke laag. Ook de in de interglacialen gevormde verweringsbodems werden tijdens iedere volgende glaciatie afgevoerd zodat er uiteindelijk een zeer scherpe grens is ontstaan tussen het oude kristallijne Precambrium en de hierover afgezette Kwartaire sedimenten. De Holocene verweringsbodem is nog dun en slecht ontwikkeld.



figuur 4. Hoogtekaartje van Finland



figuur 3. Schiervlakte van geplooid gneizen met enkele monadnocks (intrusieve granieten) (naar W.M. Davis, gewijzigd).

Sporen van het ijs

Dat de gletsjers zich over Finland hebben uitgebreid bewijzen de talrijke sporen die het landijs achterliet. Heel het land is een aaneenschakeling van glaciale en fluvio-glaciale fenomenen. Producten van glaciale erosie (E) en sedimentatie (S) zijn:

- gletsjerklassen (E)
- bultrotsen (E)
- keileem (S)
- drumlins (S)
- delta-morenen (S)

Lange tijd hebben de ijsmassa's het landoppervlak afgebroken, afgerond en gekrast en tenslotte met een laag afbraakproducten, zoals keileem, bedekt. Het Finse landschap, dat al vóór de komst van het landijs een zwak golvende peneplain was, werd nu nog verder gemodelleerd. De hogere monadnocks werden afgerond en in sommige gevallen ontstonden er later smeltwaterdalen (foto 3). Ook de lage Precambriese heuveltoppen werden stroomlijn-vormig afgerond en gepolijst tot bultrotsen, terwijl de lagere terrein-gedeeltes met afbraakproducten werden opgevuld.

Op vele manieren heeft men de stroomrichting van het ijs bepaald zoals uit de lengterichting van bultrotsen, uit de lengterichting van meren en rivieren (figuur 9), uit gletsjerklassen en uit de verspreiding van de zwerfstenen. Hieruit is gebleken dat het landijs bij de uitbreiding over de Finse peneplain twee stroomrichtingen had (figuur 22).

De belangrijkste stroomrichting van het ijs was van het noordwesten naar het zuidoosten. Deze primaire richting ging over bijna geheel Finland, uitgezonderd het noordelijke deel van Lapland. In Noord-Lapland was er een ijsstroom van zuidwest naar noordoost (figuur 9 en 22). Het ijs stootte namelijk in Fins-Lapland op de hoofdwaterscheiding van het land, het ruwweg oost-west lopend berg-ruggen-complex van Suomenskä. Hierdoor werd het ijs bij de stroming belemmerd, er vond een ijscheiding plaats. Ten noorden van de 68ste breedtegraad stroomde het ijs naar het noordoosten en ten zuiden ervan naar het zuidoosten. De noordoostelijke stroombaan werd versneld in de richting van het laaggelegen Inari-bekken. Omdat het ijs hier snel hellingafwaarts stroomde nam de erosiekracht van het ijs op de ondergrond toe. Grote hoeveelheden puin werden weggevoerd. Zelfs de dieperliggende onverweerde gesteenten werden door het ijs blootgelegd. Dit "frisse" gesteenteoppervlak vertoont talrijke gletsjerklassen. De Pleistocene grondmorene (=keileem) in dit gebied is zeer rijk aan stenen, keien en blokken, en arm aan verweringsproducten. Dit "frisse", onverweerde puin treft men rond het hele Inari-bekken aan. Enorme zwerfblokken drukken hun stempel op het landschap (foto 7). Het centrale deel van het Inari-bekken is tijdens en na het verdwijnen van het landijs volgelopen met water. Hier ligt thans één van de grote schoonheden van Lapland, het Inari-meer (foto 5).



foto 4. De Noordkaaproutte van Inari naar Karasjok (Noorwegen). Hoe dichter men Noorwegen nadert, des te hoger en eenzamer wordt het gebied.

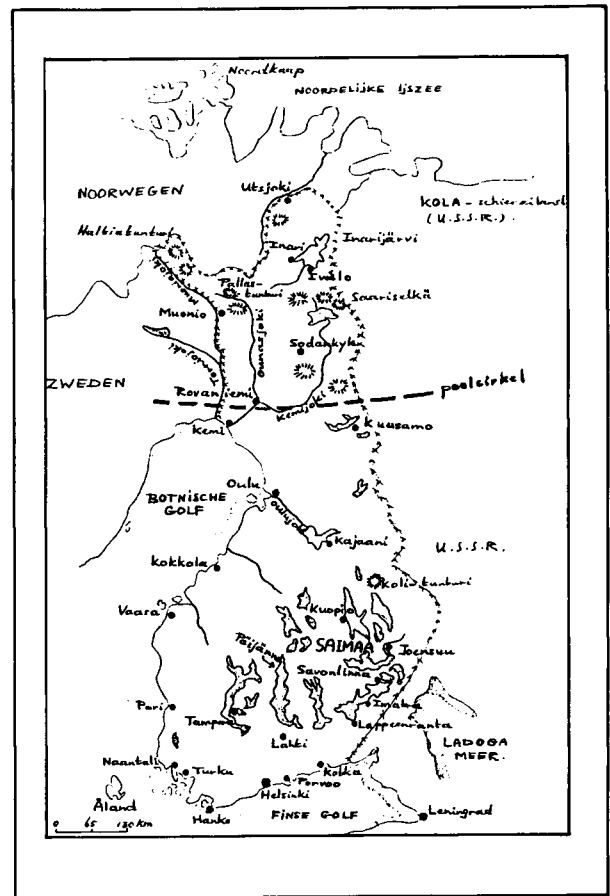


foto 5. Het Inari-meer, één van de schoonheden van Fins Lapland. De oevers van het meer zijn bezaaid met erratica.

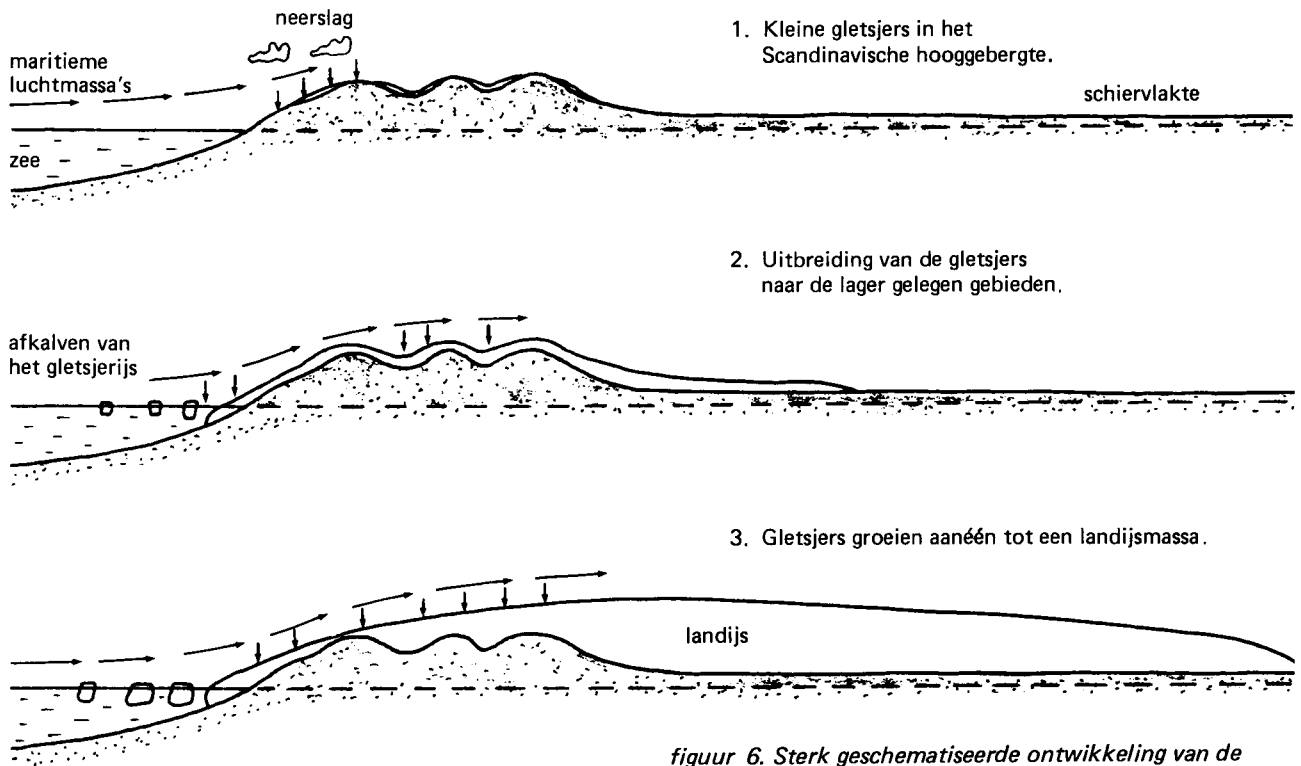
De bodem van het meer is opgevuld met een stenenrijke keileem, terwijl ook de oevers bezaaid zijn met zwerfstenen, keien en blokken. Ten zuiden van de waterscheiding stroomde het landijs onder een veel minder steile terreinhelling af. Hierdoor was de erosiekracht van het ijs ook veel geringer. Lokaal vindt men nog resten terug van de oude preglaciale verweringskorst, tot op diepten van 50 meter. De keileem is er veel armer aan zwerfstenen en bevat vooral verweringsprodukten.



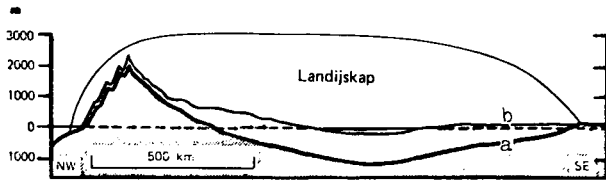
foto 6. Landbouwgronden in het westen van Finland.



figuur 5. Topografisch overzichtskartje van Finland met de belangrijkste plaatsen, meren, rivieren en bergen.



figuur 6. Sterk geschematiseerde ontwikkeling van de uitbreiding van het Scandinavische landijs (lengte van het profiel ca. 800 km, niet op schaal) (naar R.F. Flint, 1971).



figuur 7. Dwarsdoorsnede langs een NW-SE lijn vanaf de Noorse kust (Sognefjord) tot nabij Minsk in de U.S.S.R. van het Scandinavische landijs bij zijn maximale uitbreiding in het Weichselien. Tevens is aangegeven het vaste gesteente onder het landijs tijdens de landijsbedekking (a) en thans (na isostatische opheffing) (b) (naar R.F. Flint, 1971).

Gletsjerklassen

Het landijs dat zich over de laaglanden uitbreidde voerde de verweringslaag mee. Vooral in de onderste laag was veel grof materiaal ingevroren.

