

ESKO DANIEL

GLACIALGEOLOGI  
INOM KARTBLADET MOSKOSEL  
I MELLERSTA LAPPLAND

MED TVÅ PLANSCHER

GLACIAL GEOLOGY  
OF THE TOPOGRAPHICAL MAP MOSKOSEL  
CENTRAL LAPPLAND  
WITH TWO PLATES



STOCKHOLM 1975

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

---

SERIE Ba

ÖVERSIKTSKARTOR MED BESKRIVNINGAR

NR 25

---

ESKO DANIEL

GLACIALGEOLOGI  
INOM KARTBLADET MOSKOSEL  
I MELLERSTA LAPPLAND

MED TVÅ PLANSCHER

GLACIAL GEOLOGY  
OF THE TOPOGRAPHICAL MAP MOSKOSEL  
CENTRAL LAPPLAND  
WITH TWO PLATES

STOCKHOLM 1975

ISBN 91-7158-080-8

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning.  
Statens lantmäteriverk 1975-08-11.

C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1975

## INNEHÅLL

Abstract .....	3
Förord .....	4
Arbetsmetodik .....	4
Berggrund .....	7
Landformer .....	9
Den senglaciala dräneringen mellan Hornavan och Moskosel .....	11
Räfflor och isrörelseriktningar .....	11
Jordarter .....	22
Klassifikation och definitioner .....	22
Morän .....	23
Blockhalt och kornstorlek .....	23
Moränens inre byggnad .....	29
Moränens ytformer .....	37
Isälvsavlagringar .....	53
Rullstensåsar .....	56
Dalfyllnader och liknande avlagringar .....	66
Övriga isälvsavlagringar .....	75
Havs- och sjösediment .....	76
Vindavlagringar .....	84
Jordarternas kemiska egenskaper samt bergartsmaterialet i moränen .....	86
Frostfenomen .....	92
Isälvarnas erosionsformer .....	93
Det senglaciala havets utbredning .....	103
Isavsmältningens förlopp .....	105
Summary. Glacial geology of the topographical map 25 J Moskosel, Central Lapland .....	112
Litteratur .....	116
Kornstorleksanalyser .....	119

## ABSTRACT

The author has mapped the Quaternary deposits in an area in Central Lapland, just east of the pre-montane region. The author describes these deposits as well as the glacial striæ, chemical and lithological composition of the till and glaciofluvial erosion marks of the area. A complement to the maps of Quaternary deposits between the mountain region and the mapped area is also given.

The deglaciation of the mapped area is outlined on basis of the results of the mapping.

## FÖRORD

I samband med den pågående malmletningen i Lappland har behovet av kvar-tärgeologiska kartor och utredning av de lokala isrörelseriktningarna aktuali-serats.

De jordartskartor som finns över de inre delarna av nordligaste Sverige är småskaliga översiktskartor i skala 1:2 miljoner sammanställda av G. Lundqvist (1943) samt G. Lundqvist och Sahlström (1950), varför behovet av jordartskartor är stort även ur andra synpunkter än malmletningens, se bl. a. J. Lundqvist (1972a).

En översiktlig kvartärgeologisk kartläggning av området, som omfattas av det under 1973 utkomna topografiska kartbladet 25 J Moskosel, påbörjades 1969. Karteringen skedde enligt de principer som använts vid de senaste läns-karteringarna, se G. Lundqvist (1951 och 1963), J. Lundqvist (1958 och 1969) samt Fromm (1965).

Karteringen pågick under somrarna 1969 och 1970. Som medhjälpare vid karteringen tjänstgjorde båda somrarna fil. kand. Dag Fredriksson. Sommaren 1971 gjorde författaren dessutom en kort revideringstur i området.

Karteringen har bekostats helt av SGU, sånär som på ett specialarbete vid sjön Sleng till vilket ett bidrag ur Hj. Lundbohms minnesfond har erhållits. Jord-artskartan (Pl. 1) har ritats av kartograf Margot Ekman.

## ARBETSMETODIK

Målsättningen för kartläggningen var dels att dåvarande Malmbyrån vid SGU skulle kunna använda den färdiga kartan som komplement till sina berggrunds-och blockkartor, dels att kartan utan större ändringar skulle kunna ingå i en framtida jordartskarta över Lappland. Det visade sig emellertid, att dessa två krav var omöjliga att uppfylla samtidigt, eftersom Malmbyråns arbetskartor är i skala 1:50 000 eller 1:20 000, och jordartskartan inte kommer att ha större skala än 1:200 000. Då en kartläggning av området med den noggrannhet, som den större skalan fordrar skulle ta mycket lång tid, har arbetet skett enligt samma principer som vid de ovan nämnda läns-karteringarna, men i stället för general-stabskartan i skala 1:100 000, som var den enda tillgängliga kartan vid fält-arbetets början, har flygbilder i skala 1:20 000 använts som underlag.

De vid fältarbetet använda kartorna har sålunda varit den i avseende på vägarna 1967 reviderade generalstabskartan i skala 1:100 000 (bladen 28 Sten-träsk och 35 Arvidsjaur, se fig. 1) samt s. k. stomkartor i skala 1:20 000, vilka av SGU sammanställts från bl. a. domänverkets skogskartor.

Vid sammanställningen av arbetet har jag haft tillgång till konceptbladen i

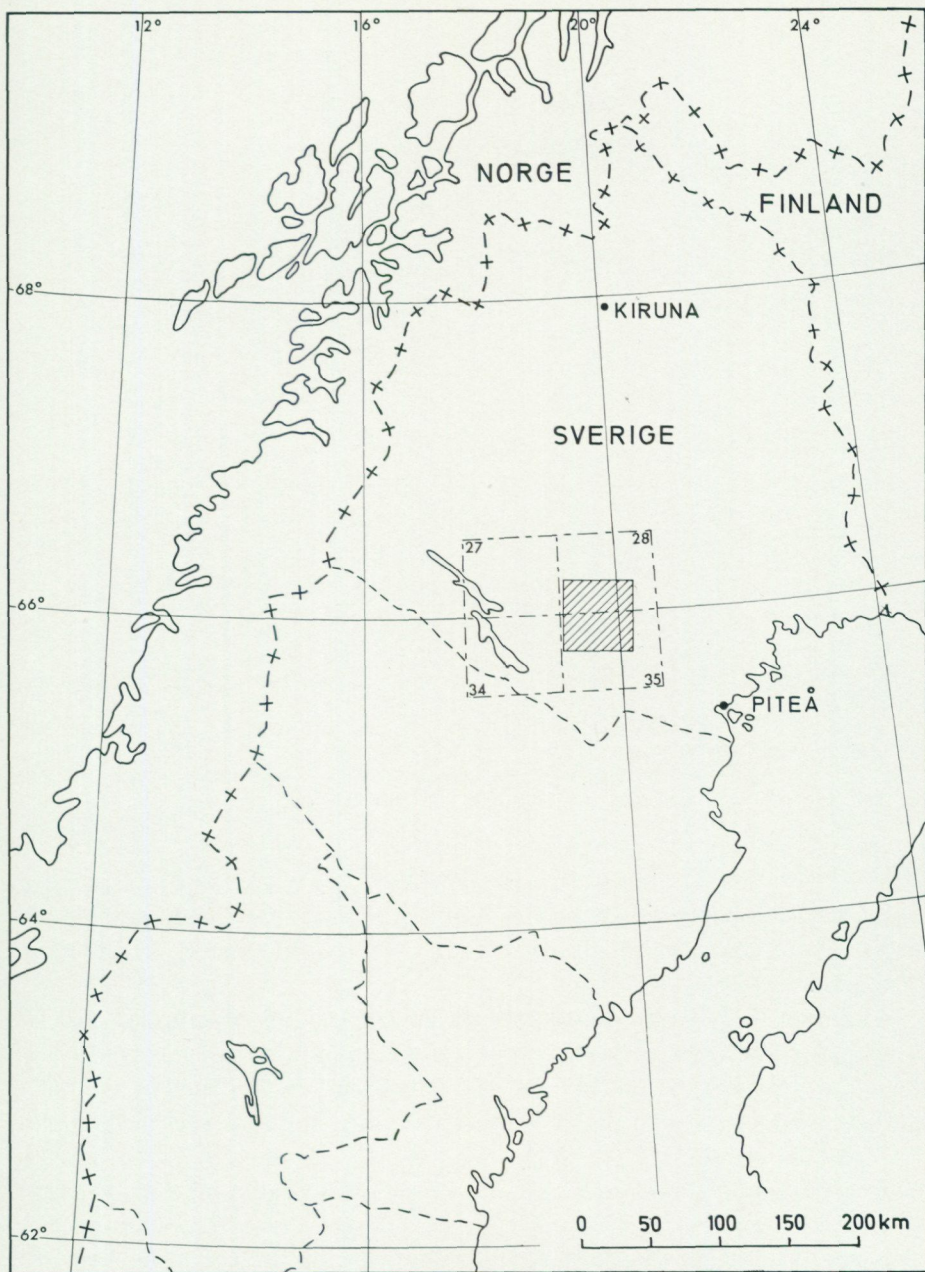


Fig. 1. Översiktskarta. Det snedstreckade området motsvarar det topografiska bladet 25 J Moskosel. De äldre generalstabskartorna markeras av streckade linjer och kartornas nummer. Location map. Dashed lines and numbers indicate older topographical maps: 27 Arjeplog, 28 Stenträsk, 34 Storavan and 35 Arvidsjaur.



Fig. 2. Rutter som följts vid karteringen.  
*Routes followed during the mapping.*

skala 1:20 000 till den topografiska kartan 25 J Moskosel, samt under redigeringsarbetet den topografiska kartan. Förutom kartorna har samtliga flygbilder över området funnits tillgängliga under hela arbetet. Bilderna är fotograferade 1958 och två stråk 1959.

Fältarbetet förbereddes genom att hela kartbladet flygbildstolkades med avseende på minerogena jordarter, myrar, morfologi, erosionsspår osv., och en preliminär jordartskarta i skala 1:100 000 upprättades. Fältarbetet underlättades avsevärt genom att denna preliminära karta kunde användas som underlag vid det fortsatta arbetet.

Observationsnätet vid karteringen har i första hand anpassats efter vägnätet, de mellanliggande områdena kompletterades till fots. Dessa senare rutter planlades med hänsyn till flygbildstolkningens resultat, dvs. tätare i områden med växlande jordarter och glesare där flygbildstolkningen ej givit några indikationer på andra jordarter än morän. Endast i undantagsfall har avståndet mellan observationsrutterna blivit större än 4 km, se fig. 2.

Avstånden mellan observationspunkterna har sällan överskridit 500 m. Normalt har jordartsbestämning skett betydligt tätare. I första hand har därvid skär-

ningar utnyttjats, men i de flesta fall har jordartsbedömningarna skett i grävda gropar på minst 40 cm djup.

Ett hundratal jordartsprover har analyserats. Provtagningen har skett rutinmässigt, så att en jämn beläggning av analyser skulle erhållas inom området, men även jordarter av speciellt intresse eller svårbedömda jordarter har provtagits för vidare analys. Storleken på proverna har varierat mellan 1.5 och 2.5 kg för ojämnkorniga samt mellan 0.5 och 1.0 kg för jämnkorniga jordarter.

Laboratoriebehandlingen av proverna har i stort sett varit densamma som vid den pågående kartläggningen av jordarterna i Västernorrlands län och vid den genomförda kartläggningen av Jämtlands län. Proverna har siktats och vid behov analyserats enligt hydrometermetoden, se Gandahl (1952). Karbonathalten har bestämts med Passons apparat på samtliga prover. pH-bestämningar har också utförts på samtliga prover. Bestämningen har gjorts på material mindre än 2 mm.

Moränprovernas basmineralindex har bestämts enligt Tamm (1934), och samtidigt har magnetihalten i dessa prover erhållits.

Jordartskartans sammanställning har ursprungligen följt samma principer som J. Lundqvist (1969) har använt, och en jordartskarta i skala 1:100 000 färdigställdes också. Trycktekniska och kostnadsmässiga skäl har gjort att den slutgiltiga jordartskartan på Pl. 1 publiceras i förenklad form.

För att försöka klarlägga den sen- och postglaciala dräneringen från de stora sjöarna i fjällranden mot öster och sydost, har en mycket översiktlig flygbildstolkning över dalgångarna väster om Moskoselbladet gjorts.

En sammanställning över de inom området identifierbara glacifluviala erosionsdalarna har gjorts, och dessa har tillsammans med jordartskartan legat till grund för konstruktionen av kartan över isavsmältningens förlopp.

Bokstav och siffra inom parentes efter geografiska namn, t. ex. (8a), anger ruta i den rutindelning, som finns på planscherna och vissa figurer, och som motsvarar de ekonomiska kartbladen.

## BERGGRUND

Berggrunden inom området har beskrivits av Grip (1946) och Ödman (1957), samt begränsade delar av Moskoselbladets berggrund av Falk (1973). För närvarande pågår kartering av berggrunden inom dessa delar av Lappland, varför de äldre arbetena inom en inte alltför avlägsen framtid kommer att revideras.

Berggrundskartan i fig. 3 utgör en förenkling av Ödmans berggrundskarta över urberget inom Norrbottens län (Ödman 1957). Bl. a. tycks gränserna mellan de olika vulkaniterna enligt den pågående karteringen vara osäkra.

Bergarterna inom kartområdet och angränsande delar av Lappland tillhör enligt Ödman (1957) två cykler, en yngre karelsk med bl. a. Sorsele-Edeforsgraniterna och Lina-Arjeplog-Palja-graniterna, en äldre svionsk omfattande bl. a.

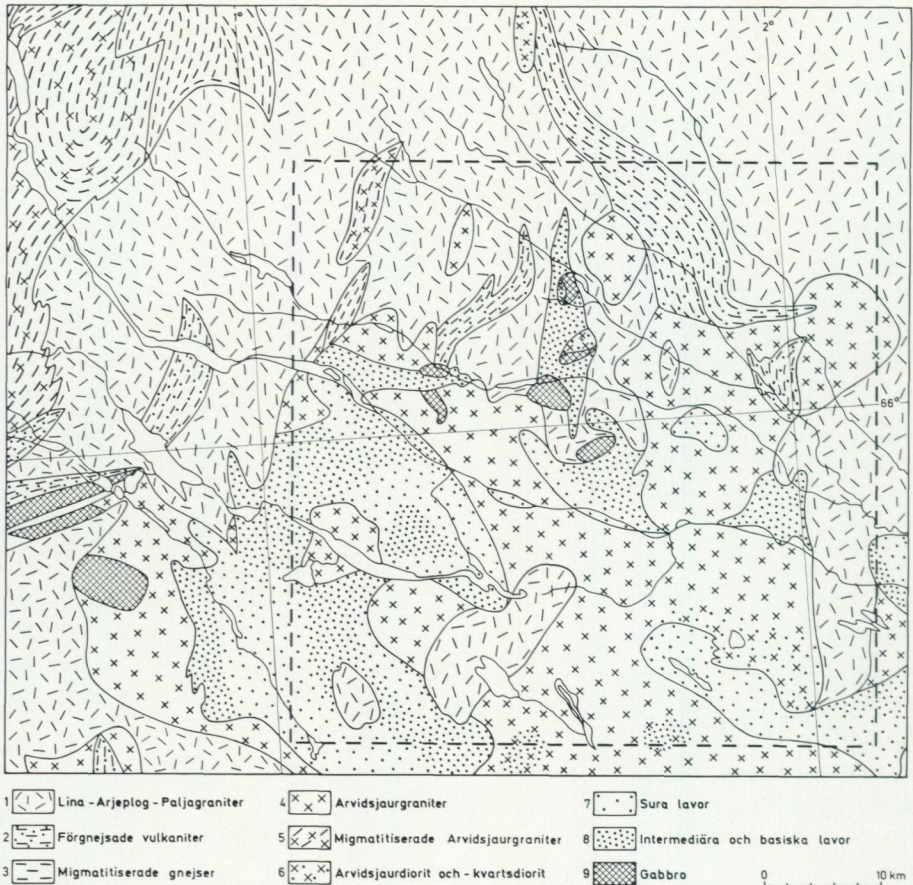


Fig. 3. Berggrundskarta något förenklad efter Ödman (1957). Den grova streckade linjen markerar kartbladet 25 J Moskose!