Door de beweging van het ijs krasten en schuurden deze gesteente-fragmenten aan de basis tegen de harde ondergrond. Hierdoor ontstonden er gekraste, diep gegroefde, afgeronde en gepolijste oppervlakken. Gletsjerklassen in het vaste gesteente vertonen ingesneden lijntjes, die meestal door scherpe stenen zijn ingekrast. Grotere gesteente-fragmenten (keien en blokken) kunnen grote groeven in de vaste ondergrond achterlaten (foto 8). Wordt het puin fijner, met veel zand- en siltdeeltjes, dan kunnen er zeer fijne striaties optreden of er vindt zelfs polijsting van het gesteenteoppervlak plaats.



foto 7. Zwerfstenen en zwerfkeien in het Inari-bekken.

Bultrotsen

Het schuren en slijpen resulteert in mooi afgeronde en geslepen heuveltjes, de zogenaamde bultrotsen. Het ontstaan van een bultrots is mede te danken aan de eroderende werking van het gletsjerijs aan de lijszijde. Hier wordt het gesteente losgebroken uit de ondergrond. Op deze wijze vormt zich een heuveltje of bult met een gladde en flauwe loefzijde, vaak met gletsjerklassen, en een steile, afgebrokkelde lijszijde (figuur 10). Uit deze asymmetrische bultrotsen heeft men de richting van de gletsjerbeweging op eenvoudige wijze kunnen bepalen. De stroomrichting van het ijs is ook te achterhalen uit de gletsjerklassen. Een probleem hierbij is dat deze vaak dwars door elkaar lopen, omdat het ijs zich meerdere malen over Finland heeft uitgebreid (foto 8).



foto 8. Door het landijs ingekraste groeven in vast gesteente. Er zijn duidelijk twee richtingen te onderscheiden. (Kotha in Zuid-Finland).

Keileem

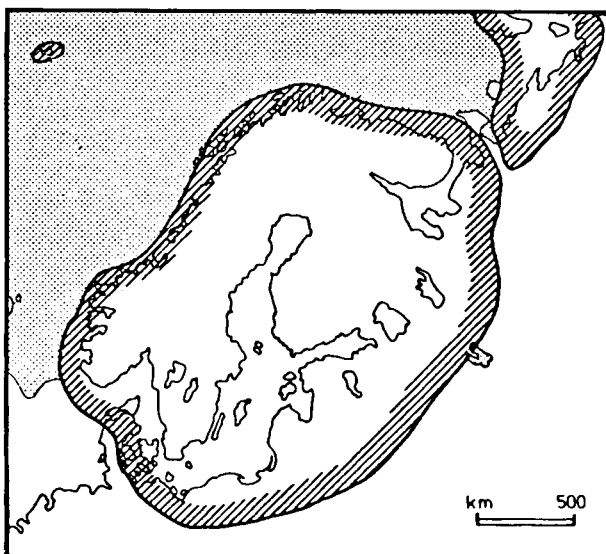
Naast glaciële erosie vond er ook sedimentatie plaats. Het belangrijkste sediment dat na het afsmelten van het ijs overbleef was de keileem. Keileem is een ongesorteerd en onverhard mengsel van klei, silt, zand, stenen, keien en blokken uit het Pleistoceen. Naast de grote variatie in korrelgrootte is er ook een groot verschil in samenstelling. Wat alle keileem gemeen heeft is, dat het om een afzetting gaat van het Pleistocene landijs, grondmorene-puin dat door het eroderende ijs uit de ondergrond door schaven en plukken werd opgenomen. Het Finse gebied wordt over grote oppervlakten bedekt door dit materiaal, dat het landschap een golvend karakter geeft. Over het algemeen is het keileemdek te dun om van grote invloed te zijn op de topografie. De gemiddelde dikte van het golvende, aan de onderliggende topografie aangepaste grondmorenedek is in Finland niet meer dan 2 à 3 meter. Op enkele plaatsen heeft het hoogteverschillen verminderd, door depressies en dalen op te vullen. Hier kunnen aanzienlijke dikten worden bereikt: 10 meter tot zelfs 26 meter dikte toe. Op deze plaatsen liggen ook vaak de meren. De grootste keileemgebieden liggen in centraal-, Oost- en Noord-Finland.

Zwerfstenen

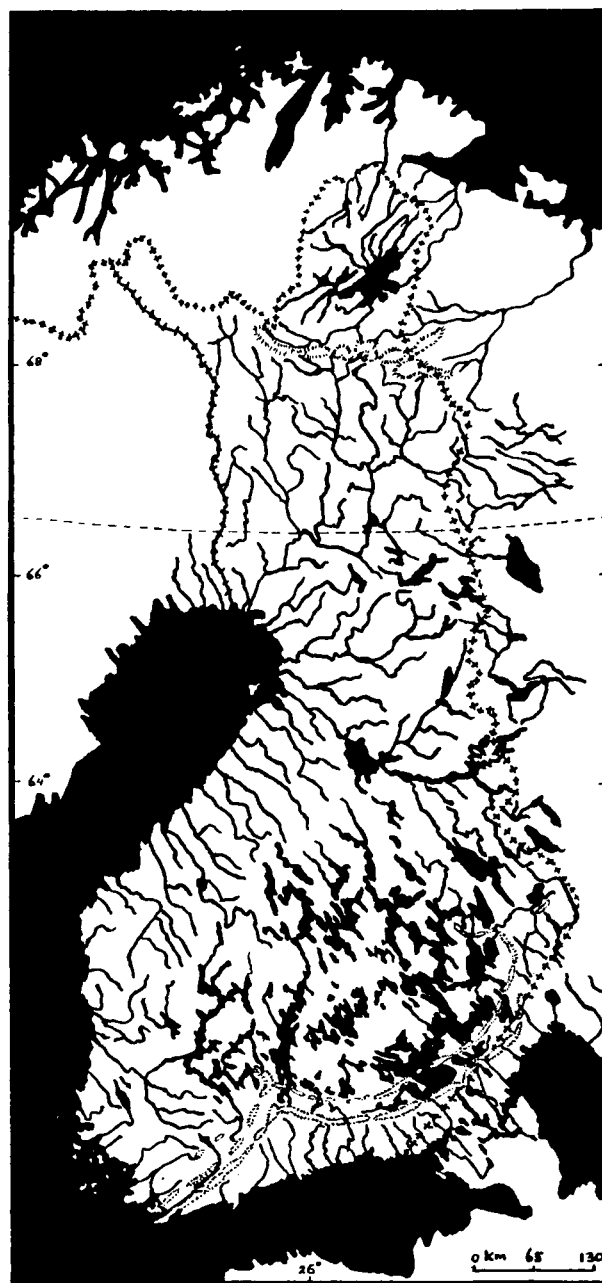
Een grondmorenelandschap valt op doordat het bezaaid is met stenen, keien en soms zelfs blokken, waarvan vele met hun lengte-as parallel aan de bewegingsrichting van het ijs liggen. Men duidt dit grovere materiaal aan met de term *erratica*. Het landijs transporteerde deze *erratica* vooral aan de basis. Hier schuurden de ingevroren stenen over de harde ondergrond, waarbij ze vaak van positie veranderden. Zodoende werden ze op verschillende plaatsen afgeslepen en gekrast, waardoor de randen werden afgestompt (niet afgerond, zoals bij rolstenen aan het strand). Zowel *erratica* als de vaste rots werden dus door elkander afgeslepen en gekrast, waarbij scherpe randen en hoeken verdwenen. Het landijs voerde de stenen en keien over

zeer grote afstanden mee naar gebieden waar ze helemaal niet thuishoren. Vandaar dat men spreekt over zwerfstenen en zwerfkeien. De meeste zwerfstenen werden wel meer dan 500 tot zelfs 1200 kilometer van hun oorspronggebied (moedergebied) weggevoerd (tot in Nederland toe). Het ijs dat de erratica transporteerde blijkt tijdens de verschillende Pleistocene vergletsjeringen niet steeds dezelfde baan te hebben gevolgd. Dit kwam waarschijnlijk omdat het centrum van radiale uitvloeiing niet steeds in één vast gebied op het Scandinavisch Hoogland heeft gelegen, maar als gevolg van verdelingsverschillen van neerslag en sneeuwophoping vaak is verschoven naar andere plaatsen. Hierdoor veranderden dus ook de radiale uitvloeiingsbanen, met als gevolg dat de zwerfstenen zich vanuit hun oorspronggebied als een waaier verspreidden. In zuidelijke richting zullen de waaiers steeds breder worden. De zwerfstenen uit het moedergebied worden dus over steeds grotere oppervlakten uitgespreid. Omdat er meerdere glaciaties zijn geweest, waarin het ijs steeds andere banen heeft gevolgd, krijgen we overlapping van de zwerfsteenwaaiers of strooikegels. In figuur 11 zijn een drietal van de belangrijkste strooikegels, die hun moedergebied in Finland hebben, aangegeven. Zelfs in ons land komen zwerfstenen voor die door het Saalien-landijs uit Finland zijn meegenomen. Hiertoe behoort de bekende Åland rapakivi-graniet (zie de voorplaat!)

Door op een kaart alle vindplaatsen te vermelden van een bepaalde zwerfsteensoort kan men een strooikegel reconstrueren. De kegel wordt naar zijn top toe steeds smaller en eindigt tenslotte in het oorspronggebied van de soort. De as van zo'n kegel geeft dan bij benadering de gemiddelde bewegingsrichting van het ijs aan.



figuur 8. Maximale uitbreiding van de landijskap in het Weichselien, 75.000 jaar geleden (naar W.H. Zagwijn, 1975).



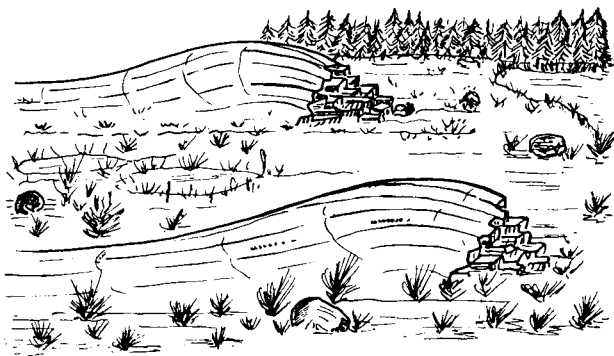
figuur 9. De stroomrichting van het landijs in Finland is af te lezen uit de lengterichting van meren en rivieren. In Lapland ligt de hoofdwaterscheiding van het land: Suomenskä.