*Petrographic map generalized after Ödman (1957). Dashed lines indicate topographic map 25 J Moskosel. Legend: 1 = Lina-Arjeplog-Palja Granites, 2 = Gneissose Volcanics, 3 = Migmatized Arvidsjaur Granites, 6 = Arvidsjaur Diorit and Quartz-Diorit, 7 = Acid Lavas, 8 = Intermediate-basic Lavas, 9 = Gabbro.*

diverse migmatiter, Arvidsjaur-Jörngraniterna och hithörande mera basiska bergarter, såsom diorit och gabbro samt slutligen Arvidsjaurporfyrserien.

De äldsta bergarterna inom det karterade området torde enligt Grip (1946) vara de migmatitiserade sediment, som förekommer framför allt söder och väster om Kåbdalis. Sedimenten anses vara likåldriga med Skelleftefältets sedimentserier.

Något yngre är Arvidsjaurporfyrerna, som består av sura, intermediära och basiska lavar. De basiska lavorna omfattar basaltisk andesit, andesit och dacit och de sura lavorna sur dacit, keratofyrer, kvartskeratofyrer och lipariter. Dessa

vulkaniter förekommer framför allt inom sydvästra delen av kartbladet.

Arvidsjaurgraniterna finns i två varianter. En normal röd, medelkornig, salisk granit och en finkornig röd granit, som allt efter struktur klassificeras som granitporfyr, aplit eller granofyr. Dessutom förekommer kvartsdiorit, diorit och gabbro inom Arvidsjaurgraniternas rikt differentierade serie.

I de västra och norra delarna av området förekommer olika typer av de inom Norrland mycket utbredda yngre, ofta grovkorniga, grå, ljusa eller svagt röda Lina-Arjeplog-Palja graniterna.

## LANDFORMER

Det kartlagda området omfattar en del av skogslandet mellan förfjällen och det norrländska kustlandet. Från de högsta topparna i nordväst (Palja 697 m ö. h., Reuna 635 m ö. h. och Råvekvare 637 m ö. h.) och enstaka högre toppar belägna i sydväst (bl. a. Storliden 640 m ö. h.) sänker sig landet i östlig riktning och mot Piteälven. De lägsta delarna ligger där ca 125 m ö. h., se fig. 4.

Landytans brutenhet varierar kraftigt enligt M. Lundqvist (1953). Från området med den högsta relativa höjden, 300—400 m, norr om Varjisträsk, avtar den relativa brutenheten ned till 100—150 m inom de centrala områdena längs Pite älv och söderut samt i de nordöstra delarna av kartbladet.

Norrland indelas av A. G. Högbom (1906, s. 394) i: "1) Fjällens och de stora sjökedjornas region, 2) Silurregionen, 3) Moränlidernas och de stora myrarnas region, 4) Älf- och hafsavlagringarnas region samt 5) Kust- och skärgårdsregionen." Regionerna utgörs av med kusten parallella zoner av varierande bredd. Moränlidernas och de stora myrarnas region utgör det breda mellanbältet i Norrland. De ofta drumlinartade moränliderna når enligt Högbom upp till 400—600 m ö. h., medan de mellanliggande slätterna och sjöarna ligger 250—350 m ö. h. Liknande indelningar med smärre modifikationer har senare gjorts av S. De Geer (1926) och Ahlmann, Laurell och Mannerfelt (1942).

I ett flertal arbeten har Rudberg (1954, 1955, 1959 och 1962) behandlat morfologi och landformer i Norrland. Rudberg indelar landformerna i ett större antal grupper på grundval av brutenheten. Enligt Rudberg (1955, s. 28) skulle det här behandlade området bestå i huvudsak av bergkullslätt och vågig bergkullterräng, samt i viss mån av förfjällsterräng.

I det karterade området utbreder sig förfjällsterrängen i områdets nordvästra del. Den utgörs av en flack höjdplatå, som i stort sett begränsas av bergen Råvekvare (9a), Reuna (8c), Tjirsavare (8c) och Stor-Sarkasvare (9e). Platån upptas till stor del av vidsträckta myrar, och utgör ett av de myrrikaste partierna av kartbladet, se fig. 59. Större delen av förfjällsterrängen ligger ca 560 m ö. h., medan ett mindre område mellan Sikån och Kuorsjojåkkå ligger mellan 450—500 m ö. h. Enstaka höga avrundade toppar inom förfjällsområdet sticker upp ovanför trädgränsen, som här ligger strax under 700 m ö. h. Förfjällsområdet

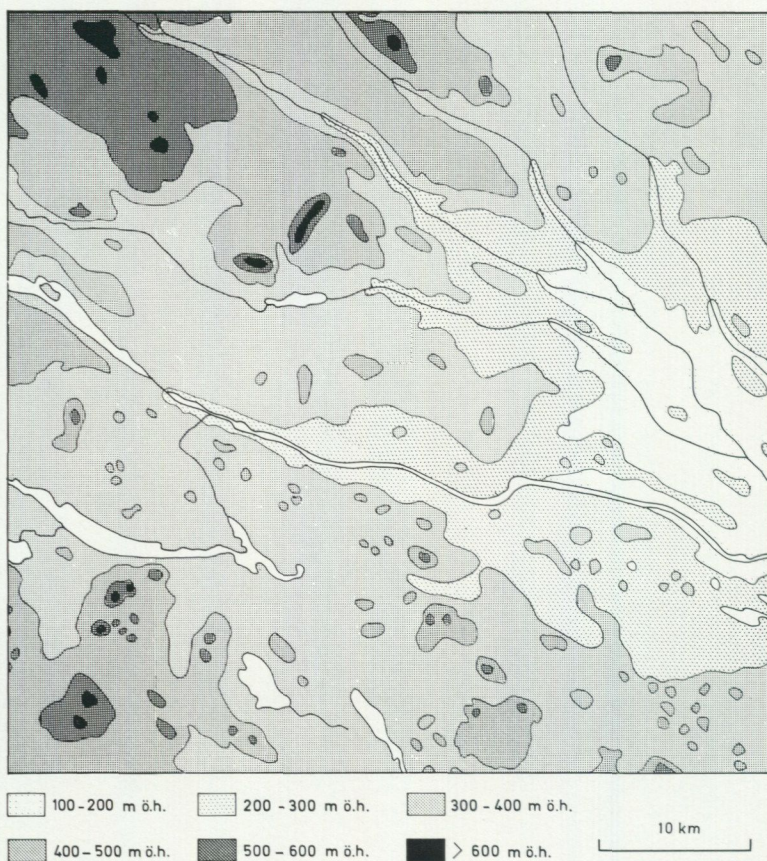


Fig. 4. Höjdförhållandena inom kartbladet 25 J Moskosel enligt generalstabskartan i skala 1:500 000 från 1904.

*Topography of the area, according to the topographic map printed in 1904.*

delas i en större västlig och en mindre östlig del av den U-formade Kuorsjojåkådalen.

Områdena kring förfjällsterrängen och mellan Skidträsket (1f) och Ohuggeberget (4f) liksom det sydvästra hörnet av kartbladet utgörs enligt Rudbergs (1955) definitioner av en vågig bergkullterräng, som genom sin brutenhet markant skiljer sig från den omgivande bergkullslätten.

Den senare landformstypen dominerar kartbladet, men stora delar av området utanför förfjällen och ovannämnda bergkullterräng utgörs av ett mellanting mellan de båda landformstyperna, och den utpräglade slätten med restberg är ofta dåligt utbildad. I extremfall övergår bergkullslätten i en vågig bergkullterräng, genom att de s. k. restbergen utgörs av större bergmassiv med ett flertal toppar.

Bergkullslätten karaktäriseras av de i isrörelseriktningen utdragna restbergen med pålagrade läsidesmoräner, se fig. 27 och fig. 28. Åsikterna om glacialerosionens betydelse för utformningen av dessa drumlinoida storformer varierar, men det torde stå klart, att isens erosion och ackumulation haft avgörande betydelse för deras slutgiltiga utformning. Ett exempel på dessa drumlinoida storformer är berget Suorke (5h) på fig. 27 som har en relativ höjd av närmare 200 m.

Områdena under HK kan räknas till älv- och havsavlagringarnas region enligt Högbom (1906). Dalgångarna är till stor del fyllda av sediment, som genom sin flacka yta helt präglar terrängen.

Piteälven rinner genom kartområdet till största delen i en väl markerad dalgång, som börjar strax öster om Björnideforsen (5b) i kartbladets västra del. Dalgången har av M. Lundqvist (1953) betecknats som en genombrottsdal.

Med en sammanlagd fallhöjd på över 40 m utgör Trollforsen (6a, 6b) det högsta fallet inom kartområdet. Piteälven faller från 376.1 m ö. h. i väster till ca 160 m ö. h. i öster.

## DEN SENGLACIALA DRÄNERINGEN MELLAN HORNAVAN OCH MOSKOSEL

För att kunna klarlägga glacialgeologin och den sen-glaciala dräneringen inom kartområdet 25 J Moskosel har området väster om kartområdet flygbildstolkats översiktligt. Dessutom har en litteraturgenomgång gjorts för att få uppgifter på rullstensåsarnas sträckning m. m. Kartan i fig. 5 grundar sig på både flygbildstolkning och litteraturuppgifter. Av förståeliga skäl råder viss tveksamhet inom några områden, både vad gäller egna och andras observationer. Kartan får alltså ses som ett provisoriskt komplement till kartan över Norrlands jordarter, se G. Lundqvist (1943).

Följande litteratur har använts vid sammanställningen: Svenonius (1882), Ahlenius (1900 och 1901), A. G. Högbom (1901 och 1906), Gavelin och Högbom (1910), Granlund (1943), G. Lundqvist (1943 och 1952), Frödin (1954), Fromm (1965), Padget (1966) samt Hoppe (1969).

## RÄFFLOR OCH ISRÖRELSERIKTNINGAR

Äldre undersökningar av isrörelseriktningar kring de inre delarna av Piteälven är förvånansvärt få. Uppenbarligen koncentrerades tidigare geologiska arbeten till kusttrakterna och till områdena omkring Luleälvens och Skellefteälvens vattensystem.

Fredholm (1892, s. 9) redovisar från bl. a. Arvidsjaurområdet ett fåtal observationer av nordvästliga räfflor.



Spiral diagrams of the evolution. All localities between  $16^{\circ} 30'$  and  $17^{\circ} 30'$  long. East on fig. 10 (i. e. the eastern half of each map) are placed in the centre A, but only the symbols of the oldest and the youngest directions are drawn. The turning from the oldest to the youngest direction is symbolized by a spiral. Dashed parts of the spiral are not represented by known striae. Diagram B refers to a tract on the lower foreland of the Skellefte-River, indicated with a cross in figs. 2 and 35. It corresponds to the epochs *b*–*d* in diagram A. The imaginary starting point of the ice flow was successively 1, 2, 3, 4, and 5 (see text). From *k* on the ice was in B rigid, indicating a smaller thickness and a more distant ice divide.

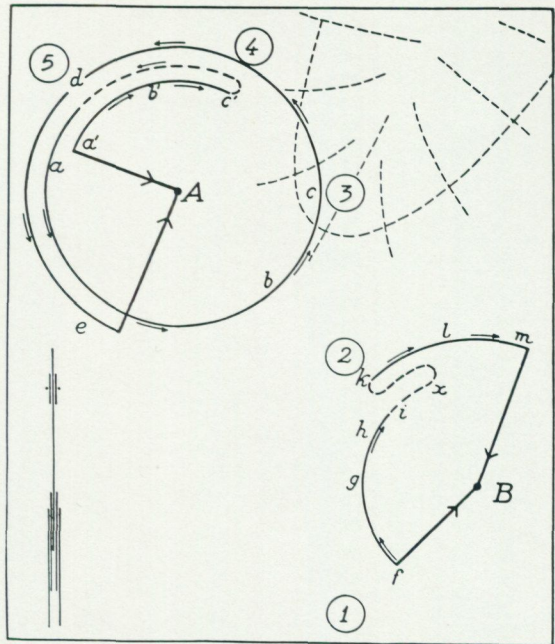


Fig. 6. Isdelarförflyttning och isrörelser inom Skellefteälvens vattensystem och närliggande områden enligt Ljungner (1949, fig. 11).

*Movements of the ice-divide and ice movements in the area of the Skellefte river according to Ljungner (1949, Fig. 11).*

Andra äldre arbeten visar samma enkla bild av isens rörelse öster om isdelaren. Exempelvis har Gavelin (Gavelin och Högbom 1910) gjort en sammanställning över åsar, drumlinor och räfflor, som inom dessa delar av Norrland bildats av en från nordväst kommande isrörelse. En nordvästlig isrörelse inom Kåbdalisområdet har också påvisats av A. Högbom (1931), men samme författare har även uppmätt en enstaka räffla från  $N 10^{\circ} O$  vid Nausta (norr om kartbladet). Denna yngre riktning skulle enligt A. Högbom kunna sammankopplas med Nausta-Kåbdalislinjen, som tolkades som ett israndläge bildat vid den nordliga isströmmens avsmältning, se även s. 43.

Från Skelleftefältet vid sammanflödet mellan Skellefteälven och Malån har A. Högbom (1935) sammanställt en räffelkarta som bl. a. visar ett antal lokaler med räfflor från norr och nordnordost. Troligen är det dessa eller näraliggande lokaler som Ljungner senare använt för sina räffelstudier.

Ljungners detaljerade undersökningar från Hornavanområdet och ett vid Skellefteälvens nedre lopp beläget område (Ljungner 1943, 1945 och 1949) visar en mycket komplicerad bild av isrörelserna och isdelaromläggningarna i norra Sverige, se fig. 6.