Drumlins

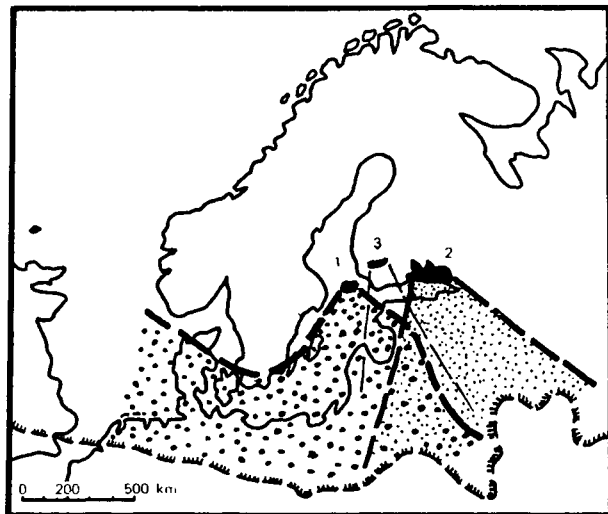
Een grondmorenelandschap draagt soms een hele reeks heuveltjes, die opgebouwd zijn uit door het ijs gemodelleerde keileem. Men noemt ze drumlins, naar het Ierse woord voor heuveltje.

De vorm is meestal langgerekt en stroomlijnsvormig. De lange as loopt parallel aan de bewegingsrichting van het ijs. De lengte kan wel meer dan 1500 meter bedragen, terwijl de hoogte zo'n 30 meter kan zijn. Vorm en grootte kunnen echter sterk variëren. Opvallend is het asymmetrische lengteprofiel, met de steilere zijde naar de ijsbewegingsrichting toegekeerd. De lijzijde helt veel flauwer (figuur 12). Bij de bultrotsen was dit juist andersom!

Daarnaast verschillen drumlins wat het materiaal betreft van bultrotsen. Drumlins zijn opgebouwd uit de zachte keileem, bultrotsen bestaan uit hard gesteente. Drumlins komen meestal niet alleen voor, maar in hele zwermen bij elkaar, alle met de lange zijde parallel aan de bewegingsrichting van het ijs. Men denkt dat sommige drumlins ontstaan zijn op een plaats waar het ijs een poosje heeft stilgestaan en daar een eindmorene heeft opgebouwd, waarna dit materiaal weer is "overreden" doordat het ijs zich opnieuw uitbreidde. Een door het landijs gevormde heuvel die ook niet onvermeld mag blijven is de zogenaamde "crag-and-tail"-vorm. Zo'n heuvel is ontstaan doordat het ijs grondmorene heeft afgezet achter een uitstekende harde rotspunt ("crag"). Vaak zal dit een bultrots zijn. In de "luwte" van het obstakel ligt dan een staart ("tail") van los materiaal, die enkele meters tot meer dan 2 kilometer lang kan zijn (figuur 13). Evenals bij de drumlins ligt de korte, steilere zijde van de heuvel naar de kant van waaruit het ijs kwam toe. In Lapland ten noorden van de poolcirkel, in Kuusamo (NO-Finland), in Savo (centraal Finland) en in het kustgebied van West-Finland treft men groepjes drumlins aan, waarvan sommige een harde gesteentekern bezitten, zodat we voor deze laatste vormen beter kunnen spreken van "crag-and-tail".



figuur 10. Bultrotsen van hard Precambrijsch gesteente, omgeven door een dek van keileem. De flauwe loefzijde (frontzijde) is afgeslepen en gekrast, de steile lijzijde is afgebrokkeld. Het ijs stroomde van links naar rechts.



Finland tijdens het afsmelten van het landijs

De terugtrekking van het laatste landijs gebeurde niet geleidelijk maar in een aantal zogenaamde stilstandsfasen, waarbij de ijsrand op een bepaalde plaats voor korte of langere tijd stagneerde.

Hier vormde zich dan een ophoping van onder het ijs aangevoerd morenepuin. De zo gevormde eindmorenerug geeft dus de ligging van de ijsrand in een bepaald stadium van afsmelten weer. In de meeste gevallen worden eindmoreneruggen gevormd op het land. Dit zijn dan echte eindmorenen, opgebouwd uit ongesorteerd materiaal door het ijs aangevoerd.

Eindmorenen

Tijdens de laatste vergletsjering, in het Weichselien, werden er een aantal duidelijke eindmorenen gevormd, die als enorme bogen in het landschap zijn terug te vinden. De oudste en meest zuidelijke eindmoreneboog uit het Weichselien ligt in Noord-Duitsland en Oost-Jutland.

In Finland treffen we een tweetal grote bogen aan, die ook de ijsrand van de laatste ijscap markeren. Ze werden ca. 10.500 jaar geleden gevormd. Bijna heel Finland lag toen nog onder het ijs terwijl in ons land de bevroren ondergrond ontdooide en de struiktoendra plaats maakte voor het koel (later warm) gematigd bos. Het landijs zou pas ca. 8800 B.P. uit het grootste deel van Finland zijn verdwenen. In figuur 17 en 19 kan men zien hoe het landijs zich uit Finland heeft teruggetrokken. Het tijdstip waarop de verschillende recessielijnen zijn getekend is aangegeven in jaren B.P., d.w.z. vóór heden, "Before Present", waarbij men als uitgangspunt het jaar 1950 neemt. In veel publikaties treft men in plaats van B.P. de afkorting B.C. aan, wat dan betekent "Before Christ", dus vóór Christus' geboorte (het begin van onze jaartelling). Het tijdstip waarop bijna heel Finland nog onder het ijs lag, valt dus op 10.500 B.P. = 8.500 B.C. (figuur 20). De twee grote bogen in Zuid-Finland staan bekend als **Salpausselkä I** en **II** (Fins selkä=heuvelrug) (figuur 9 en 14). Ze begrenzen de zuidrand van het huidige Finse merengebied. De oudste, zuidelijke rug, Salpausselkä I, is gemiddeld 70 tot 80 meter hoog en zo'n 2,5 kilometer breed, de lengte bedraagt meer dan 400 kilometer. Het is een vlakke, plateau-achtige rug met depressies. Als een grote boog loopt de rug van Hanko in de uiterste zuidwest-hoek, via Lahti en Lappeenranta naar de Russische grens (foto 9).

Ten westen van Lahti vormt Salpausselkä I een grote bocht naar het zuidwesten. Hier ligt het hoogste punt. De tweede rug is iets jonger en ligt noordelijker dan de eerste. Salpausselkä II loopt parallel aan I op een afstand van 20 tot 25 kilometer.

Lange tijd heeft men beide ruggen beschouwd als eindmorenen (Sauramo 1931).

figuur 11. Verspreiding van zwerfstenen vanuit drie belangrijke moedergebieden in Finland (o.a. naar H. Hausen en J.J. Sederholm). Beneden de aangegeven maximale Scandinavische landijsuitbreiding worden geen zwerfstenen uit het hoge noorden meer aangetroffen.

1. Åland-eilanden met rapakivi-granieten en kwartsporfieren.
2. Rapakivigebied van ZO-Finland
3. Olivijn-diabaas van Satakunta en uralietporfieriet van Tammela.



foto 9. Salpausselkä I (omgeving Kouvola). Let op de enorme zwerfblokken die hier voorkomen.



foto 10. De symmetrische vorm van de Punkaharju in het Saimaa-district is kenmerkend voor alle eskers.

Deltamorenen

Echte eindmorenen bestaan uit ongesorteerd en ongelaagd materiaal, dat direct door het ijs alleen werd afgezet. De Salpausselkä I en II bestaan echter uit gesorteerd zandig materiaal dat blijkt te zijn afgezet in water. Ze worden daarom beschouwd als een bijzonder soort eindmorenen die twee kort na elkaar optredende stilstand-stadia van het landijs aangeven. Ze zijn dus wel afgezet aan de rand van een stagnerend ijslichaam, maar zijn ook onderhevig geweest aan de golfwerking van het water. Het landijs eindigde hier namelijk in een groot glaciaal stuwmeer. We moeten hierbij bedenken dat aan het einde van het Weichselien, het Finse Gotiglaciaal (ca. 10.500 B.P.), de zuidkust van Finland als gevolg van het gewicht van het ijs wel meer dan 125 meter lager lag dan thans. Het smeltwater van het ijs was dan ook verzameld in een groot waterlichaam voor het afsmeltende landijs, het zgn. Baltische IJsmeer in het Baltische bekken. De beide Salpausselkä-bogen werden als hoge ruggen opgebouwd uit onder water (sub-aquatisch) afgezet materiaal. Deze eindmorenen droegen dus een delta-karakter vandaar dat men wel spreekt over delta-morenen. Het zijn de grootste ons bekende deltamorenen. Van onder het smeltende ijs werd door subglaciale smeltwaterbeken enorme hoeveelheden puin aangevoerd, dat aan het stationaire ijsfront, de ijskust, werd gedeponereerd in de vorm van een hele reeks marginale delta's in het

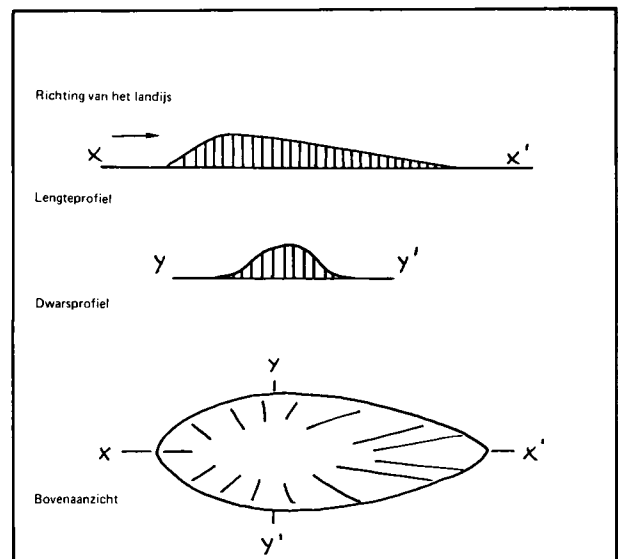
Baltische IJsmeer. Daar werd het door de golfwerking en het transport door het kustwater goed uitgewassen en gesorteerd. De delta-afzettingen-reeks reeg uiteindelijk aan een tot een brede kustafzetting van goed gesorteerd zandig en grindig materiaal.

Tijdens het afsmelten van het landijs kwamen er enorme hoeveelheden smeltwater vrij. Door de transportkracht van dit water werd er onder het ijschild veel materiaal verplaatst, dat elders tot afzetting kwam. Deze door het smeltwater afgezette sedimenten staan bekend als **smeltwaterafzettingen** of **fluvioglaciale afzettingen**.

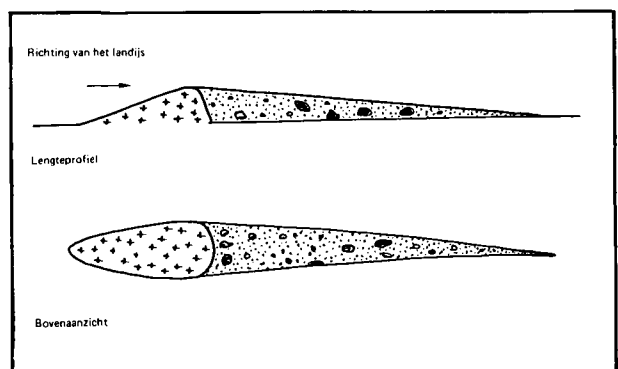
Onder deze afzettingen komen er een aantal zeer karakteristieke vormen voor, die in het huidige Finse landschap zijn terug te vinden.

Eskers

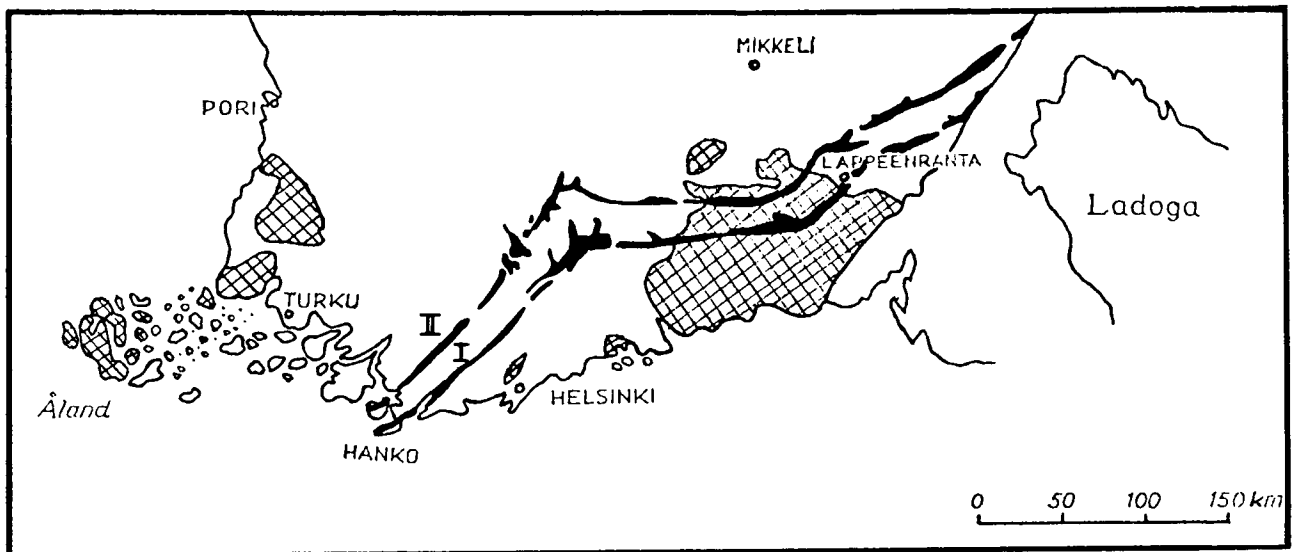
De bekendste fluvioglaciale afzetting in Finland is de esker. Esker is een lers woord dat letterlijk "hoge zandrug" betekent. In het Fins spreekt men over **harju** en in het Zweeds van **ås** of **os** (meervoud **åsar** of **osar**). In het Nederlands wordt een esker wel smeltwaterdug genoemd. Eskers zijn lange smalle ruggen die vaak vele kilometers door het Finse landschap kronkelen. Ze hebben niet alleen een slingerend verloop, maar vertakken zich in veel gevallen.



figuur 12. Drumlin (naar A.J. Wiggers, in *Algemene Geologie*, 1976 onder red. van A.J. Pannekoek).



figuur 13. "Crag-and-tail"-vorm.

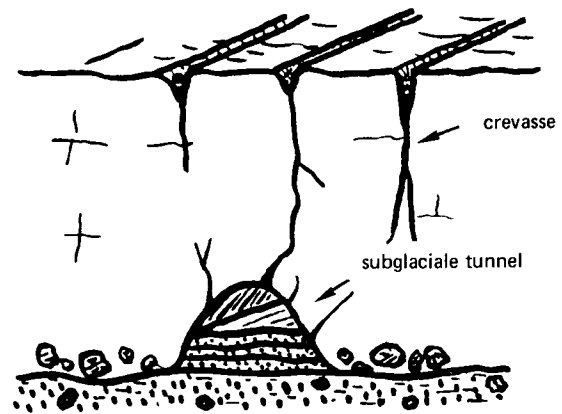


figuur 14. De Salpausselkä-delta-morenen en de twee grote rapakivi-gebieden van Finland. (Naast deze twee bogen is er in het zuidwesten van Finland eigenlijk nog een derde rug te onderscheiden -Salpausselkä III- die echter minder imposant is).

De hoogte is van 2 à 3 tot wel meer dan 80 meter. Meestal steken ze enkele tientallen meters boven de omgeving uit. Hun breedte bedraagt enkele meters tot soms wel 3 kilometer, terwijl de lengte van de eskers, vaak met een aantal korte onderbrekingen, enkele honderden kilometers kan zijn. Hun verloop in het landschap is opvallend. Ze liggen namelijk in de stroomrichting van het ijs en staan min of meer loodrecht op de Salpausselkä delta-morenen (figuur 22).

Hun ontstaan houdt dan ook verband met de algemene terugtrekking van het landijs. We kunnen stellen dat ze over het algemeen de kortste weg van het centrum van de ijskap naar de rand aangeven. Eskers zijn ontstaan in spleten en tunnels onder het stagnerende ijs (figuur 15-1). Hier werd smeltwater afgevoerd naar de ijsrand. Het water was voornamelijk afkomstig van oppervlakte-afsmelting. Het smeltwater sijpelde naar beneden door zgn. crevasses en andere openingen. Aan de basis van het ijs waren grotere openingen ontstaan, die men aanduidt als subglaciale tunnels. Beschermd door een basis van keileem en twee ijswallen vormden zich hier smeltwaterbeken, die over grote afstanden onder het ijs naar de rand liepen en daar uitmondten in een glaciaal meer of in zee. Er ontstond op deze wijze een enorm subglaciaal rivierstelsel, met kronkelende en zich vertakkende smeltwaterrievieren. Deze voerden in hun beddingen het met puin beladen smeltwater af, onder een langzaam wegsmeeltende ijskap. Het puin bestond uit het eerder door het ijs getransporteerde grondmorenemateriaal. Het krachtig stromende smeltwater sorteerde dit ontdoode materiaal naar korrelgrootte. De fijnste fracties werden snel afgevoerd en zouden in de voor het ijs gelegen meren tot afzetting komen, maar de grovere bestanddelen bleven in transport achter en kwamen in de rivierbedding tot afzetting. Terwijl er dus steeds meer ijs afsmolt en het ijs dunner werd, verhoogden de smeltwaterrievieren hun "vloer". Het waren vooral de grinden die in de rivierbeddingen tot afzetting kwamen. Vaak worden ze afgewisseld door zanden, die in de koudere seizoenen zijn gededoneerd, toen er minder smeltwater werd afgevoerd en het transportvermogen afnam.

figuur 15. Ontstaan van een esker (naar R.F. Flint, 1971).



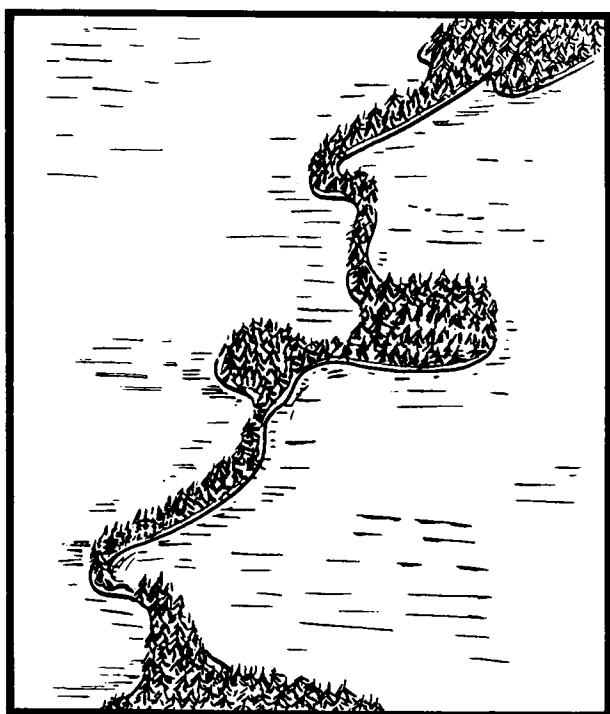
1. Stagnerend landijs (een voorwaarde voor het ontstaan van een esker).



2. Na het afsmelten van het landijs blijven de afgezette sedimenten over: een esker temidden van erratica en rustend op keileem.

Toen het ijs was verdwenen bleef er een stelsel van lange smalle ruggen in het landschap over (figuur 15-2). In deze figuur en op foto 10 is duidelijk de bijna symmetrische dwarsdoorsnede te zien. De steile zijden hebben een rusthoek met het ondervlak, aangepast aan het materiaal waaruit de esker bestaat.

Het centrale deel bezit horizontale gelaagdheid, terwijl het materiaal aan de steile zijhellingen is afgegleden en dus een hoek maakt met de oorspronkelijke gelaagdheid. De top is vlak of breed afgerond en bevat vaak kleine meertjes, die eens waren opgevuld met achtergebleven blokken "dood-ijs". Na afsmelten van dit "dood-ijs" vormden zich depressies, die volgelopen zijn met water. Een bekende esker in Zuid-Finland is de Punkaharju in het Saimaa, Finlands grote merendistrict (figuur 16). Op deze smalle esker loopt een deel van de weg van Imaatra naar Savonlinna. Op sommige plaatsen is deze maximaal 30 meter hoge esker zo smal, dat er nauwelijks plaats is voor de weg en de spoorbaan. Juist in Finland, dat over grote oppervlakten wordt bedekt door meren en moerassen, zijn de eskers vaak de enige goede natuurlijke verbindingen tussen de vele districten. Zonder deze ruggen zou de aanleg van wegen en spoorbanen een kostbare aangelegenheid zijn geweest. Aan de andere kant moet men bedenken dat Finland zonder zijn eskers nooit zoveel meren had gehad. De eskers en delta-morenen vormen natuurlijke dijken die het water hebben belet weg te stromen.