G. Lundqvist (1961, fig. 7) visar att det inom området söder och sydväst om

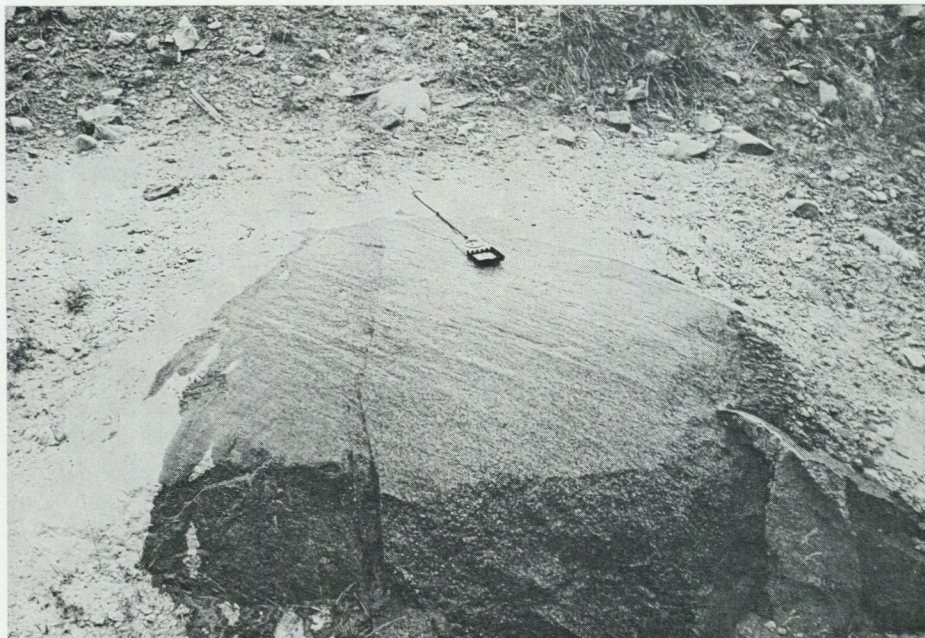


Fig. 7. Räfflor från nordväst på väghäll av granit. — Foto förf.  
*Glacial striation from northwest.*

kartbladet Moskosel har skett en högervridning av isrörelsen, medan det norr om kartbladet i stället skett en vänstervridning. Uppgifter från de inre delarna av Piteälvsområdet saknas.

Fromm (1965) har genom sina undersökningar visat att ett flertal isrörelser berört Norrbottens nordöstra och östra delar. Enligt Fromm (1965, s. 129) skulle isrörelserna kunna sammanfattas i 1) en äldsta isrörelse från nordväst, som finns registrerad i östra delarna av det av honom undersökta området, 2) en yngre från väster, som utgått från en mot kusten förskjuten isdelare, samt slutligen 3) en yngsta isrörelse från nordväst i de sydvästra delarna av området. Under denna slutfas av isrörelsen skulle de östra delarna av området varit isfria.

Av intresse för isrörelseriktningarna och blocktransporten inom bladet Moskosel är också den bild av blockspridningen som enligt Frietsch (1972) kunnat rekonstrueras i trakten av Jokkmokk. Blocksvansarna visar att en isrörelse utgått från isdelarområdet öster om Sarek mot ostsydost, vilket stämmer väl med räfflorernas riktning.

I samband med kartläggningen av kartbladet Moskosel har ett hundratal räffelobservationer gjorts. Framför allt har nyblottade hällar vid vägarna utnyttjats för räffelstudier, se fig. 7. Den inom området mycket utbredda graniten har en ten-

dens att grusvittra, vilket gör att naturligt blottade hållar ofta är olämpliga för räffelstudier. Enstaka mera motståndskraftiga kvartsrika partier och kvartsgångar har dock kunnat utnyttjas på i övrigt vittrad granit, se fig. 9. Vulkaniter och sedimentära bergarter är ofta mycket hårda och vittrar långsamt. De har i flera fall en synnerligen väl glacialpolerad yta, men tydligen är bergarterna så motståndskraftiga mot repning att räfflorna ibland blir mycket fina och svårtolkade.

På grund av hållfrekvensen är räfflobeservationerna betydligt flera i de västra än i de östra delarna av kartbladet.

De hållar på vilka mer än en räffelriktning har kunnat iakttagas är medtagna i förteckningen nedan samt i fig. 8.

Lokaler med korsande räfflor enligt fig. 8:

1. Två lokaler, den ena vid Kuollejaures utlopp (7a) och den andra ca 1 km öster om utloppet. Båda lokalerna består av väghållar av granit.  
Vid den västra hällen finns äldre grova räfflor med riktningen N 70° V som skulpterat hällen samt yngre fina räfflor i N 35° V över större delen av hällen. Den östra lokalen har räfflor i N 40° V över hela hälllytan, medan räfflor med riktningen N 55° V finns på de lägre delarna av hällen. (Möjligen utgör de senare endast en lokalt avvikande riktning, som är orsakad av hällens lutning.)
2. Strax öster om Reunas topp (8a). Väghållar av granit med äldre och talrika räfflor från N 80° V och enstaka otydliga räfflor från N 45° V, som skär över de äldre.
3. Ca 3 km sydost om Kattekvare (8h). Svaga räfflor på håll med tydlig stötsida mot nordväst. Äldsta räfflor från S 70° V finns i läge för de andra två systemen, som har riktningarna N 40° V och N 20° V, varav den senare skär över den förra på ett par små toppytor. Åldersförhållandet är alltså: S 70° V — N 40° V — N 20° V.  
På Kattekvares topp finns svaga räfflor från N 40° V och N 20° V, men åldersförhållandet går ej att bestämma.
4. Uppe på Åtåsvares topp (7e). Korsande räfflor med äldre grova räfflor från S 80° V och yngre mycket fina och täta räfflor från N 50° V.
5. På sydöstra delen av Kurivares topp (6g). Svaga räfflor på kvartsgång i graniten. Äldre räfflor från S 85° V och yngre från N 40° V som förekommer på enstaka stötsidor till det äldre systemet.
6. 3 km sydväst om Njallavaratj (5f). Väghåll med tydliga yngre räfflor från N 50° V, och äldre från S 80° V på läsida till de förra.
7. Ca 1 km öster om Suddesjaure (2a). Tre räffelriktningar på små kvartsytor. Äldsta och grövsta systemet från N 40° V. De yngre och finare räfflorna, som finns på små toppytor tyder på en successiv vridning från N 60° V till N 85° V,

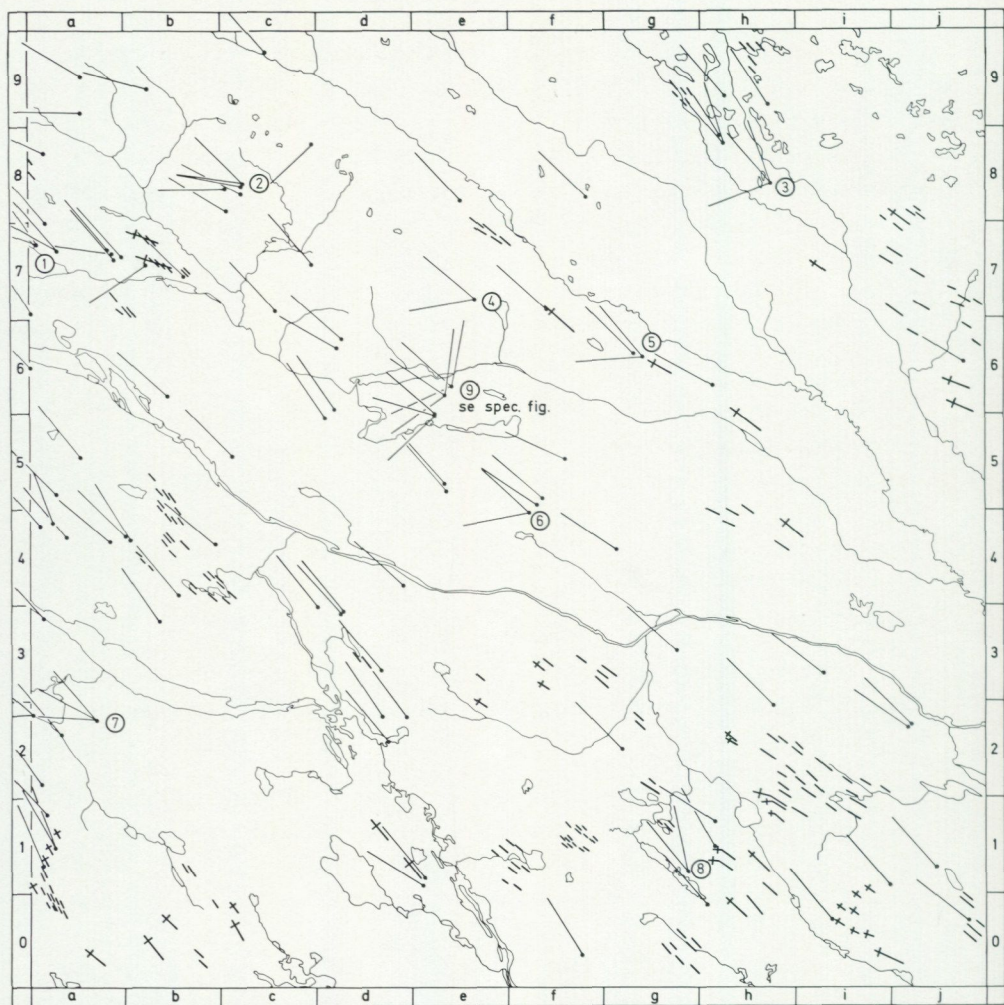


Fig. 8. Räfflor och drumliner på kartbladet 25 J Moskosel. Ett kort tvärstreck på drumlin-tecknet motsvarar en välutbildad drumlinoid storform. Lokaler med korsande räfflor — siffrorna inom ring — är beskrivna i texten.

*Glacial striae and drumlins. Rock drumlins are marked by crosses. Localities with numbers are described in the text.*

se fig. 9. Ca 3 km längre västerut finns det strax söder om Suddesjaure svaga räfflor på glacialpolerade hällytor. Äldre fina räfflor från N 50° V finns över stora ytor, medan en yngre riktning från väster förekommer sporadiskt på begränsade toppytor.

8. Vid Ö. Gåbdejaure (1g). Äldre grova räfflor som format hällen från N 40° V, och relativt grova yngre räfflor från N 10° V på stötsida mot nordnordväst.

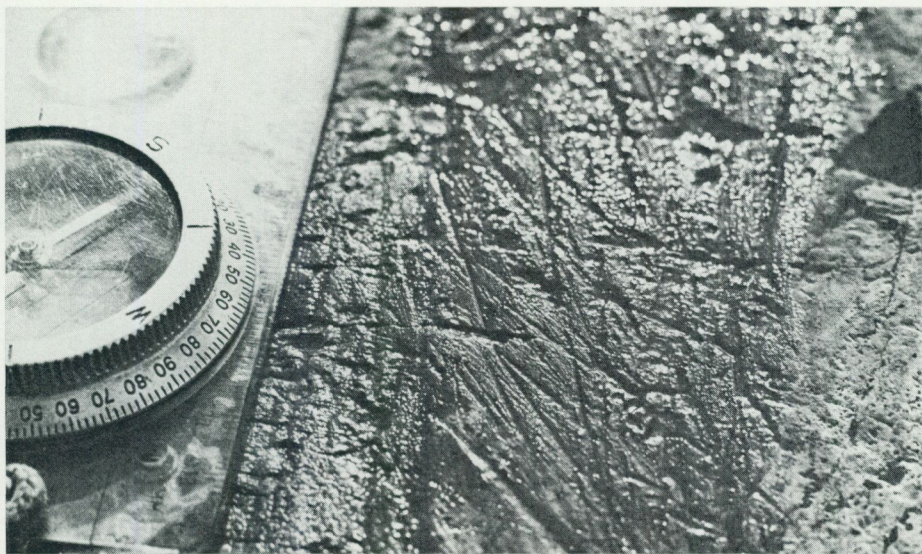


Fig. 9. Korsande räfflor vid Suddesjaure (2a, lokal 7 på fig. 8) med äldre grova räfflor i N 40° V parallellt med kompassen, och yngre räfflor som visar en successiv vridning av isrörelsen från nordväst till N 85° V. — Foto förf.

*Crossing glacial striation (2a, locality 7 at Fig. 8). Older striation from N 40° W parallel with the compass, and younger striation gradually turning from northwest to N 85° W.*

9. Denna lokal består av sju hållar (A—G) längs vägen nordväst om Stor-Tjärget (5e, 6e), se fig. 10.
- Äldre räfflor från N 70° V korsas av yngre från S 50° V.
  - Äldre grova räfflor från N 50° V, med yngre, mycket svagt utbildade räfflor från N 25° V.
  - Äldre räfflor från N 65° V på lokala läsidor på en ojämn håll, och yngre svaga räfflor från N 15° O på små toppytor.
  - Mycket grova och något otydliga räfflor från S 70° V vilka format hållen. Yngre räfflor från N 60° V är vanliga, medan de yngsta från N 10° O endast sporadiskt uppträder på små toppytor.
  - Äldre kraftigt system med riktningen N 70° V har format hållen, medan yngre räfflor med riktningen N 15° O förekommer sporadiskt på små toppytor.
  - Det äldsta systemet från S 70° V har tillsammans med huvudriktningen från N 60° V format hållen. Båda räffelsystemen är relativt grova och tydliga. Yngre räfflor från N 10° O förekommer allmänt på små toppytor. (Enstaka räfflor i riktningar mellan N 10° V och N 10° O finns på samma ytor.) En andra yngre räffelriktning från S 30° V förekommer relativt sporadiskt på toppytor. Åldersförhållandet mellan dessa unga räfflor från N 10° O respektive S 30° V är ej klarlagt.

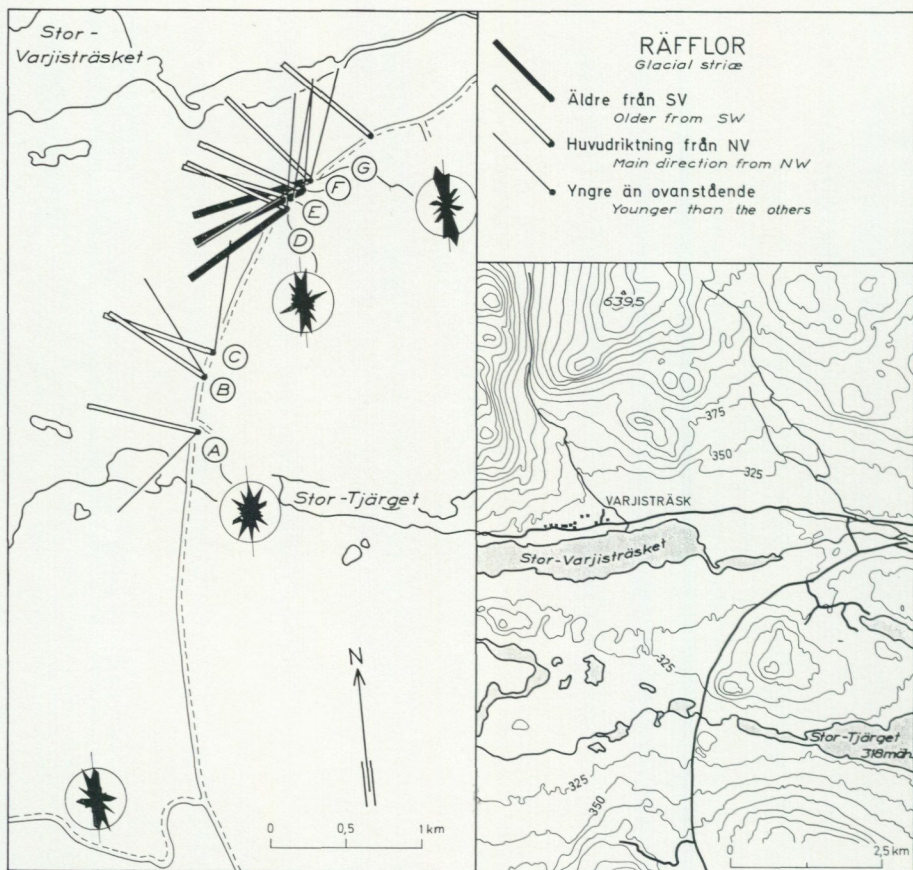


Fig. 10. Isräfflor och stenorienteringsanalyser vid Stor-Tjärget (5e).  
Glacial striae and till fabric at Stor-Tjärget (5e).