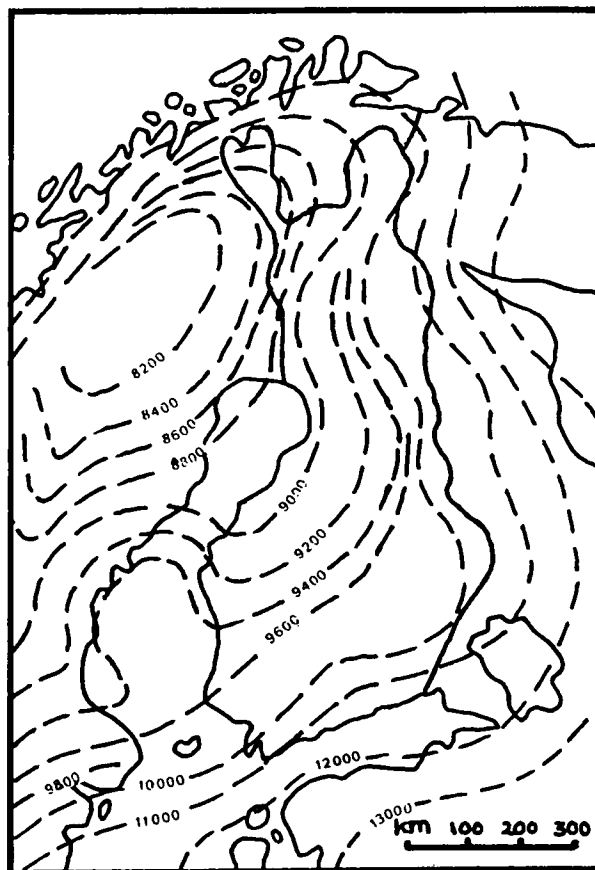


figuur 16. Als een smalle, kronkelende rug loopt de Punkaharju-esker door het Zuidfinse merengebied ten ZO van Savonlinna.

Varven

De terugtrekking van het laatste ijs uit Finland is aangegeven in figuur 17. Deze recessie-lijnen zijn zeer nauwkeurig bepaald aan de hand van het zgn. varvenonderzoek. Het is de Zweedse geoloog G.J. de Geer (1858-1943) geweest die samen met zijn medewerkers hieraan in Zweden meer dan 30 jaar heeft gewerkt. De Geer bracht deze afzettingen, die lokaal wel tientallen meters dik kunnen zijn, in verband met het afsmeltende landijs. Zoals we reeds zagen bij de Finse delta-morenen eindigde het ijsfront in een groot randmeer, het Baltische IJmeer. Bij terugtrekking van het landijs vormde zich in wezen een hele keten grote en kleinere meren in Scandinavië die het Baltische Schild omringden. Zo werd Finland omsloten

door een merengordel die van de Finse Golf, via het Ladoga-meer en het Onega-meer, naar de Witte Zee liep. Gedurende lange tijd is het terugtrekkende ijs in Zweden en Finland in contact geweest met zulke voor het ijsfront gelegen meren, die van uiteenlopende diepte, grootte en gesteldheid waren: zoet, brak of zout. In deze meren (waarvan de kleinere nu zijn opgevuld met sedimenten; veenvorming) werden elk jaar zgn. glaciolacustriene afzettingen gedeponerd. Deze van onder het ijs door smeltwaterrijven aangevoerde sedimenten bezitten wat men noemt een gegradeerde gelaagdheid. Dat betekent dat een laag bestaat uit grover materiaal dat naar boven toe geleidelijk fijner wordt. De Geer interpreteerde deze gegradeerde gelaagdheid als een jaargelaagdheid en noemde zo'n laagje een varve (Zweeds varv = laag) of warve. Een varve bestaat dus uit een fijnkorrelig deel (klei) en een wat grover deel (zandige silt). Het grovere materiaal zou zijn afgezet in het voorjaar en in de zomer, toen het ijs ontdooide en de aanvoer van het met sediment beladen smeltwater groot was. Waar de smeltwaterrijven in het proglaciale zoetwatermeer uitmondten werd de sedimentlast afgezet. De grovere, zwaardere deeltjes zonken meteen naar beneden, maar het fijnere materiaal bleef in suspensie (zwevende). In de late herfst en in de winter, als de smeltwaterrijven waren dichtgevroren, en het meer door een laag ijs was bedekt, stagneerde de aanvoer van nieuw sediment. Onder de laag ijs heesten er in het ijskoude meerwater rustige sedimentatiecondities. Hierdoor konden de fijnste deeltjes in suspensie naar de meerbodem zakken.



figuur 17. Recessie-lijnen van het landijs uit de laatste ijstijd in Finland (naar E.H. de Geer, 1954), (jaartallen in jaren B.P.).

De snelheid van terugtrekking van het ijs in Finland was zo'n 100 tot 500 meter per jaar. Alleen in de zone van de grote delta-morenen bleef de ijsrand ca. 800 jaar liggen.

Hier vormde zich in de koude periode een dun laagje donkere klei op de dikkere lichtgekleurde laag van zandige silt. Zo'n gebande laag, herkenbaar aan een kleurverschil, is gemiddeld 0,5 cm dik en representeert dus de afzettingen voor één jaar. Het jaar erop vond opnieuw sortering en afzetting plaats van zo'n geband jaarlaagje.

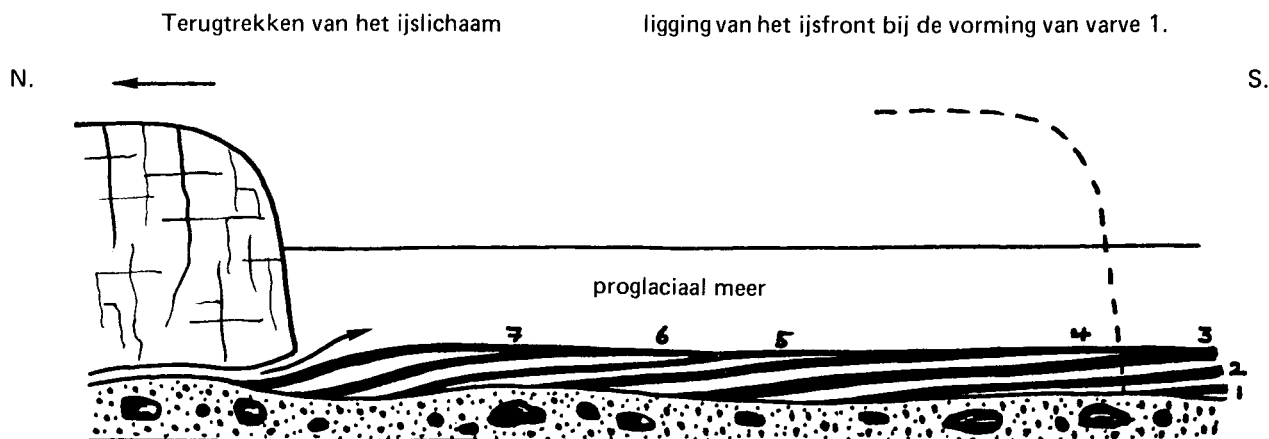
Jaar na jaar herhaalde zich dit proces, waarbij het afzettingengebied zich noordwaarts verplaatste met het terugtrekkende ijsfront mee. Elke volgende varve reikt dus noordelijker dan de vorige. De varven kwamen op deze manier dakpansgewijze op elkaar te liggen (figuur 18). De Geer heeft een methode ontwikkeld om de varven van verschillende ontsluitingen in Zweden met elkaar te correleren, zodat hij een opeenvolgingsreeks kreeg van de oudste naar de jongste varven. Uit deze chronologische reeks kon hij de terugtrekkingsstadia van het laatste Scandinavische landijs aflezen. Voor de correlatie tussen de verschillende ontsluitingen en boringen keek hij naar de dikten van de gebande jaarlaagjes. Deze kan n.l. variëren en is globaal evenredig met de gedurende een zomer afgesmolten hoeveelheid ijs en dus met de hoeveelheid in die zomer aan het ijs toegevoegde warmte. De jaarlijkse temperatuurschommelingen komen tot uiting in de dikte van de varven.

Zo komt er in een hete zomer veel smeltwater vrij, wat resulteert in een dikke varve, terwijl de afsmelting in koude zomers gering is en er dus een dunne varve wordt afgezet. Natuurlijk is de laagdikte van varven geen absolute maat voor de temperatuur, maar het overgaan van een dikke in een dunne laag wijst op daling van de gemiddelde temperatuur in een bepaalde zomer. Daar over een groot gebied de aard van de zomer gelijk is, kan men de dikten van de varven in een profiel voor verschillende plaatsen binnen dat gebied met elkaar correleren. Hiervoor zocht De Geer naar overlappingsen in de dikte van de op elkaar afgezette varven in de vele ontsluitingen. Door de bovenste varven in een bepaald gebied aan te sluiten bij de onderste van een andere, noordelijker gelegen ontsluiting, die in dezelfde jaren werden afgezet, kreeg hij een opeenvolging in de tijd. Dit is iets heel bijzonders, omdat het in veel gevallen onmogelijk is om afzettingsdiktes van een sediment te gebruiken voor een geologische tijdmeting. Van plaats tot plaats verschillen immers de sedimentatiecondities. In het varvenonderzoek kon de dikte van de afzettingen wel met goed succes worden gebruikt. Vervolgens heeft De Geer het aantal opeenvolgende varven geteld en hieruit de tijd kunnen bepalen die het ijs nodig had om zich terug te trekken uit Scandinavië (varvenchronologie). Zijn tijdschaal geldt voor het laatste deel van het Weichselien en het Holoceen, de periode van het terugtrekkende landijs, en heeft een fout van ca. 1 à 2%. De ouderdombepaling is

dus niet strikt "absoluut". De Geer liet het Holoceen aanvangen bij 8700, later 8800 B.P. Zijn resultaat was echter gebaseerd op een lokale gebeurtenis, nl. de tweedeling van het landijs in Midden-Zweden, waarbij er twee gescheiden ijslichamen ontstonden ten noorden en ten zuiden van Ragunda. Hier legde De Geer zijn "nul"-varve, een dikke varve die als uitgangspunt diende voor zijn tijdschaal. Vanaf deze o-varve telde hij de jaren in positieve en negatieve zin. Later heeft men de overgang van het Pleistoceen naar het Holoceen gekoppeld aan de definitieve wereldwijde klimaatverbetering tussen 12.000 en 10.000 B.P. Het Holoceen vangt in Finland 10.000 B.P. aan (zie de tijdtabel van figuur 20). In Finland heeft de geoloog Matti Sauramo varven-tellingen gedaan en het terugtrekkende ijs in het Holoceen geregistreerd. Zijn chronologie werd later gekoppeld aan die van De Geer in Zweden. Bij de aanvang van het Holoceen lag bijna het hele land nog onder het ijs. Alleen in het zuiden, waar het smeltwater en de golfslag twee delta-morenen hadden opgebouwd, was het ijs verdwenen. In de loop van het Holoceen zou het ijs zich verder terugtrekken naar het noorden en begon de strijd tussen land en zee. Het afsmeltingsproces duurde in Finland ruim 2600 jaar.