G. En äldsta grov räffelriktning från S  $85^{\circ}$  V, och över hela hällen förekommande räfflor från N  $50^{\circ}$  V som är äldre än två yngre system, den ena från N  $20^{\circ}$  O, och den andra från S  $60^{\circ}$  V, båda finns på små toppar. Åldersförhållandet mellan de två yngre systemen är ej fastställt.

För att försöka avgöra åldersförhållandet mellan de yngre isrörelserna har riktninganalyser av de långsträckta stenarna gjorts i moränen på eller intill hällarna vid lokal 9, se fig. 10.

Vid samtliga fyra analyser har ett hundra långsträckta stenar mätts. Stenarnas längd har varierat mellan 2 och 5 cm.

Analysen vid A gjordes på 0.5 m djup i en normal sandig-moig morän strax intill hällen med räfflorna. Analysresultatet visar inte någon speciell orientering av de långsträckta stenarna vid denna lokal.

Analysen vid D gjordes på ungefär 0.4 m djup (ca 20 cm över hällytan) i en sandig-moig morän, som täckte delar av hällen. Denna analys har gett ett relativt tydligt maximum i nord—sydlig riktning, och ett mindre maximum i sydväst—nordost.

Analysen vid G gjordes i närheten av räffelhällen på ca 0.8 m djup i en sandig-moig morän. Här erhöles ett maximum i nord—sydlig riktning.

Den fjärde analysen gjordes på 0.7 m djup i en normal sandig-moig morän på Tabmokåives nordsluttning (i södra kanten av fig. 10). Även här erhöles ett maximum kring nord—syd, och ett mindre maximum i öst—väst.

Riktninganalyserna har utförts så nära ytan i moränen som möjligt för att eventuellt kunna registrera den yngsta isrörelsen inom området. Trots den stora risken för sekundära störningar kan man dra slutsatsen att de långsträckta stenarnas orientering orsakats av en från norr eller söder kommande is. Det innebär att det är mest sannolikt att den isrörelse, som enligt räfflorna skulle ha kommit från norr—nordnordost, är den yngsta som registrerats inom detta område.

Sammanfattningsvis förekommer det nordväst om Stor-Tjärget, vid lokal 9, ett äldre grovt räffelsystem i S 70°—80° V. Denna isrörelseriktning har uppenbarligen följts av den inom kartbladet normala riktningen N 50°—70° V. Två yngre räffelsystem i S 30°—60° V respektive N 10°—20° O förekommer på en del av hällarna. Deras inbördes ålder har ej säkert kunnat fastställas, men sannolikt är den nordnordostliga yngst.

För att utröna hur Rogenmoränen vid Gåbdejaure (1g) (se s. 41) påverkats av den isrörelse från N 10° V, som finns registrerad inom Rogenmoränens område, gjordes i en moränskärning ca 500 m norr om bäcken, som förbinder Ö. och V. Gåbdejaure två stycken undersökningar av stenorienteringen i den där befintliga moränen. Den övre analysen (fig. 11 A) gjordes ca 0.5 m under markytan, medan den undre analysen (fig. 11 B) gjordes ca 1.5 m under markytan. Den undre analysen gav ett tudelat maximum vars riktningar stämmer med räfflorna, som finns på hällen ca 1 km sydost om moränskärningen.

Det ligger nära till hands att anta att det är den yngre isrörelsen från N 10° V som omorienterat en del av stenarna i moränen, vilka från början haft en orientering parallell med den äldre isrörelsen från N 40° V.

Liknande tankegångar om reorientering av de långsträckta stenarna återfinns hos G. Lundqvist (1948, s. 18), samt även hos Bergdahl (1953, s. 117). Undersökningar, som gjorts av MacClintock och Dreimanis (1964) och Ramsden och Westgate (1971) visar att en reorientering av de långsträckta stenarna i en morän kan ske om en is med avvikande riktning påverkar en förut avsatt morän.

Den i ytlagret i samma moränskärning gjorda riktninganalysen visar inte samma utpräglade orientering. Möjligen kan avsaknaden av maximum förklaras av att en tunn ytmorän avsatts över bottenmoränen i samband med en dödisavsmältning av isen i området.

Sammanfattningsvis kan alltså inom kartbladet Moskosel följande isrörelser

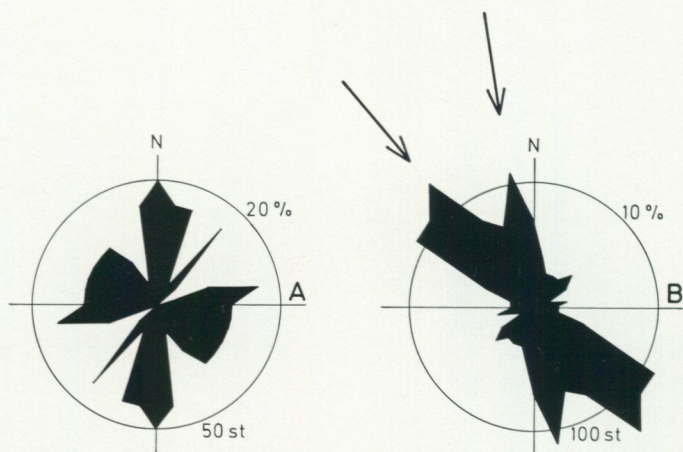


Fig. 11. Stenarnas orientering i Rogemorän vid Gåbdejaure (1g). Analys A har gjorts på 0.5 m djup, medan analys B har gjorts på 1.5 m djup. Pilarna visar räfflorans riktning ca 1 km sydost om moränskärningen (lokal 8 på fig. 8).

*Till fabric in Rogen moraine at Gåbdejaure (1g). The analyses are made at the depth of 0.5 m (A) and 1.5 m (B) below surface. The arrows are showing orientation of glacial striation about 1 km to the southeast (location 8 at Fig. 8).*

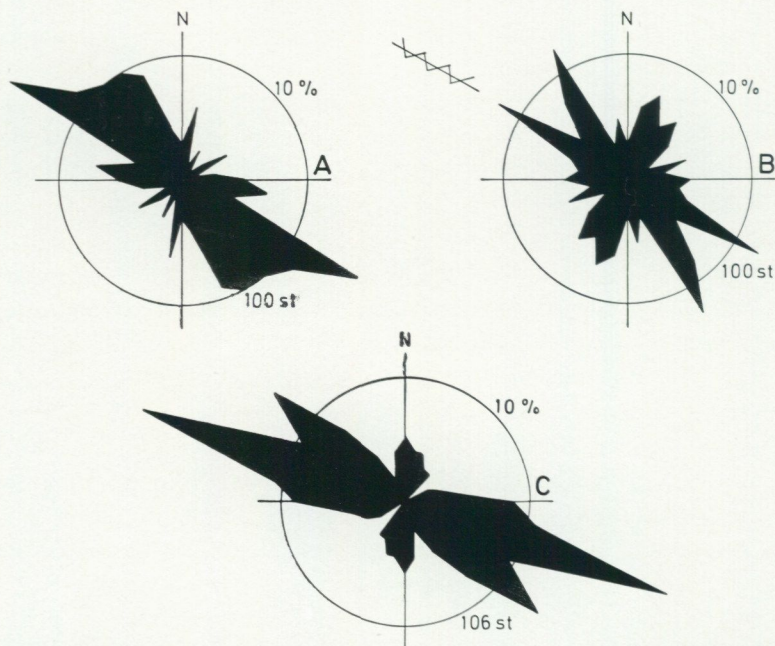


Fig. 12. Stenarnas orientering på 1–2 m djup i normal bottenmorän. Analys A har gjorts ca 2 km öster om Sarvasmyran (3g). Analys B har gjorts i drumliniserad morän ca 2 km öster om Ljusträsket (1h), den tandade linjen visar drumliniseringens riktning. Analys C har gjorts ca 2 km sydväst om Njallavartj (5f).

*Till fabric in lodgement till. A: at 2 km east of Sarvasmyran (3g), B: 2 km east of Ljusträsket (1h) and C: 2 km southwest of Njallavartj (5f). Zigzag line shows orientation of drumlin.*

urskiljas: En äldsta isrörelse från sydväst, som är belagd med räfflor inom den norra halvan av kartbladet. Sannolikt har denna isrörelse berört hela kartbladet, även om räfflorna inte finns bevarade överallt.

De i nordvästra delen av kartbladet iakttagna räfflorna från västnordväst registrerar möjligen en successiv vridning av den äldre isrörelsen från sydväst till en yngre isrörelse från nordväst.

Den kraftigaste och mest ihållande isrörelsen har kommit från nordväst. Den finns belagd över hela kartbladet genom räfflor, stenorientering (se fig. 12) och drumlinoida former.

Spår efter yngre isrörelser finns registrerade framför allt i de centrala delarna av kartbladet. Av riktninganalyserna att döma har i Stor-Tjärgetområdet isrörelsen från nordnordost varit den yngsta. Där skulle först ha skett en högervridning från sydväst till nordväst. Denna vridning har efterföljts av en vänstervridning tillbaka till sydväst och en ny högervridning till nordnordost. Visserligen förekommer andra nordliga räfflor inom kartbladet vid Kåbdalis och Gåbdejaure, men samtliga dessa yngre riktningar måste med nuvarande räffelmaterial tolkas som lokala vridningar, som ej berört hela kartområdet. Samtidigt bör man dock hålla i minnet att nordliga räfflor uppträder även utanför Moskoselbladet. Både A. Högbom (1931) och G. Lundqvist (1943, s. 7 samt kartan 1961) redovisar spridda räfflor från nordnordost i närliggande områden.

En annan lokal vridning finns registrerad i räfflorna vid Suddesjaure, (2a), där en successiv vänstervridning har skett under nedisningens slutskede.

Några räfflor, som kan sättas i samband med den av Ljungner påvisade primenedisningen, har inte påträffats inom området. Man är alltså hänvisad till att korrelera isrörelserna inom Moskoselbladet med de av Ljungner (1949, fig. 11) skisserade rörelserna av iskulminationen under huvudnedisningen, se fig. 6 i denna skrift. Enligt denna figur skulle Moskoselbladet först ha överskridits av en is från sydväst eller sydsydväst från iskulminationerna vid punkt 1 och 3. Genom att kulminationspunkten försköts mot norr skulle en nordvästlig isrörelse ha avlöst den äldre från sydväst. Från punkt 3 har, enligt Ljungner, isdelaren förskjutits mot fjällkedjan igen, varvid lokala mindre iscentra i de norra delarna av förlandet och kusten skulle ha påverkat isrörelserna i de östra delarna av det av honom undersökta området. Uppenbarligen är det de från nordnordost kommande räfflorna vid den nedre delen av Skellefteälven, som föranleder Ljungner att dra dessa slutsatser. Denna senare del av utvecklingen enligt Ljungner tycks vara svårare att påvisa inom Moskoselbladet, eftersom de rörelser som finns registrerade av räfflor från nordnordost inom kartbladet har tolkats som helt lokala. Det är svårt att tänka sig att en mera sammanhängande isrörelse efter den nordvästliga skulle ha berört kartbladsområdet utan att drumlinisering m. m. hade påverkats.

Det finns dock anledning att fråga sig om de utpräglade drumlinoida storformerna inom Moskoselbladet har kunnat utformas enbart av den enligt Fromm

(1965) begränsade C-isen, vilken möjligen kan motsvara den från nordväst kommande isen inom kartbladet Moskosel. Eventuellt kan här spåras resultatet av en äldre från nordväst kommande is, som påverkat landformerna.

Enligt Fromm (1965, s. 129) är det också den äldsta isrörelsen som haft den största inverkan på landformerna, och det är inte uteslutet att de nordvästliga räfflor, som finns bevarade inom Moskoselbladet, representerar två olikåldriga isrörelser, som kommit från nordväst.

## JORDARTER

### KLASSIFIKATION OCH DEFINITIONER

För att erhålla en något så när god kontinuitet med publicerade länsbeskrivningar, och för att möjliggöra att kartan i framtiden utan alltför stora svårigheter skall kunna integreras med en eventuell jordartskarta över Lappland, har i gör-ligaste mån de senaste länsbeskrivningarna följts i bearbetning och uppläggning av beskrivningen.

Indelningen av jordarterna har skett på genetiska grunder. Morän betecknar alltså den jordart, som bildats genom landisens transporterande och nedkrossande förmåga, och som avlagrats direkt av landisen. Jordarter, som för sin bildning varit beroende av från landisen kommande smältvatten och avlagrats i rinnande vatten, benämnes isälvsmaterial. En tredje grupp av minerogena jordarter utgörs av havs- och sjösediment, som även omfattar sediment, som avsatts i av isen lokalt uppdämda sjöar. Älv- och svämsediment, dvs. sådana sediment, som avsatts i rinnande vatten, men som vid sin bildning varit oberoende av smältvatten från isen, har ej medtagits som en självständig jordart. Anledningen till detta är att det är mycket begränsade områden, som klart kunnat sägas utgöras av dylika sediment. Längs de större vattendragen har ofta isälvsavlagringarna omlagrats och den primära formen och skiktningen förstörts, men det har visat sig omöjligt att avgöra om denna omlagring skett direkt efter avsättningen, genom medverkan av isens smältvatten, eller om det skett senare.

I ett par områden har säkra förekomster av postglaciala vindsediment påträffats. Dessa har på kartan erhållit en speciell överbeteckning.

För att erhålla en mera differentierad indelning av de minerogena jordarterna än vad den rent genetiska indelningsgrunden ger, har en ytterligare indelning på petrografiska grunder gjorts. Denna är baserad på Atterbergs korngruppskala enligt de vedertagna formerna och benämningsmetoderna. Endast i ett av de drygt 100 analyserade proverna har lerhalten överstigit 4 %, och bara i mycket tunna skikt i finkorniga havs- och sjösediment har lerrikare partier förekommit.

De organogena jordarterna har ej kartlagts, men en sammanställning av myrarnas utbredning inom kartbladet har gjorts på grundval av den flygbildstolkning, som ligger till grund för karteringen. Resultatet visas i fig. 13.

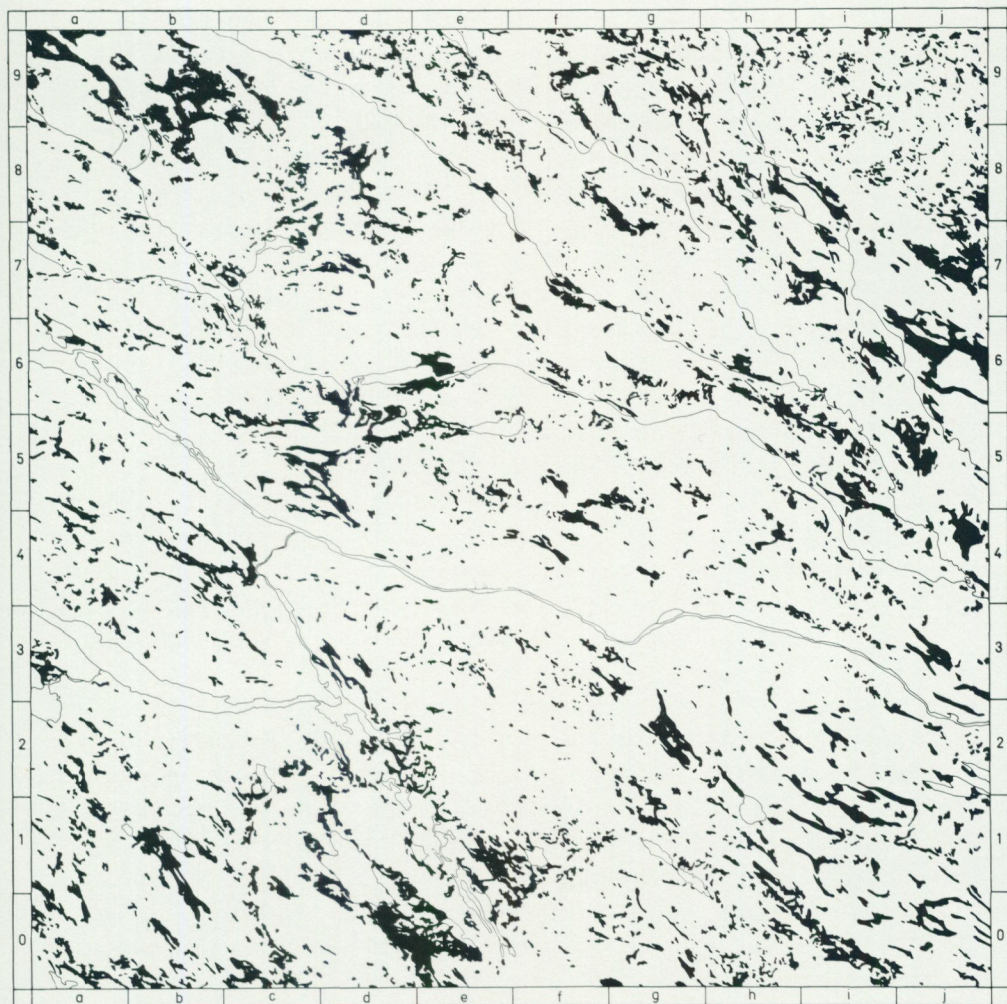


Fig. 13. Myrarnas fördelning inom kartbladet. Kartan är framställd med hjälp av flygbilder.  
*Distribution of peat lands according to aerial photo interpretation.*

#### MORÄN

Moränen, som inom området är den arealmässigt absolut dominerande jordarten, har indelats på de grunder, som beskrivs av G. Lundqvist (1940). Klassificeringen av moränen sker alltså med hänsyn till både kornstorleksfördelningen och blockhalten.

#### Blockhalt och kornstorlek

Moränens blockhalt i ytan har indelats i storblockig, rikblockig, normalblockig samt blockfattig enligt G. Lundqvist (A. Högbom och G. Lundqvist 1930, s. 71 ff.). Vid sammanställningen av kartan har de båda förstnämnda typerna samman-

slagits. Under vissa omständigheter, exempelvis då moss- och ristäcket varit kraftigt och blocken relativt små, har blockhalten varit svår att fastställa. Problemet har observerats tidigare, och noggrannare metoder för att bestämma blockhalten har prövats av bl. a. G. Lundqvist (1940 och 1946). Det visade sig dock, att metoderna ej gav väntat resultat, varför man fortfarande är hänvisad till den subjektiva bedömningsmetoden. Det föreligger följaktligen en viss risk för att den småblockiga moräntypen med hög eller normal blockhalt kan vara underrepresenterad. Från praktisk synpunkt torde detta sakna betydelse.

*Stor- och rikblockig morän* förekommer inom området i olika lägen; a) söder och sydost om större berg och bergmassiv, dvs. i lä för den dominerande isrörelseriktningen, b) i ablationsmoränområden samt c) i urspolade terrängavsnitt, speciellt längs Piteälven och dess biflöden. Dessutom förekommer stor- och rikblockig morän i mer indifferent lägen.

Många av de stor- och rikblockiga moränområdena kan räknas till grupp a. Isen har tydligen kraftigt eroderat de uppstickande bergen, varefter det grova lösgjorda bergartsmaterialet åter avsatts efter en mycket kort transportsträcka. Helt naturligt förekommer i dessa fall den stor- och rikblockiga moränen närmast det fasta klyftet, medan blockens storlek och så småningom även antalet block på grund av isens nedkrossande verkan avtar med ökande avstånd från det fasta klyftet.

Till denna kategori av moräner hör exempelvis Plidgavaratsområdet (8a) i nordvästra delen av kartbladet. Här uppträder block i sådan rikedom, att stora områden består av rena blockmarker, som delvis utvidgats genom uppfrysning av block. Även det relativt stora blockrika området sydost om Reuna-massivet (8c) samt det likaledes rikblockiga området mellan Benbryteforsen (3i) och Nörd-Grundträsket (2j) hör till denna kategori.

Extremt storblockig morän av den här typen förekommer på sydostsidan av Suorke (5h), där kubikmeterstora block av granit helt täcker marken, se fig. 14. Den storblockiga moränen övergår distalt i en rikblockig och slutligen i en normalblockig morän, som utgör en mycket lång "svans" till det uppstickande berget. Liknande, men mindre utpräglade, stor- och rikblockiga moräner förekommer på ett flertal platser inom kartbladet, exempelvis vid Kurivare (6g), nordväst om Söndagsberget (3h) samt omedelbart väster om Moskosel (2d).

Stor- och rikblockig ablationsmorän (grupp b), dvs. vid dödisavsmältning avsett ytmorän (jfr J. Lundqvist 1969, s. 59), finns på ett par platser inom området. Moränen kännetecknas förutom av sin storblockighet av att den är grov, vanligen något ursköld och lucker. Den storblockiga moränen på Slengbergets (1d) östra sida (se fig. 15) och området söder om Varjisån från Lill-Varjisträsket (7b) och österut är två moränområden tillhörande grupp b. Båda ligger i dalgångar, som utgjort dräneringsvägar för smältvatten från landsisen, och i vilka förutsättningar för dödisavsmältning har funnits.

Söder om Skirvo (0h) förekommer ett småkulligt moränbacklandskap, som



Fig. 14. Storblockig läsidesmorän omedelbart sydost om Suorkes topp (5h). — Foto förf.  
*Moraine, rich in big boulders, just southeast of the top of the hill Suorke (5h).*



Fig. 15. Storblockig ablationsmorän på Slengbergets östra sida (1d). Foto förf.  
*Ablation moraine rich in big boulders on the east side of Slengberget (1d).*

utgör fortsättningen på den Rogenmorän, som ligger i anslutning till Gåbdejaure (1g), se s. 41. Delar av detta moränbacklandskap utgörs av en ablationsmorän, som är rikblockig, grov och lucker. Andra liknande stor- och rikblockiga moräner av typ b finns nordväst om Lill-Varjisträsket (7b) samt vid Varjisträsk (6d).

Det finns flera exempel på stor- och rikblockiga moräner, som primärt bildats som en småkullig dödismorän, och som vid isens avsmältning utsatts för mer eller mindre kraftig urspolning av smältvatten. Dessa områden utgör alltså en mellanform av typ b och c. Det stor- och rikblockiga moränbacklandskapet öster om Stor-Tjället (5e), se s. 51, tillhör denna mellangrupp. Ett annat rikblockigt område, som bildats genom dödisavsmältning kombinerad med smältvattenserotion, finns nordost om Stor-Sarkasvare (9e). Blockigheten är där koncentrerad till de ryggar som omger dödishålorna.

Den tredje gruppen stor- och rikblockig morän, som primärt bildats genom urspolning och närmast kan jämföras med den av G. Lundqvist (1940, s. 40) kallade överspolningsmoränen, finns längs större vattendrag och andra områden, som vid isavsmältningen utsatts för kraftig smältvattenserotion. Som exempel på denna moräntyp kan nämnas det rikblockiga området längs Pite älv öster om Björnideforsen (5b) (se även s. 67) och det stor- och rikblockiga området sydväst om Tiellejaure (8e).

*Normalblockig morän* förekommer allmänt över hela kartområdet. Den uppträder i samband med olika moräntyper, såväl jämna bottenmoräntyper som småbrutna moränbacklandskap. Vanligtvis är blocken något avrundade på grund av den postglaciala vittringen. Speciellt de grovkornigare granittyperna har en stark tendens att grusvittra.

*Blockfattig morän* (se fig. 16) är ovanlig och förekommer sparsamt inom högre liggande områden, exempelvis norr om Storliden (0a) i sydvästra delen av kartbladet, i Lapmokrådet (0g) i södra kanten av bladet, vid Erik Larssaberget (3d) samt öster och norr om Gåskatvare (4a). Dessutom förekommer blockfattig morän inom nästan hela det stora området med Veikimorän i nordöstra delen av kartbladet. Det finns små områden med normalblockig och rikblockig Veikimorän vilka ej medtagits på kartan, men i stort sett är moränbacklandskapet betydligt blockfattigare än moränen i övrigt inom kartområdet.

*Den regionala fördelningen av blockhalten* beror i hög grad på topografiska förhållanden enligt de principer som G. Lundqvist (1940) redogjort för. De stor- och rikblockiga, vanligen korttransporterade, moräntyperna förekommer med andra ord i lägre liggande terrängavschnitt, medan de blockfattigare typerna ofta ligger inom högre områden och utgör en längre transporterad och mera finfördelad moräntyp.

Bergarterna har uppenbarligen en viss inverkan på moränens blockhalt. De hårda, mindre sprickförande vulkaniter, som förekommer framförallt i sydvästra delen av området, har varit mera resistent mot isens erosion, vilket medvekat



Fig. 16. Blockfattig morän ca 5 km sydost om Suorke (5h). — Foto förf.  
*Moraine surface with low boulder content 5 km southeast of Suorke (5h).*

till att moränen innehåller relativt lite block. Den grova, ofta hårt bankade graniten har däremot gett upphov till höga blockhalter i moränen framförallt på läsidorna av större berg.

För bedömning av *kornstorleken* hos de minerogena jordarterna har Atterbergs korngruppsindelning använts. Moränen har alltså indelats i grusig, sandig, moig och mjälilig morän, med mellanliggande grusig-sandiga, sandig-moiga och moig-mjäliliga grupper. På ett relativt tidigt stadium av karteringen visade det sig att den sandig-moiga moränen dominerade i området, varför denna redan under fältarbetets gång togs som en speciell huvudgrupp. På grund av den sandig-moiga moränens dominans hade det varit ologiskt att i likhet med J. Lundqvist (1969, s. 51) dela upp denna typ på den sandiga respektive moiga moränen. Dessutom erhålls nu en karta, som är jämförbar med den av E. Fromm (1965) publicerade kartan över Norrbottens län nedanför lappmarksgränsen. Fromms karta och Moskoselbladet går delvis omlott vid Pite älv i Moskoselbladets östra kant.

Moränens sammansättning varierar föga och vid sammanställningen har moränerna slagits samman till tre grupper: en finkornigare moig typ, den normala sandig-moiga typen samt en grövre typ, som omfattar både den sandiga, grusiga och mellanliggande moräntyper. I den grövre typen ingår även de svallade och

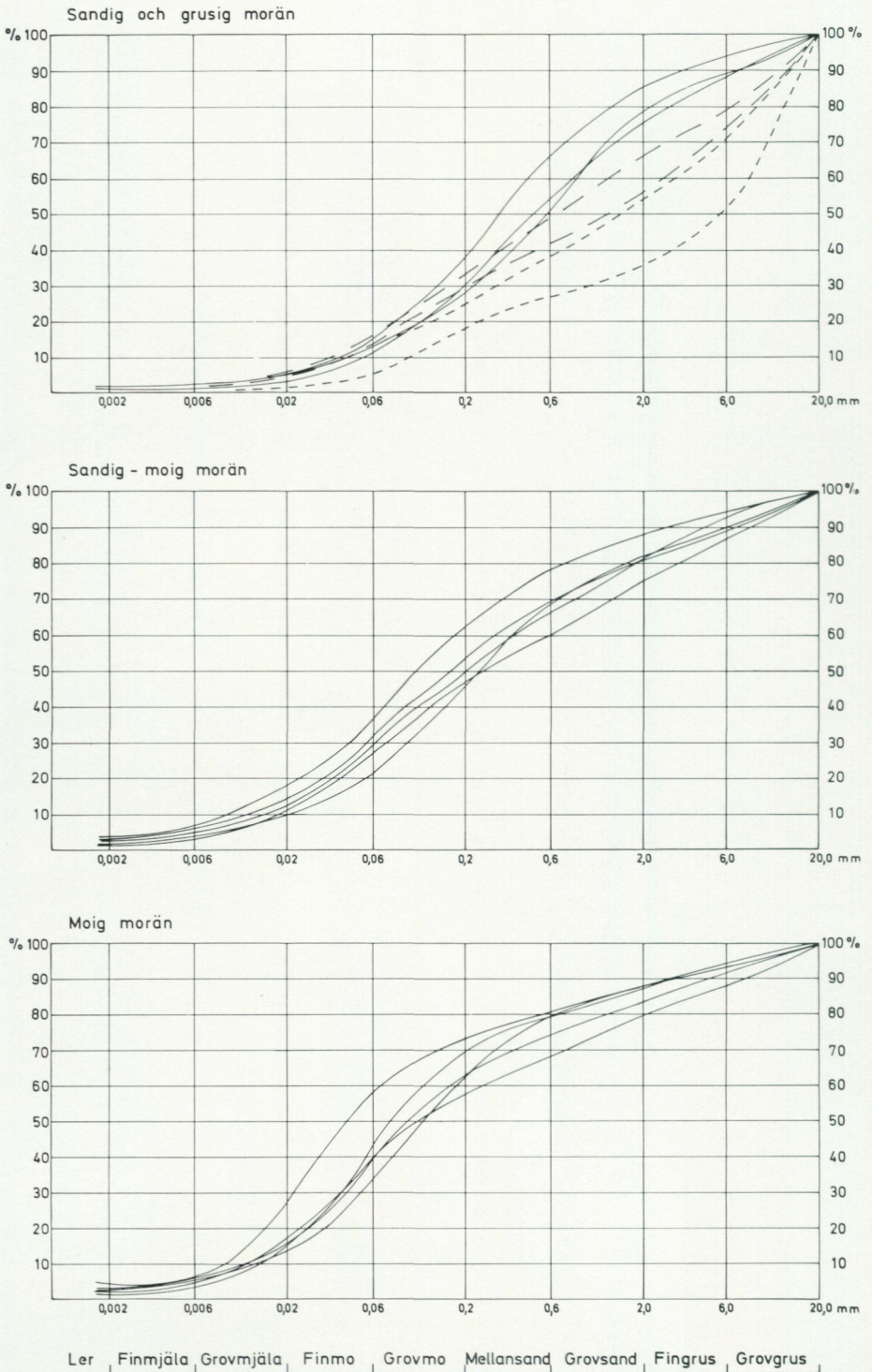


Fig. 17. Kumulativdiagram av de olika moräntyperna inom kartbladet.