De snelheid van terugtrekking variëerde sterk in de verschillende gebieden. Het ijsfront lag zeker 800 jaar bij de delta-morenen, het uitgangspunt van Sauramo's varvenchronologie. Daarna zou het ijs zich met een snelheid van 100 tot 500 meter per jaar terugtrekken. Hierbij werd het vergezeld van een ervoor gelegen watergebied, dat in de loop van het Holoceen afwisselend zoet, brak of zout was. Matti Sauramo onderscheidde daarom twee soorten kleien, nl. de in zoet water afgezette, gebande varvenklei (met gelaagde gelaagdheid) en de in brak of zout water gedeponeerde kleien, zonder die gelaagdheid. Zo werden bijvoorbeeld in de Yoldia-zee (figuur 19-2) vlak voor het ijsfront de varven afgezet in zoet water. Het van onder het afsmeltende ijs afkomstige zoete smeltwater was in staat om het zoute zeewater op afstand te houden. Daardoor konden alle deeltjes door hun eigen gewicht hier naar beneden zakken. Meer zeewaarts lag het zoute water, waar de aanwezigheid van elektrolyten zorgde voor uitvlokking (coagulatie) van de deeltjes. Hierdoor zakten deze veel sneller naar de bodem. Ze vormden dan ook kleien, waarbij de kleinere en de grovere deeltjes zijn gemengd.

figuur 18. Ontstaan van varven in een meer voor een zich terugtrekkend ijsfront (sterk geschematiseerd). Elk jaar werd er één varve afgezet, die zich uitbreidde vanaf de ijsrand over de meerbodem.



Ca. 8400 B.P. was het ijsfront uit het land verdwenen en begon het gebied snel te rijzen. (De Yoldia-zee was opgevolgd door het Ancylus-meer, een van de Noordzee afgesloten zoetwater-bekken; figuur 19-3). De verdere ontwikkeling van het land werd in belangrijke mate bepaald door het omhoog komen van het Baltische gebied.

Finland na het verdwijnen van het ijs

Terwijl het ijsfront zich terugtrok begon in de ervoor gelegen gebieden de strijd tussen het land en de zee. In figuur 19 zijn een viertal paleogeografische kaartjes getekend, waarin deze strijd wordt weergegeven. Door het enorme gewicht van een meer dan 2000 meter dikke ijskap was de aardkorst in het Scandinavische gebied enkele honderden meters "ingedeukt". Tijdens het afsmeltingsproces van het landijs zou dit gebied weer gaan rijzen. Maar dit omhoogkomen gebeurde langzamer dan het afsmelten van het ijs. Daarom waren grote delen van het nog "diep" gelegen Finland na het afsmelten tot laat in het Holoceen door water bedekt.

Toen al het ijs was verdwenen bleef er een landschap achter van lagere, met water gevulde delen en hogere, boven het water uitstekende gebieden. De **sub-aquatische** (onder water gelegen) gebieden lagen vooral in het zuiden en westen van Finland, terwijl de **supra-aquatische** (boven water gelegen) gebieden in het oosten en noorden voorkwamen. Het in Fins Lapland gelegen Inari-bekken vormde hierop een uitzondering. Deze verdeling in onder en boven water gelegen gebieden komt tot uiting in de gesteldheid van sedimenten en landschapsvormen. Zo kwam in Zuid- en West-Finland de keileem vele duizenden jaren onder water te liggen. Door golfwerking werd het materiaal op veel plaatsen omgewerkt en vond sterke verwerking plaats van de erratica. Hierdoor kwamen er veel kleimineralen vrij en werd over grote delen van dit gebied een sedimentdek afgezet in de vorm van ondiep-mariene sedimenten bestaande uit 59 tot 62% klei.

Deze kleiafzettingen zouden later Finlands landbouwgebieden worden (foto 6). Eskers werden omspoeld en overspoeld door het water. Ze staken vaak als lange, hoge ruggen nog net boven water, terwijl op hun hellingen het materiaal door de golfslag werd afgespoeld. Op veel plaatsen werd het vaste gesteente van zijn jonge keileemdek ontdaan. In de boven water gelegen gebieden van Finland zijn de erratica minder geërodeerd. Keileem en eskers bevatten daar nog tamelijk onverweerd sediment.

Finland is sedert het verdwijnen van het landijs 100 tot meer dan 300 meter omhoog gekomen (figuur 21). Het van het ijs ontlaste land rijst nu nog. Helsinki komt elk jaar ca. 3,5 mm omhoog. Bij de Botnische Golf lag de dikste ijsmassa (figuur 7).

Hier was de druk op de aardkorst dan ook het grootst. Het gebied was hier misschien wel 500 à 600 meter ingedeukt. De opheffing is er daarom thans het grootst, ruim 1 cm/jaar. Deze gegevens over de totale opheffing van het land heeft men verkregen uit vroegere abrasieplatformen, die nu als kustterrassen boven het huidige zeeniveau liggen.

Kustterrassen

Toen Finland nog "diep" lag, heeft de zee het land aangevreten en op veel plaatsen een abrasieplatform gevormd, dat voor een steile brandingsklif lag. Tijdens de rijzing, die niet gelijkmatig verliep, vormden zich op deze wijze een aantal abrasieplatformen boven elkaar, die we nu nog in

het landschap kunnen terugvinden. Deze kustterrassen werden steeds gevormd in de onverharde sedimenten van de eskers, de keileemgebieden en de delta-morenen.

Thans ligt het hoogste (en oudste) kustterras op ca. 250 meter boven de huidige zeespiegel. De totale opheffing van het land is tot nu toe dus minimaal 250 meter geweest (het gebied steeg immers al voordat de zee de kans kreeg om het eerste terras te vormen).

Talrijke verschijnselen wijzen op een rijzing van het land, zoals diep ingesneden rivierdalen met een V-vormig dwarsprofiel. Bijvoorbeeld de Ivalo-rivier, die door een V-vormige canyon stroomt van 100 tot 150 meter diepte en veel stroomversnellingen bezit. Elders vindt men rivieren die zich hebben ingesneden in plateauvormige kustafzettingen. Ook Finlands scherenkust is een bewijs dat het land nog steeds omhoog komt.

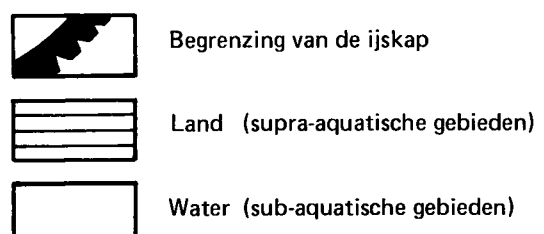
Scheren

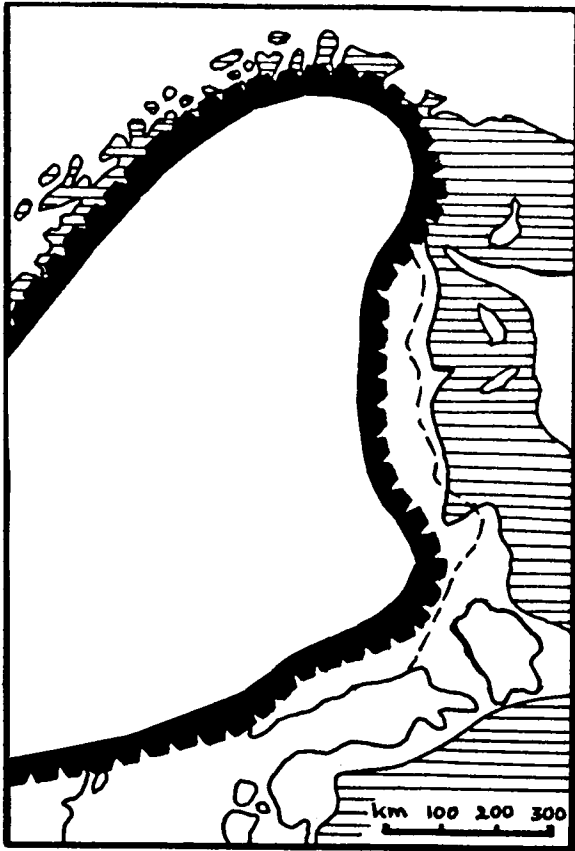
Door de rijzing komt er steeds meer land boven de zeespiegel te liggen. De zee wordt dus door het land verdrongen. Indien men het land vanuit Zweden over zee nadert, is het nauwelijks mogelijk de eigenlijke Finse kust te ontdekken. Langzamerhand neemt de hoeveelheid eilandjes toe en tenslotte gaat de boot door een gebied van schiereilanden met talloze baaien. Finland bezit zo'n 30.000 van die eilandjes. Ze zijn door het ijs gladgeslepen en bestaan uit vast gesteente. Men noemt deze rotseilandjes scheren en spreekt daarom over een scherenkust. Het zijn eigenlijk de reeds besproken bultrotsen (figuur 10). Terwijl op het land veel bultrotsen zijn bedekt met een laag keileem of de later afgezette ondiep-mariene klei, werden deze vanuit zee oprijzende bulten door de golfslag van hun afzettingen bevrijd. Daarom zijn veel scheren kaal en onbegroeid. De meer landwaarts gelegen scheren kunnen echter begroeid zijn met bomen op een dunne verweringsbodem. Veel scheren zijn door mensen bewoond die er hun zomerhuisjes met sauna hebben staan. Opvallend is de voor bultrotsen zo karakteristieke lengterichting parallel aan de stroomrichting van het vroegere landijs. Een groot deel van deze scheren ligt aan de zuid- en zuidwestkust van Finland. Omdat dit gebied nog langzaam omhoog komt, komen er steeds nieuwe eilandjes boven water.