*Cumulative-frequency curves of the different till types of the map. From above: Sandy and gravelly till, sandy and fine-sandy till and fine-sandy till.*

urspolade moränerna. Det kan tyckas inkonsekvent att ha moräner med så olikartad kornstorlekssammansättning i en grupp, men det torde inte finnas alltför stora skillnader i deras fysikaliska egenskaper och praktiska användbarhet. Dessutom är det ofta svårt att dra gränsen mellan de sandiga och grusiga typerna, eftersom båda företrädesvis uppträder som stor- och rikblockiga moräner. Jordartskartan bör tolkas så, att det förekommer en normal sandig-moig morän, en finkornigare morän med högre halt av mo samt en grövre typ med lägre mohalt men en högre halt av sand och grus. Typkurvor för de olika moränerna finns i fig. 17.

De sparsamt förekommande grusig-moiga och moig-grusiga moräntyperna har vållat svårigheter vid fältbedömningen (se analyser nr 10589 och 10546). Vid sammanställningen har de i de flesta fall förts till den grövre moräntypen, medan de i något fall förts till den sandig-moiga typen.

En annan moräntyp, som varit svårbedömd vid kartläggningen, är den luckra sedimentlika moränen, som förekommer framför allt i dalgångarna i nordöstra delen av kartbladet. Här finns successiva övergångar mellan något urspolade moräner och dåligt sorterat isälvsmaterial, se fig. 49. Uppenbarligen har det subglaciala smältvattnet i området gett upphov till dessa övergångsjordarter. Gränsen mellan isälvsmaterial och morän är därför flytande och osäker inom vissa områden. Dessa övergångsjordarter beskrivs närmare på s. 35 och 36.

Det finns inom kartbladets gränser ett visst samband mellan blockhalt och kornstorlek. Den stor- och rikblockiga moränen är vanligen sandig och grusig och representerar den minst nedkrossade moräntypen. Den förekommer huvudsakligen inom granitområdena i norra och östra delarna av kartbladet. De urspolade moränerna, som också räknats till denna grupp, har på grund av vattnets erosion mist en del av sitt finare material, medan blocken anrikats.

Den normalblockiga sandig-moiga moränen är den dominerande inom området och representerar en jordart som transporterats något längre än den ovan nämnda. Genom att nedkrossningen gått längre, har framför allt finmohalten ökat samtidigt som grushalten minskat märkbart.

I den moiga moränen, som är den mest nedkrossade jordarten, har finmohalten ökat ytterligare medan grushalten och i viss mån sandhalten minskat.

### Moränens inre byggnad

Den normala bottenmoränen inom området har en homogen, osorterad uppbyggnad. Moränen är hårt packad och saknar oftast all slags struktur.

Det förekommer dock, förutom den nedan beskrivna Kalixpinmon, ett antal lokaler med morän, som innehåller mer eller mindre uthålliga sedimentlinser.

Kalixpinmo är en ganska ofta beskriven jordart. Sålunda har, sedan Beskow (1935) införde begreppet, jordarten behandlats av bl. a. G. Lundqvist (1943), Hoppe (1948), Fromm (1965) samt J. Lundqvist (1958 och 1969). Kalixpinmo



Fig. 18. Kalixpinnmö vid Malmesjaure (3a). — Foto förf.  
*Kalix till at Malmesjaure (3a).*

antas ha bildats som subglacialt avsatta, vanligen moiga sediment i vilka linser av morän eller enstaka grövre partiklar bakats in. Vanligen ansåg man tidigare att en i vatten stående isrand oscillerat (se exempelvis Fromm 1949, s. 315 samt referat s. 374), och därmed medverkat till att jordarten fått sitt typiska störda och oroliga utseende. Under senare tid har dock Kalixpinnmö påträffats i dödismoränområden i inlandet, varför jordarten enligt J. Lundqvist (1969, s. 57) sannolikt även kan ha bildats under en dynamiskt död is, som enbart genom sin tyngd stört de subglacialt avsatta sedimenten.

Kalixpinnmö har iakttagits ca 500 m väster om "udden" på Malmesjaures norra strand (3a), se s. 82. Här finns naturliga skärningar i ett par 5—6 m höga kullar i strandbrynet. Jordarten i kullarnas östra sida är en stenig sand med bimodal fördelning, medan den på kullarnas västra sida består av en väl sorterad sand med 1—10 cm mäktiga mosliror. Tungmineralhorisonter och en växlande finkornighet ger slirorna en skiktning, som är störd och oregelbunden, vilket svagt framträder i fig. 18. Av figuren framgår också att en del sten- och gruspartiklar ligger inbakade i sedimenten. Dessa grövre partiklar måste ha avsatts i samband med sedimentationen, eftersom moskikten i flera fall konformt omsluter stenarna. Kullarnas yta är ganska rik på block och ser ut som en normal moränyta.



Fig. 19. Moränen vid Nästräsk (4i). — Foto förf. 1969. (Se även fig. 20.)  
*The till at Nästräsk (4i). Photo taken 1969 (cf. Fig. 20).*

Omkring 2 km nordväst om byn Nästräsk (4i) fanns en jordart, som uppvisade vissa likheter med Kalixpinnmo. Inom ett begränsat område växlade sammansättningen mellan en sandig-moig, ganska blockig morän (se fig. 19) med nedåt ökande mohalt, och en jordart med ibland ostörda, ibland starkt veckade linser av sand och mo. Som framgår av fig. 20 var sedimenten ofta väl skiktade, och mindre förkastningar kunde också ses i skärningen. Många av de i väggen utstickande blocken var inbäddade i ett upp till 5 mm tjockt moskikt. Förekomsten är numera utbruten. Den var belägen nära HK i ett område med dåligt utbildad Rogenmorän. Själva skärningen låg i övergången mellan Rogenmorän och en svag sluttning ner mot Varjisån.

Vid Malmesjaures västra ände, 1.5 km västnordväst om Ripeluokt (4a), finns på den norra stranden en 7—8 m hög moränskärning, som genomdras av en 1.5—2.5 m mäktig, mot väster utkilande sedimentpacke. Det framgår svagt av fig. 21 att den undre moränen är bankad och att enstaka grus- och sandhorisonter förekommer i denna morän, som uppåt begränsas av en gles stenhorisont. Den relativt steniga och blockiga undre moränen överlagras av den av sand och mo (översta 0.5 m ren finmo) sammansatta sedimentpacken. Sedimenten är horisontellt skiktade, och tydliga strömformer finns bevarade i form av helt ostörda



Fig. 20. Detaljbild med skiktade sliror av finmo (mörkare band) och grovmo (ljusare band). Samma lokal som fig. 19. — Foto J. Lundqvist 1970.

*Detail of till at the same locality as Fig. 19. Stratification in fine sand and silt.*

och välutbildade ripples, se fig. 22. Stenar och grus finns inbäddade i sedimenten. Mot väster tunnar sedimenten ut, och löses upp i flera tunnare horisonter innan de slutligen försvinner i moränen.

Den överlagrande relativt luckra moränen saknar den undre moränens bankning och är sandig-moig och rikblockig. Petrografiskt skiljer sig den undre moränen ej från den övre. Däremot visar den övre moränen en mera enhetlig inriktning på de långsträckta stenarnas orientering än den undre moränen, se fig. 23.

Nordväst om Suddesjaure, utanför kartkanten, finns en liknande något mindre bildning med likartad stratigrafi. Dessa bildningar och den ovan beskrivna Kalixpinnmon visar att en omfattande subglacial dränering och sedimentation har skett i Malmesjauresänkan.



Fig. 21. Sedimenthorisont i morän vid Malmesjaures västra spets, 1.5 km västnordväst om Ripeloukt (4a). — Foto förf.

*Layer of water-laid sediments in till at Malmesjaure (4a).*

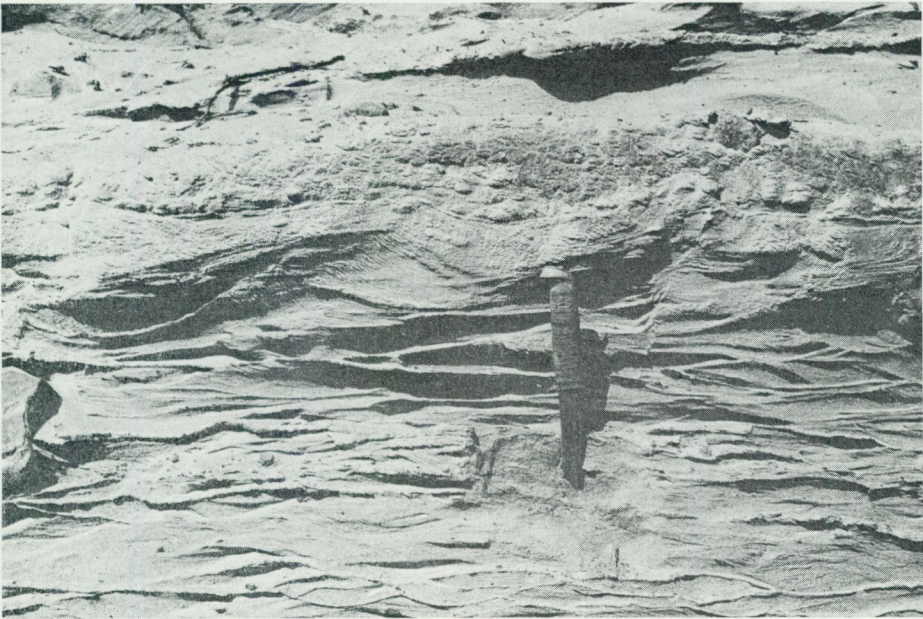


Fig. 22. Detaljbild av sedimenthorisonten i fig. 21. — Foto förf.

*Detail from photo at Fig. 21.*

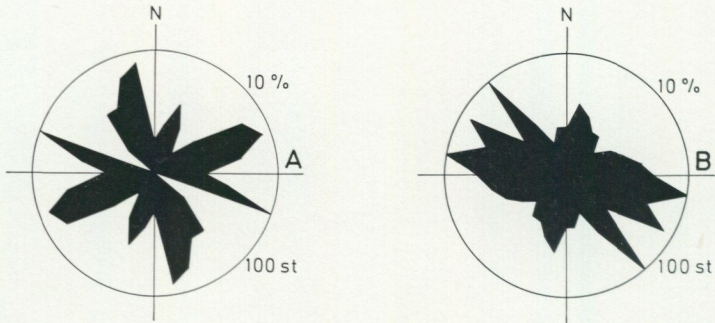


Fig. 23. Stenarnas orientering i moränen vid Malmesjaure under (A) och över (B) sedimenthorisonten.

*Till fabric at Malmesjaure below (A) and above (B) the layer of sediments.*



Fig. 24. Övergångsjordart mellan morän och isälvsgrus. En svag bankning framträder på bilden som är tagen väster om Åroivare i Sikåns dalgång (7h). — Foto förf.

*Transition between till and glaciofluvial gravel in the valley of Sikån (7h).*



Fig. 25. Detalj av fig. 24. — Foto förf.  
 Detail from Fig. 24.

Öster om Bränträsket (0j) i sydöstra delen av kartbladet har tunna sedimenthorisonter iakttagits i morän, som ligger i anslutning till laterala eller sublateral erosionrännor. Även i nordöstra delen av kartbladet har flera små förekomster av moräntäckta sediment i anslutning till glacifluviala torrdalar iakttagits.

I dalgångarna i nordöstra delen av kartbladet är moräntäckta sediment och övergångsjordarter mellan isälvsavlagringar och morän vanliga. 2.5 km nordost om Sillre (6h) är moränen i Sikåns dalgång mycket starkt genomsatt av sliror och linser av skiktad sand och grus, se fig. 24 och 25. Materialet växlar mellan en sandig morän och en ren isälvsand. De flesta stenar och block är rundade, men även mycket kantiga partiklar förekommer. En viss bankning kan ses i moränen i skärningen. Ca 2 km norr om ovannämnda lokal har på ett par ställen observerats en rikblockig sandig-moig morän, som överlagrar en skiktad sand med tunna grushorisonter. I sanden finns flera decimetertjocka sliror av samma morän

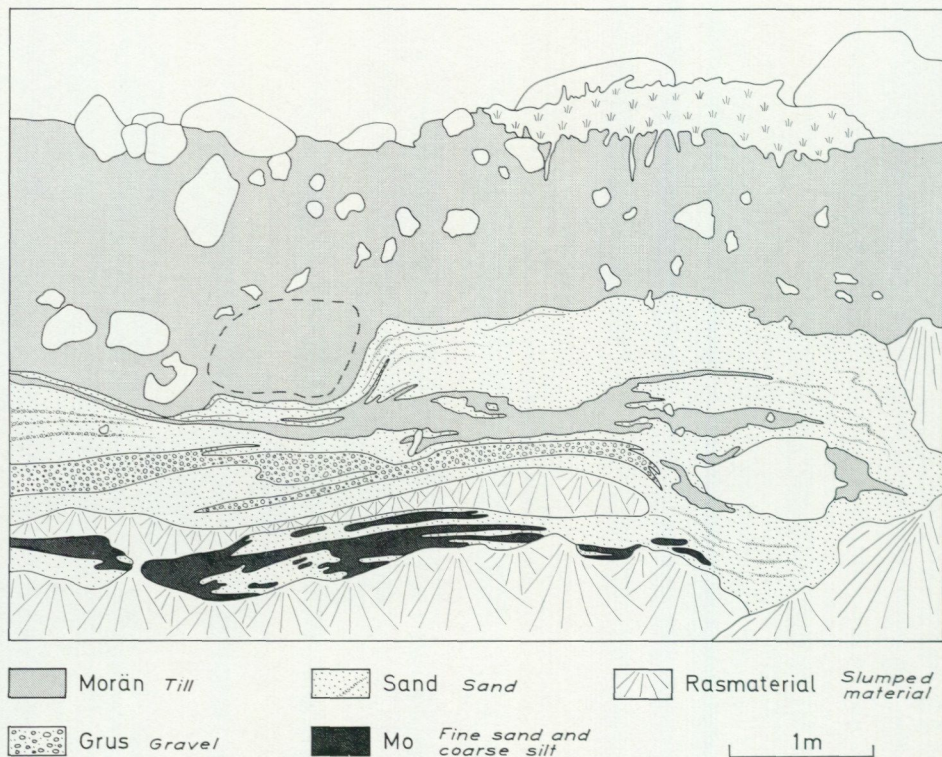


Fig. 26. Sandig-moig morän som överlagrar subglacialt avsatta sediment i Sikåns dalgång.  
*Till-covered, sub-glacially deposited, sediments in the valley of Sikån.*

som överlagrar sanden. Ett par stora block ligger inneslutna i sanden och skikten viker konformt runt blocken, liksom moränlinserna gör på ett ställe, se fig. 26. Den överlagrande moränen, som uppvisar en svag presstruktur, har synbarligen tryckts ner i sandskikten och därmed veckat dessa. En liknande lagerföljd, med morän överlagrande ett par meter skiktad sand och fingrus, påträffades 500 m söderut längs Sikån i samma rygglignande moränbildning som den föregående lokalen. Uppenbarligen har dessa övergångsjordarter mellan morän och isälvsavlagringar bildats subglacialt, och det finns anledning att misstänka att dylika jordarter finns allmänt i dalgångar över HK där den senglaciala dräneringen varit kraftig.