Meren

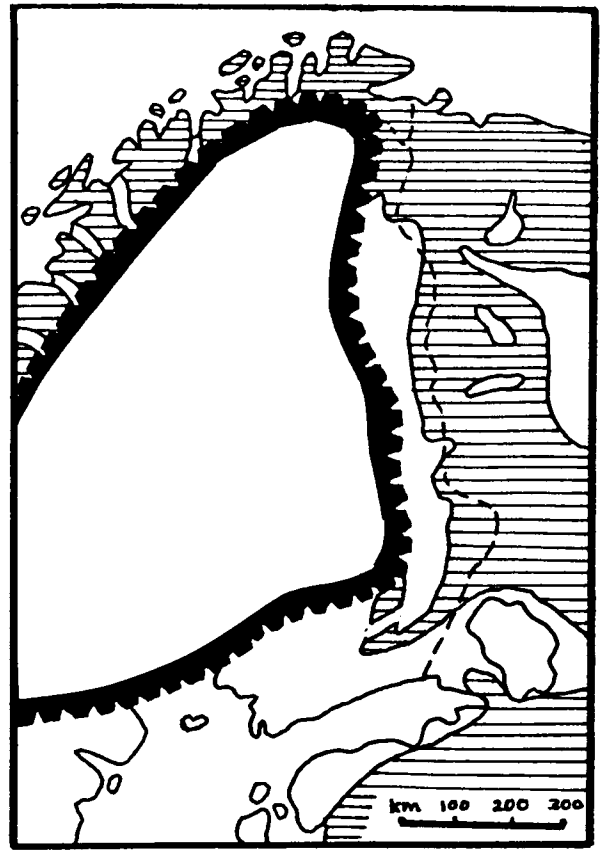
De Finnen noemen hun land niet voor niets Suomi (= het land van meren). Officiële cijfers schatten het aantal op minstens 60.000. Vele ervan dateren uit de laatste ijstijd. Er zijn echter ook meren in Finland die hun ontstaan te danken hebben aan breukvorming, die voor de komst van

figuur 19. Een aantal terugtrekkingsfasen van het laatste landijs uit Finland (naar E. Granlund, e.a.).

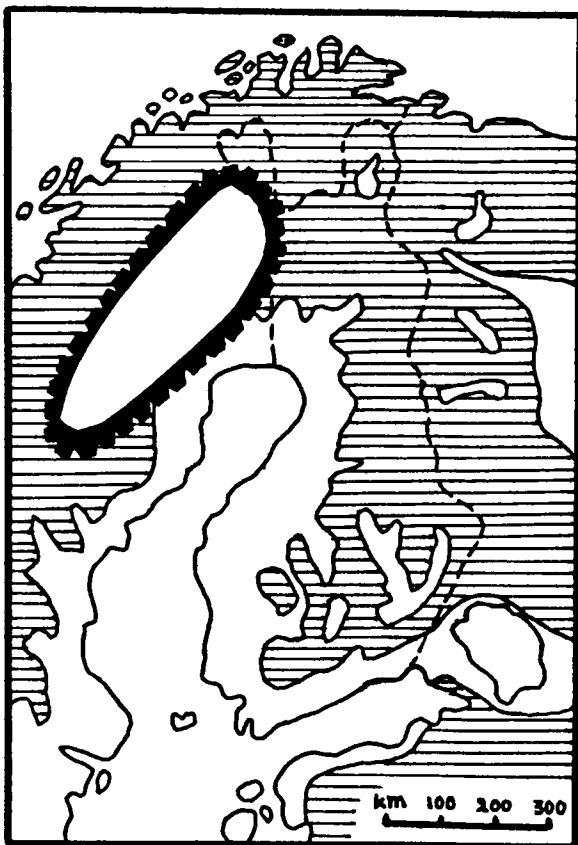




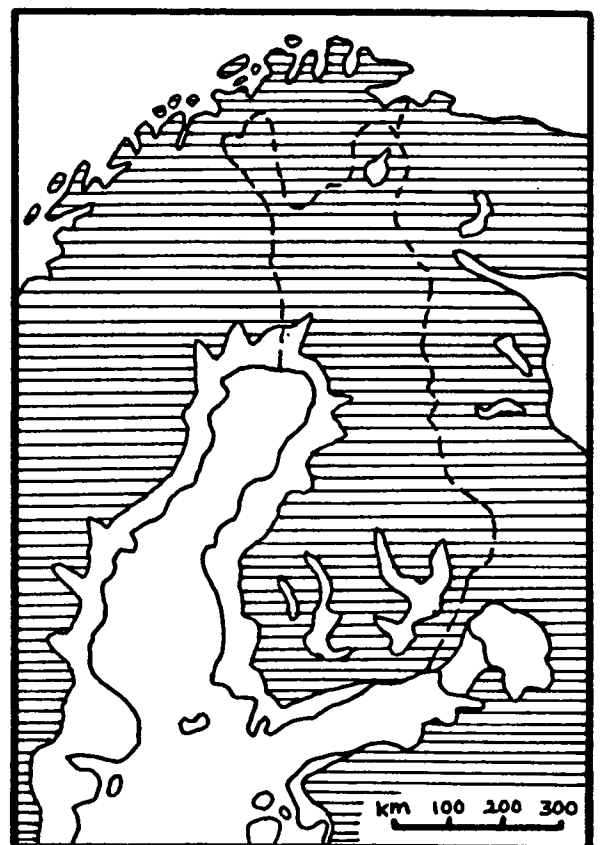
1. ± 10.500 B.P. Baltisch ijsmeer



2. ± 9.500 B.P. Yoldia-zee



3. ± 8.500 B.P. Ancylus-meer



4. ± 7.000 - 4.000 B.P. Littorina-zee

het landijs plaats had. De Precambrische peneplain wordt doorsneden door een uitgebreid stelsel van breuksystemen. In de breukdalen treffen we veel meren aan. Het bekendste voorbeeld is wel het Inarijärvi (Fins järvi = meer) in de Inari-slenk. Maar ook veel meren op het befaamde merenplateau van Finland, het Saimaa, bezetten vaak breukdalen. Het Saimaa-merencomplex in Zuidoost-Finland (figuur 5 en 9) beslaat een enorme oppervlakte en is een doolhof van meren en (schier)eilandjes. Vooral bij de toeristen is dit deel van het land zeer in trek. Het Saimaa zou volgens A. Hellaakoski (1922, 1934) zijn ontstaan te danken hebben aan breukvorming en glaciële uitschuring.

Toen het landijs hier kwam, vond uitdieping plaats. Tijdens de terugtrekking van het laatste landijs zou het aan de zuid-rand door het ijs zijn afgedamd. Later kwam het in contact met de Yoldia-zee en stroomde het bekken vol met zeewater. Door de latere isostatische opheffing van het land werd de verbinding met de zee verbroken en kwam dit bekken hoger te liggen. De waterspiegel staat er thans zeker 76 meter hoger dan de zeespiegel. Om een korte verbinding met de Golf van Finland te krijgen werd het Saimaa-kanaal gegraven (1845-1856). Het is een merkwaardige gewaarwording om met een boot op het kanaal te varen en dan in een stelsel van stuwen met schutsluizen te komen, waardoor het verval tussen het meer en de zee verkleind wordt. Maar al snel kan men niet meer verder, want sinds 1944 is het zuidelijk deel van het kanaal door de Russen bezet. Het Saimaagebied is niet alleen door het ijs uitgeschuurd, maar er werden ook veel glaciële en fluvio-glaciële sedimenten afgezet (keileem, eskers). De zuidrand van dit merencomplex wordt begrensd door de Salpausselkä deltamorenen.

Veel meren zijn ontstaan in door het ijs gevormde depressies en bekkens in de harde ondergrond maar vooral de kleinere meertjes in de keileemgebieden en op eskers waren eens de plaatsen waar blokken doodijns zijn achtergebleven. Na afsmelten ontstonden de met smeltwater gevulde doodijngaten. Vele van deze ondiepe meertjes zijn later opgevuld met veensedentaten (veenvorming).

Rivieren

Niet alleen veel meren, maar ook de belangrijkste rivieren liggen in breukdalen van de peneplain. De grootste rivierdalen ontstonden eveneens voor de komst van het ijs, zoals de Kemijoki, de Torniojoki, de Ivalojoeki en de Muoniojoki (Fins joki = rivier). De kleinere rivieren werden door het ijs verstoord. Glaciële erosie en sedimentatie veranderden hun patroon radicaal. Vele zijn verdwenen of verplaatst, andere riviertjes kwamen ervoor in de plaats met een aan de stromingsrichting van het ijs aangepaste stroombaan (figuur 9).

De rivieren zijn niet lang, maar wel belangrijk voor de houtvlotterij. De langste rivier is de Kemijoki (425 kilometer). De Muoniojoki, die zich afsplitst van de Torniojoki, is de grensrivier van Zweden en Finland (foto 11). Het is een woest stromende rivier in Lapland, waar kano-varen zeker niet ongevaarlijk is.

Plantengroei

De strijd tussen het land en het water was belangrijk voor de vegetatie. Won het land de strijd, dan was een voedingsbodem ontstaan voor plantengroei. De eerste pioniers die zich na het terugtrekken van het ijs op de naakte, ijsvrije Finse bodem vestigden waren taaie dwergbomen, zoals



foto 11. Veel rivieren in Finland bevatten grote zwerfkeien, de relictten van het vroegere landijs. Muonio-joki, een snel stromende en woeste rivier, omzoomd door donkere naaldwouden (Lapland, Muonio-district).



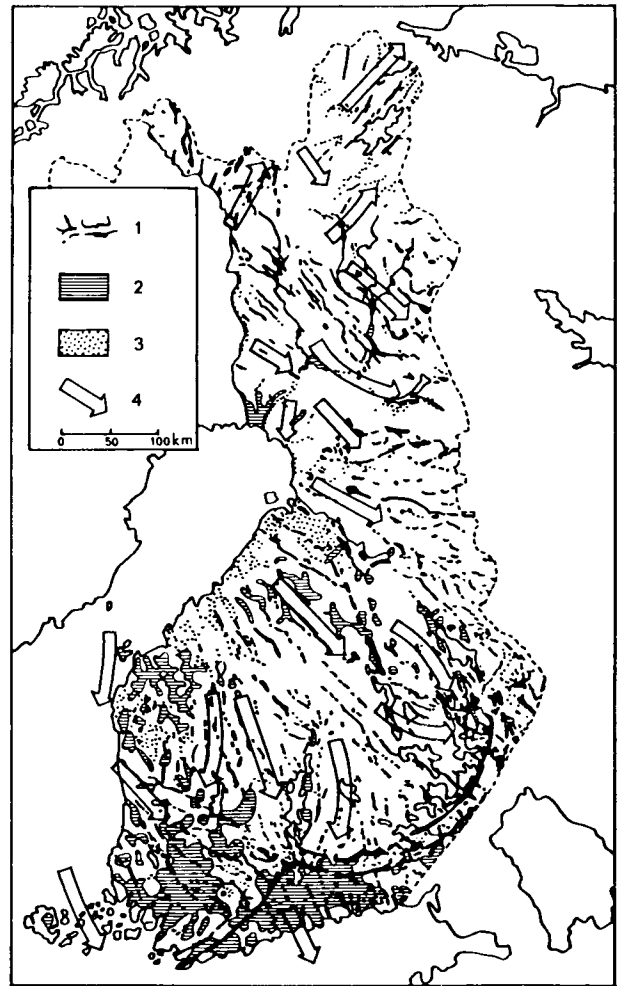
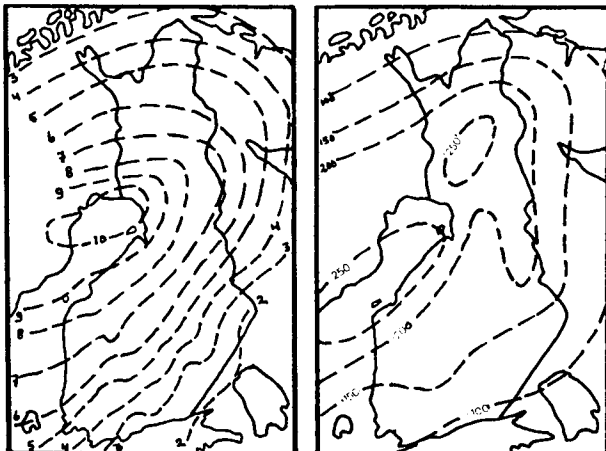
foto 12. Ondiepe verbindingen tussen meren worden snel door een moerasvegetatie opgevuld, ideale plaatsen voor muggen. (Vuotso, Lapland).

struikwilg en lage berk: planten van het open-toendra landschap. Dit was aan het einde van de laatste ijstijd (jonge Dryas). In figuur 19-1 zien we dat dit gebied vooral oostelijk heeft gelegen. Maar met het verbeteren van het klimaat veranderde ook de vegetatie. De open-toendra maakte plaats voor dichtere wouden. Dennen- en berkenbossen konden in de loop van het Holoceen naar noordelijker streken oprukken. Pas later, zo bleek uit pollenonderzoek, zouden ook de spar en de loofbomen (hazelaar, iep, eik, linde, es, beuk) hun intrede doen.