Moräntäckta sediment förekommer även inom moränbacklandskapen i nordöstra delen av kartbladet. På ett flertal platser har iakttagits skiktade sandiga och grusiga sediment täckta av morän. Lokalt förekommer även finare fraktioner under ett tunt moräntäcke i kullarna inom moränbacklandskapen, se s. 47 och fig. 31.

De ovan nämnda lokalerna med morän, som vid sin avsättning påverkats av smältvatten, uppträder som synes i olika lägen i terrängen. Övergångsjordarter mellan sediment och morän och Kalixpinnmo och med den besläktade jordarter förekommer huvudsakligen i de dalgångar, där en omfattande subglacial dränering har förekommit. I samband med att de högre liggande områdena frilades vid isens avsmältning, tycks en del glaciala sediment ha avsatts i anslutning till glacialfluviala torrdalar. Sedimenten har troligen avsatts sublateral, dvs. under isens relativt tunna yttre delar.

#### Moränens ytformer

Vid en beskrivning av moränens ytformer har jag valt att följa den uppdelning av moränformerna allt efter bildningssätt som J. Lundqvist (1969, s. 59) har gjort. Smärre ändringar och omkastningar har gjorts i schemat för att anpassa det till de lokala förhållandena inom Moskoselbladet.

Moränformerna beskrivs i följande ordning:

- Lateralmoräner och moränterrasser
- Drumlinoida storformer
- Drumliner och drumliniserad morän
- Jämna morännytor
- Övergångsformer mellan moränbacklandskap och drumliner
- Rogenmorän
- Moränbacklandskap
- Isolerade moränrygggar och moränpyramider

*Lateralmoräner och moränterrasser* förekommer mycket sparsamt inom området, men en del tydliga moränterrasser, som måste ha bildats invid en iskant, har observerats.

De bäst utbildade moränterrasserna finns på Kuorsjojåkkådalens nordöstra sida ca 5.5 km nordväst om Tiellejaure (8e).

En handfull något oregelbundna terrasser följer den östra dalsidan drygt 100 m över dalens botten, som där ligger ca 300 m ö. h. Terrassernas längd varierar mellan 300 m och 1 km. De är uppbyggda av blockig morän, och visar inga spår efter någon kraftigare erosion av smältvatten. Den på konceptbladen till den topografiska kartan uppmätta lutningen hos tre av terrasserna är: 3/100, 2/100 och 1.5/100. Den största lutningen uppmättes hos den lägsta terrassen, och den minsta lutningen uppmättes hos en av de högst belägna terrasserna. På den motsatta dalsidan finns laterala skvalrännor på samma höjd som moränterrasserna.

På Ö. Tabmokåives nordostsluttning (2f), strax över Tjartsedalens lägre, vat-teneroderade delar, ligger en rad små myrar och tjärnar. Dessa följer en tydlig terrassbildning, som är uppbyggd av sandig-moig och moig morän med enstaka små fläckar av grovmo. Den ca 1 400 m långa terrassens lutning är ungefär 1.5/100.



Fig. 27. Berget Suorke (5h) fotograferat från öster. — Foto förf.  
*The hill Suorke (5h). Photo taken from the east.*

En från Suorkes sydostsida utgående terrassliknande moränrygg torde också kunna räknas till de laterala bildningarna. I sin nordvästra del följer den ca 2.5 km långa bildningen Suorkes mycket utsträckta sydostsluttning, men svänger i den sydöstra delen av mot söder ned i Varjisåns dalgång. Längs denna sträcka sänker sig ryggen 80 m, dvs. med en lutning på ung. 3.2/100.

Samtliga dessa mer eller mindre tydligt utbildade terrasser är belägna i dalgångar, där lokala, möjligen icke helt döda istungor existerat under isavsmältningens slutskede. Moränterrasserna markerar randen av istungorna, och värdena på terrassernas lutning torde enligt Mannerfelt (1949, s. 195) vara jämförbara med de för laterala skvalrännor uppmätta värdena. I litteraturen angivna värden för lutningen av dylika erosionsformer varierar mellan 1/100 och 5/100. Virkkala (1955, s. 40) har uppmätt värden mellan 3.3/100 och 2/100, Kujansuu (1967, s. 67) omkring 2.5/100 och Pentillä (1963, s. 36) 1/100—4/100. Mannerfelt (1945) har liksom Hoppe (1950 och 1959) uppmätt värden av samma storleksordning.

De inom Moskoselbladet grovt uppmätta värdena stämmer väl överens med de ovan angivna, och det torde vara fullt möjligt att med hjälp av bl. a. dessa moränterrasser skissera den avsmältande israndens utseende.

*Drumlinoida storformer* förekommer flerstädes inom kartområdet, se fig. 8 och fig. 27, och har delvis behandlats i samband med landformerna. Genomgående är de drumlinoida storformerna utsträckta i nordväst—sydostlig riktning och visar därmed den riktning i vilken den kraftigaste och mest ihållande isrörelsen har skett. De bäst utbildade formerna finns inom bergkullslätten, och ju större

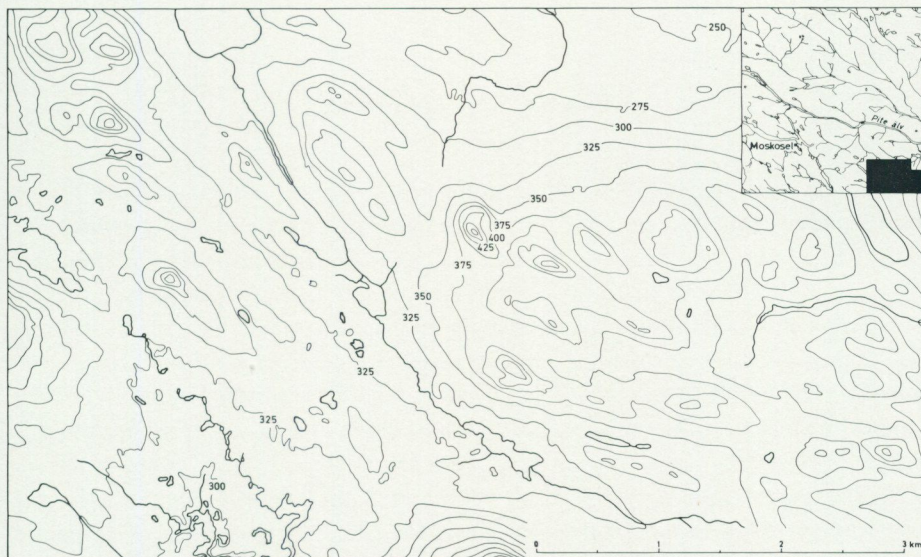


Fig. 28. Drumlinoida storformer sydost om Ljusträsket (1h).  
*Rock drumlins southeast of Ljusträsket (1h).*

slättområde det finns kring ett enstaka berg, desto mera utpräglad drumlinform har berget fått.

Även den vågiga bergkullslätten har väl utbildade drumlinoida storformer. Väster och nordväst om Storliden (0a) liksom sydost om Ljusträsket (1h) är samtliga toppar utbildade till korta, men markanta drumlinor, se fig. 28.

Topparna på bergen, som utgör kärnan i dessa storformer, saknar vanligen moräntäcke helt eller är moränen mycket tunn. Mindre mängder morän finns pålagrade på stötsidan, medan läsidesmoränerna vanligen är kilometerlånga och sannolikt relativt mäktiga.

Vid Lill-Varjisträsket (7b) har en yngre isrörelseriktning pålagrat en svag drumlinisering på läsidesmoränerna till två stora drumlinor med bergkärna, se fig. 8. Den senare utbildade drumliniseringen skär de i  $N 70^\circ V$  utdragna storformerna med ca  $20^\circ$  vinkel. Liknande riktningar och åldersförhållande kan man se hos isräfflorna i nordvästra delen av kartbladet.

Ett annat fenomen uppträder öster och i viss mån sydväst om Ljusträsket. Bergstopparna är där orienterade i öst—västlig riktning medan läsidesmoränerna, som utgår från topparnas östsidor, är riktade mot sydost. Dessa drumlinoida storformer tycks alltså "vinkla på mitten", och man får intrycket av att samtidigt som isrörelsen öster om bergen varit nordvästlig, har den mellan bergen varit väst—östlig. Några andra spår efter en isrörelse från väster inom Ljusträskområdet finns dock inte.

*Drumliner* definieras av G. Lundqvist (1943, s. 21) som: "svärmvis förekommande flacka ryggar uppbyggda av bottenmorän och sträckta i isrörelseriktningen". *Drumliner* i nordligaste Sverige har bl. a. behandlats av A. G. Högbom (1905), Granlund (1943), Hoppe (1951), Fromm (1965) och H. G. Johansson (1972).

De inom kartbladet förekommande formerna utgörs vanligen av i isrörelseriktningen utdragna smala moränstråk med mellanliggande myrar. Enligt A. G. Högbom (1905) torde den korrekta benämningen på dessa former vara: *elongated ridges*. Dimensionerna på denna *drumliniserade morän*, vilket enligt min mening är en adekvat benämning, varierar mycket kraftigt. De största är över 1 km långa och 200—300 m breda, medan höjden sällan överstiger något tiotal meter. Normalt är *drumliniseringen* svag, och man ser parallellstrukturen bäst på flygbilder. Denna *drumliniserade morän* saknar kulminationer på längdprofilen, och man kan alltså inte tala om stöt- respektive läsidor i sammanhanget. Bergkärnor har inte observerats i den *drumliniserade moränen*. Liknande bildningar har beskrivits från Pitebygdens högländ av Fromm (1965, s. 72). Sannolikt är det också sådana bildningar som Hoppe (1957, s. 12) kallar för "*drumlins of the usual northern Swedish type*".

Enligt Hoppe (1951 och 1957) är åtminstone en del av dessa *drumliner* bildade i de yttersta delarna av en tunn aktiv is genom ansamling av moränmaterial i subglaciala håligheter.

Inom Moskospelbladet uppträder *drumliner*, eller den *drumliniserade moränen*, svärmvis framför allt i flack terräng eller i svaga depressioner, men flera stora områden med *drumliniserad morän* förekommer på sydostslutningar, dvs. i terrängavsnitt där isen haft medlut.

Moränen i dessa flacka ryggar är vanligen sandig-moig och har en blockfattig eller normalblockig yta till skillnad från de större formerna, som oftast har rik- eller storblockig läsidesmorän. En riktningsanalys, som gjorts i den enda skärning som påträffats i en tydligt *drumliniserad morän*, visar ett tudelat maximum i ryggens riktning, se fig. 12.

Även mera utpräglade former av *drumliner* förekommer inom kartbladsområdet. Dessa utgör små övergångsformer till de *drumlinoida storformerna* med en kärna av fast berg, som ibland sticker upp i proximalsidan.

En speciell variant av *drumliniserad morän* kan den s. k. räfflade moränen sägas vara. Utseende och bildningssätt av dylik morän har diskuterats av bl. a. Dyson (1952), Hoppe och Schytt (1953) samt Baranowski (1970). Ryggarna i den räfflade moränen är vanligen högst ett par decimeter höga och maximalt någon meter breda. Längden kan uppgå till flera hundra meter. Oftast är formerna mycket svåra att upptäcka från marken då de döljs under vegetationen, medan de på flygbilder vanligen är relativt lätta att se.

Inom Moskospelbladet har endast en lokal med räfflad morän påträffats. Den är belägen ca 3 km norr om Harrejaurelidens topp (1b). Den räfflade moränen,

som är ganska diffus, ligger på en nordvästsluttning och är orienterad i nordväst—sydost. Cirka 1 km utanför den västra kartkanten, på Piteälvens södra sida, finns dock mycket vackert utbildade moränräfflor i en storblockig morän. På flygbilderna kan man tydligt se utdragna moränsträngar på läsidan av block och mindre ojämnheter. Även denna lokal är belägen på en nordvästsluttning.

*Jämna moränytor* av mindre format finns inom hela kartbladet med undantag av de norra och framför allt de nordöstra delarna. Vanligen består moränytorna av blockfattig eller normalblockig bottenmorän, som i vissa fall kan ha en överyta, som är lik ett flackt grusområde. På ett par ställen har iakttagits att den jämna moränen strax under ytan är rik på små block och stenar. Ett sådant område är den blockfattiga och absolut jämna moränytan sydost om Suorke, se fig. 16.

*Övergångsformer mellan moränbacklandskap och drumliner* i den form som J. Lundqvist (1969, s. 61) beskriver är ovanlig inom det kartlagda området. Söder om Ö. och V. Tabmokåive (1f), i lä för den dominerande isrörelsen, finns enstaka dödisformer bevarade på sluttningen. Dessa moränkullar övergår distalt, ner mot botten av dalen successivt i drumliner med övergångsformer, som liknar dem J. Lundqvist kallar crescent ridges. Sannolikt har en subglacial dödis, enligt Ahlman (1938), skyddat proximaldelen av dödisformerna, medan de distala delarna omformats och drumliniserats av den aktiva isen.

Öster om Vitmossaberget (7j), i den sydligaste delen av Veikimoränen, finns ett otydligt utbildat moränbacklandskap, som uppenbarligen drumliniserats. Kantryggar saknas, men moränkullarna och platåerna kan fortfarande urskiljas i form av låga, flacka moränytor, som mot söder successivt övergår i drumliner. Sannolikt är det dessa drumliner, som finns markerade längst söderut i fig. 5 i Hoppes arbete från 1957.