Het begin van het Holoceen was droog. Wel werd het steeds warmer. Pas in het Atlanticum (zie figuur 20) werd het vochtig en warm. Het was zelfs warmer dan tegenwoordig en ook de vochtigheidsgraad lag hoger. In deze periode van het Holoceen vond er een enorme veengroei plaats in Finland. Deze veenvorming op grote schaal werd bevorderd door de slechte doorlatendheid van het keileemdek. De lagere delen van het landschap, die geen afvoer hadden, werden door veensedentaten opgevuld. Talrijke meertjes en vijvertjes raakten verstopt. Het veen kon daarom alleen nog maar naar boven toe groeien en werd zodoende steeds meer afhankelijk van het regenwater. Alleen de hieraan aangepaste veenplanten (veenmos, wollegras, heide), konden het in zo'n voedselarm (oligotroof)

Dates in Years	POLLEN ZONES (Jessen, Iversen, Firbas) and CLIMATIC PERIODS (Blytt-Sernander, Firbas)			Glacial Phases	BALTIC STAGES (Sauramo) (Hyyppä)		
	Firbas 1949	Fries 1951	Sauramo 1958		(Sauramo)	(Hyyppä)	
1000	X				Mya		
0	IX	IX	IX		Limnea	Post-Littorina	
1000				Postglacial			
2000	VIII	VIII	VIII		Littorina	Littorina	
3000	VII		VII			Littorina	
4000		VII					
5000	VI		VI			Mastogloia	
6000		VI					
7000	V	V	V			Ancylus	Ancylus
8000					Fini-glacial	Echineis	
9000	IV	IV	IV			Pre-Boreal Yoldia	Yoldia
10000	III	III	III		Gotiglacial	Baltic Ice-Lake	Baltic Ice Lake
11000	II	II	II				
12000	Ib		Ic		Late-Glacial Yoldia	Carelian Ice Sea?	
13000	Ia	I	Ia				

figuur 20. Tijdtabel van de laatkwartaire geschiedenis van Finland. De tijdsindeling is gebaseerd op varven-chronologie en C 14-datering. De zogenaamde pollenzones worden gekenmerkt door bepaalde kenmerkende flora- en klimaataspecten (naar E. Hyyppä, 1960).



figuur 22. Kwartaire afzettingen en richtingen van het landijs in Finland (naar E. Hyyppä, 1960).
 1. eskers en delta-morenen
 2. klei en fijn zand.
 3. zand en grind
 4. voornaamste bewegingsrichting van het ijs.
 De witte gebieden binnen Finland zijn bedekt door keileem en (Holoceen) veen.

milieu goed uithouden. Na verloop van tijd verspreiden deze veen zich ook naar de omliggende hoogten en namen bezit van grote oppervlakten. Op deze wijze zijn de enorme veengebieden van Finland ontstaan (figuur 22). De veenvorming is later in het Holoceen met verschillende stagnatieperioden in de groei in verminderde mate doorgegaan. De grootste veengebieden liggen in het noorden van Finland. Hier vindt thans op grote schaal drainage plaats. Men graaft hiervoor slotenstelsels. Langs de Noordkaaprouten, van Rovaniemi naar Inari, kan men deze drainagewerken zien. Het is de bedoeling dat nieuw bouwland en nog meer bos ervoor in de plaats komen. Al 1/3 van het bouwland in Finland is van veengebieden afkomstig. Veel veen wordt gebruikt voor turfwinning. Vooral de lagere delen in het landschap kunnen moerassig zijn (foto 12).

figuur 21. Opheffing van Finland (links, isobasen van de tegenwoordige opheffing van het gebied in mm/jaar; rechts, totale postglaciale opheffing van het gebied in meters) (naar o.a. E. Kääriäinen).

In Lapland zijn de veengebieden ideale plaatsen voor de muggen, insecten die het de mens in de zomermaanden ondraaglijk kunnen maken. En er is vrijwel niets tegen te ondernemen. Ook in de boreale naaldwoudzone vindt er op de bosbodem op veel plaatsen veenmosgroei plaats. Hier vormen zich eveneens ideale broedplaatsen voor horden muggen.

Wie wat meer wil weten over de flora en fauna van het Voorarctische gebied, kan ik het Zweedse boekje "Växter och djur i fjällen" van Ingmar Holmåsén (1974) aanraden. De planten en dieren staan hierin met hun Latijnse naam erbij afgebeeld. Daarnaast had ik zelf ook veel plezier van de in ons land door Thieme uitgebrachte plantengids van Herbert Weymar, "Planten zoeken en leren kennen" (1974).

TER VERDUIDELIJKING

Betekenis van enkele termen uit Petrologie en Ertsafzettingen

concordant - ongestoorde opeenvolging van lagen

disseminaten - erts, voorkomend als fijnverdeelde korrels

genese - vorming. Syngenetisch: samen gevormd; epigenetisch: erna gevormd

granulieten - hoogmetamorfe gesteenten, vaak in de nabijheid van migmatieten, met orthopyroxen als karakteristiek mineraal

hangendes - mijnbouwterm: de gesteenten boven je hoofd, **liegendes** - idem: de gesteenten onder je voeten

meta - dit voorvoegsel wordt gebruikt voor gesteentena-men om het metamorfe karakter aan te duiden, bijv. meta-sediment, meta-gabbro, meta-rhyoliet

ofiolieten - submariën (onderzees) ontstaan bazaltisch uitvloeingsgesteente

paragenese - combinatie van samen voorkomende mineralen in een gesteente

skarn - gesteente met kalksilicaatmineralen, gevormd door metamorfose van kalkhoudende sedimenten (bijv. mergels) of op het contact van marmers en kwartshoudende gesteenten

Enkele termen uit Kwartairgeologie

boreaal - betrekking hebbend op het Noorden; niet te verwarren met het Boreaal: een vrij koel, droog klimaatstadium in het Holoceen, ca. 7000-5500 B.C.

exogene processen - alle van buiten af op de aardkorst werkende processen van atmosfeer, hydrosfeer en biosfeer

fluvioglaciaal - betrekking hebbend op het smeltwater van een gletsjer

glaciaal - door de werking van een gletsjer ontstaan of verband houdend met een gletsjer

glaciolacustrien - betrekking hebbend op een vóór het gletsjerfront gelegen meer

grondmorene - gesteentepuin dat aan de basis van een gletsjer wordt getransporteerd

Holoceen - het jongste van de twee tijdvakken, waarin de Kwartaire periode wordt verdeeld. Het tijdvak waarin we thans leven

isostatische opheffing - het omhoog komen van een gebied dat bevrijd wordt van een massa, bijvoorbeeld een ijskap, die het gebied had "ingedeukt" en daardoor het evenwicht had verstoord

keileem - de Pleistocene grondmorene

landijs - een gletsjer van continentale omvang

morene - glaciaal sediment, zoals bijvoorbeeld de grondmorene

Pleistocene - het oudste van de twee tijdvakken, waarin de Kwartaire periode wordt verdeeld. Ook wel aangeduid als het IJstijdvak

silt - een klastisch sediment dat voor het grootste deel bestaat uit materiaal met een korrelgrootte van 2-50 μ ($1\mu = 0,001$ mm)

subaërische erosie - afbraak van land dat aan de invloeden van de atmosfeer is blootgesteld

veensedentaten - ter plaatse gevormd veen

Voor-arctisch gebied - het aan de Noordpoolstreken grenzend gebied

foto's: E.G. v. Diggelen

LITERATUUR

- ANWB-reisgids voor het buitenland: Finland, 1977, 176 p.
- Donner, J.J. (1965)- The Quaternary of Finland, in The Geologic Systems: "The Quaternary", Volume 1, K. Rankama (ed.), Interscience publishers, p. 199-273.
- Embleton, C. en King, C.A.M. (1975)- Glacial Geomorphology, Arnold, London.
- Faber, F.J. (1949)- Van zondvloed tot landijs, Thieme & Cie, Zutphen. 292 p.
- Flint, R.F. (1971)- Glacial and Quaternary Geology, John Wiley and Sons, Inc. 892 p.
- Holmes, A. (1972)- Principles of Physical Geology, Nelson. 1288 p.
- Hyypä, E. (1960)- Quaternary geology of eastern and northern Finland, Guide to excursion no. C 35, International Geological Congress, Norden. 29 p.
- Mikkola, T. en Okko, M. (1960)- Southeastern Finland, a general excursion, Guide to excursion no. C 36, International Geological Congress, Norden. 17 p.
- Pannekoek, A.J., red. (1976)- Algemene Geologie, Tjeenk Willink bv, Groningen. 533 p.
- Savelkouls, M.W.J.C. (1972)- De Scandinavische wereld, in de serie Panorama van de wereld, Romen, Roermond. 190 p.
- Valovirta, V. (1965)- Zur spätquartären Entwicklung Südost-Finnlands, in Bulletin de la Commission Géologique de Finlande no. 220, Geologinen Tutkimuslaitos, Otaniemi. 110 p.
- Waard, D. de (1949)- Suomi, Precambrium, Pleistoceen en hout, tijdschrift Kon. Ned. Aardr. Gen., Tweede Reeks, Deel LXVI, p. 416-424.