*Rogenmorän*, som fått sitt namn från typlokalen vid sjön Rogen i Härjedalen, består av vinkelrätt mot isrörelseriktningen orienterade ryggar, som är uppbyggda av bottenmorän eller ibland Kalixpinnmoliknande jordarter. Rogenmoränen, som först tolkades som ändmoräner av bl. a. A. G. Högbom (1920, s. 94), har beskrivits i en mängd skrifter, varav den senaste av J. Lundqvist (1969a) är så uttömmande, att det är enklast att hänvisa till denna skrift samt däri anförd litteratur.

Rogenmoränen har enligt J. Lundqvist (1969a, s. 30) anlagts subglacialt av en aktiv is. Tension i de undre delarna av isen, då denna rör sig över en depression, har, enligt Lundqvist, initierat ryggarnas uppkomst. En förutsättning för att ryggarna skulle bevaras är att isen avsmälte som dödis. Vanligen uppträder Rogenmorän i konkava terrängavsnitt, dvs. i mer eller mindre utpräglade depressioner.

Inom Moskoselbladet finns Rogenmorän bl. a. kring V. och framför allt Ö. Gåbdejaure (1g). De många uddarna i sjöarna består av upp till 10 m höga, oregelbundna, mer eller mindre långsträckta kullar. En klar tendens till orientering vinkelrätt mot sjöarnas längdaxel, som sammanfaller med den vanligaste isrörelseriktningen, kan ses hos de mera långsträckta kullarna. Man får dock

intryck av att formerna efter bildningen delvis blivit förstörda. Anledningen till detta torde vara, att en yngre isrörelse påverkat området kring Gåbdejaure, se även s. 19.

Rogenmoränen övergår, efter ett avsmalnande parti vid den östra sjöns sydostspets, i ett utbrett småkulligt moränbacklandskap söder om Skirvo (0h). Småsjöarna i detta backlandskap har fortfarande en svag orientering vinkelrätt mot isrörelseriktningen, men Rogenmoränens typiska utseende har försvunnit, och mot söder vidtar ett helt oregelbundet ablationsmoränområde, se s. 51.

Rogenmoränen är enligt ytkarteringen uppbyggd av en sandig till sandig-moig morän med ganska hög stenhalt och normalblockig yta. En vägskärning ca 500 m norr om bäcken, som förbinder Ö. och V. Gåbdejaure, visar att den stenrika, sandiga moränen är svagt bankad och innehåller enstaka tunna stenhorisonter. Riktninganalyser, som gjorts i denna moränskärning, visas i fig. 11 och kommenteras närmare på s. 19.

Små områden med Rogenmorän finns även vid Nästräsk (3i), se s. 31, samt sydost om Kurivare (6g). På båda ställena är ryggarna orienterade i nordost—sydväst.

Strax utanför kartområdets södra gräns vid Tallsund (0e) ligger vid sjön Burträsk en mycket välutbildad Rogenmorän med upp till 1 400 m långa ryggar.

*Moränbacklandskap* är en neutral benämning på ett moränområde, som består av kullar, ryggar och mellanliggande depressioner. Formerna är vanligen oregelbundet utbildade och kan ha uppkommit både sub- och supraglacialt.

Moränbacklandskap i norra Sverige har beskrivits av ett flertal författare. Fredholm (1866 och 1892), Geijer (1917 och 1948) och A. Högbom (1931) tolkade moränbacklandskap som ändmoräner och israndlägen. En annan uppfattning företräds av bl. a. Tanner (1915) och G. Lundqvist (1943) som förklarade formerna som uppkomna genom att moränmaterial samlats i sprickor i en stagnerad och uppsprucken is. G. Lundqvist (1943, s. 24) var dock ej helt främmande för det subglaciala bildningssättet, som hävdas framför allt av Hoppe (1952 med flera arbeten).

Moränbacklandskapen inom Moskoselbladet — se Pl. 2 — kan, om man frånser en mängd mindre variationer indelas i tre grupper. Den första, och arealmässigt största gruppen, som består av så kallad Veikimorän, omfattar hela det nordöstra hörnet av kartområdet. En variant av Veikimoränen förekommer inom flera områden i de norra delarna av kartbladet. Denna morän har relativt små former, de stora plåtårna saknas, och de ofta förekommande moränryggarna har ett något annorlunda utseende.

Den andra gruppen består av en mycket småkullig, stor- och rikblockig ablationsmorän. Den förekommer inom området främst i dalgångar, där det funnits förutsättningar för avsnörning av dödis.

Den tredje gruppen omfattar de mera indifferent moränbacklandskap, som förekommer på flera platser och saknar några utmärkande drag. Vanligen är



Fig. 29. Välutbildad kantrygg i Veikimorän omedelbart norr om Kallakvare (8j). — Foto förf. *Well-defined rim ridge in Veiki moraine.*

dessa områden relativt begränsade men framträder genom sina större och lättare reproducerbara former bra på generalstabskartan. Av den anledningen har ett flertal dylika svagt utbildade områden tagits med på kartan över den småkulliga moränens utbredning som G. Lundqvist (1942) sammanställt.

Veikimorän, en benämning som Hoppe (1952, s. 4) införde efter typområdet vid Veiki, ca 20 km norr om Malmberget, karaktäriseras av oregelbundet orienterade moränryggar, moränplataer samt kantryggar, som ofta begränsar de uppstickande moränplataerna, se fig. 29.

Moskoselbladets nordöstra hörn, som utgörs av Veikimorän, hör till det s. k. Nausta-Kåbdalisområdet, som sträcker sig i en svag båge från Naustajaure i nordväst till Holmträsk i sydost (båda lokalerna utanför Moskoselbladet). A. Högbom (1931) tycks ha varit den förste som beskrivit området närmare. Han tolkar moränformerna som en stor israndbildning, liksom Geijer (1917) tidigare gjort på relativt lösa grunder. Högboms tolkning grundar sig dels på av honom vid Naustajaure uppmätta räfflor från N 10° O, och dels på mindre issjöbildningar, som han kunnat fastställa vid Naustajaure. Isen skulle enligt Högbom ha avsmält mot norr, varvid Nausta-Kåbdalislinjen bildades.

Hoppe har i flera skrifter (1952, 1957, 1959 och 1963) beskrivit delar av Nausta-Kåbdalisområdet. Enligt Hoppe bildades Veikimoränen genom en subglacial avsättning av morän, som bildade ryggar och de typiska plataerna. En

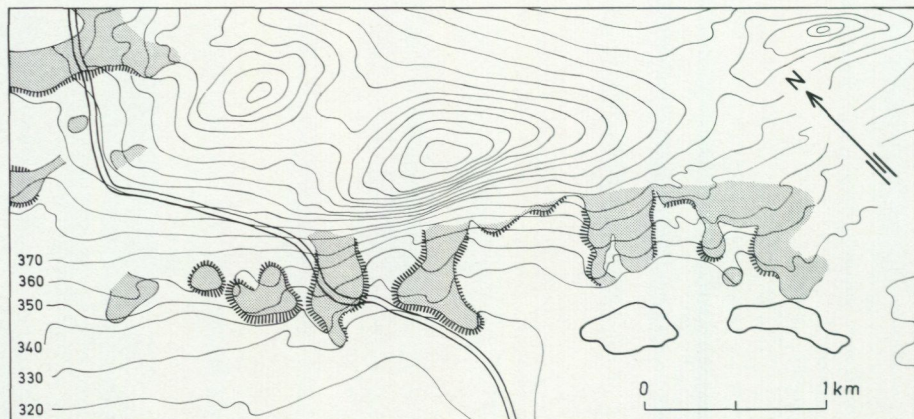


Fig. 30. Moränbacklandskapet på Vitmossabergets sydvästsluttning (7i). De gråa ytorna motsvarar uppstickande moränplatåer.

*Hummocky moraine on the slope of Vitmossaberget (7i). Grey areas correspond to moraine plateaus.*

fortfarande aktiv is gav upphov till drumliner på platåytor, som ligger inom Veikimoränen, vilket dock motsäges bl. a. av fig. 5 i Hoppes arbete från 1957. Kantryggar och s. k. terrassryggar, som uppträder på moränsluttningarna, skulle enligt Hoppe (1952, s. 54) ha bildats genom att morän pressats upp i basala sprickor i den då dynamiskt döda isen.

Veikimoränens typiska former förekommer bl. a. öster om Kåbdalivare (9h). Där kan höjdskillnaden mellan två näraliggande sjöar, varav den ena ligger uppe på en moränplatå omgiven av en kantrygg, och den andra ligger nere i en depression, uppgå till 50—60 m. Den relativa höjden på platåerna och kullarna varierar dock normalt mellan 10 och 25 m. I viss mån framträder de stora nivåskillnaderna på fig. 29. Hur stor inverkan den underliggande berggrunden har på topografin inom moränbacklandskapet är ej klarlagt. Hoppe (1963) har dock omnämnt jordmäktigheter på upp till 60 m vid det av sediment uppbyggda Rahanåivekomplexet norr om Moskosel.

De kuperade moränformerna förekommer upp till en nivå av 450—475 m ö. h. längs sluttningarna på Kåbdalivare (9h), Pajenisvare (8i) och Kallakvare (8j), som sticker upp ur backlandskapet öster om Kåbdalis. Vid Björkberget, strax norr om kartbladsgränsen, avtar moränformerna på något lägre nivå liksom vid Vitmossaberget (7j), (400 respektive 425 m ö. h.). Mot nordväst, på de topografiska bladen 26 J Jokkmokk SV och SO, förekommer kuperade moränformer på bergen på relativt hög höjd. Ett genomgående drag är att de hundratals sjöarna inom Veikimoränen ligger på något högre nivå än sjöarna i den omgivande moränen.

På Vitmossabergets sydvästra sluttning finns en speciell variant av Veiki-



Fig. 31. Moräntäckta sediment i Veikimorän 1.5 km söder om Kåbdalisvare (9h). — Foto förf.  
*Till-covered sediments in Veiki moraine.*

morän. Här ligger moränplåtarna mot en relativt brant bergssida och övergår successivt i den där befintliga moränen, se fig. 30. Plåtarna begränsas ut mot dalsidan av branta 5—10 m höga sluttningar. Överytan på plåtarna är konkav, och en diffus kantrygg kan skönjas på flera ställen. Exakt samma typ av bildningar har beskrivits från Finska Lappland av Kujansuu (1967, s. 61 f.).

Blockhalten inom Veikimoränområdet är som tidigare nämnts förvånansvärt låg. Ett fåtal blockrika partier har observerats på sluttningarna till högt liggande plåtår, och Hoppe (1952, s. 7) har iakttagit enstaka blockrika partier på kantryggarnas sluttningar in mot plåtarna.

Moränens sammansättning varierar, men den är vanligen sandig-moig och ganska hårt packad. Både blockhalt och sammansättning talar för att det är en normal bottenmorän. En skärning genom en av kullarna ca 1 500 m söder om Kåbdalisvare (9h) visar dock att så inte alltid är fallet. Kullen är uppbyggd av skiktad sand och mo med bankar av grus och morän, se fig. 31. Norr om Haradsvägen finns liknande sediment, både med och utan täckande morän. Dessa har på kartan delvis markerats som isälvsgrus, se s. 75. Vid ytkarteringen av Veikimoränen har i övrigt mycket lite sediment påträffats. Sannolikt är sedimenten, där de förekommer, oftast täckta av ett moräntäcke.

Enligt Hoppe (1963) förekommer relativt stora områden med moräntäckta

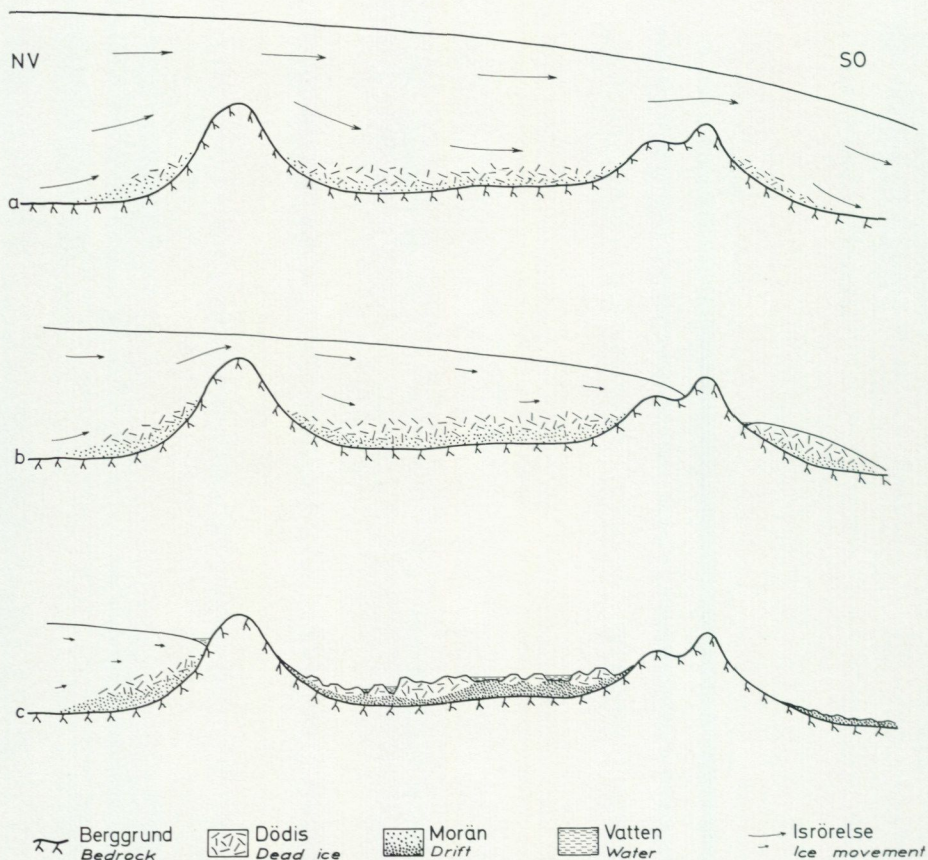


Fig. 32. Skiss över Veikimoränens tänkta bildningssätt.  
Sketch showing the possible formation of Veiki moraine.

sediment i anslutning till Veikimoränens nordöstra delar, bl. a. vid Rahanåive.

Veikimoränens bildningssätt skulle på grundval av den av Hoppe (1957) framlagda teorin kunna skisseras som följer, se även fig. 32. Botten på en fortfarande aktiv is blir delvis moränmättad och stagnerar, varvid Veikimoränens brutna former primärt anläggs. Dylig stagnant bottenis har tidigare diskuterats av bl. a. Ahlmann (1938) och G. Lundqvist (1940, s. 38), se även Hoppe (1957, s. 12 not 2). Mäktigheten av den stagnerade bottendelen av isen indiceras möjligen av de nivåer till vilka moränbacklandskapet förekommer på bergsslutningarna inom området. Den fortfarande aktiva överliggande delen av isen har kunnat drumlinisera moränen utanför Veikimoränen och de yttersta delarna av detta område. Även enstaka områden, som är omgivna av Veikimorän och ej skyddats av stagnerad is, har kunnat drumliniseras. Överspolningsrännor vid Vitmossa-bergets sydöstra förlängning, alldeles i utkanten av Veikimoränområdet, visar

att isen på detta ställe ej varit uppsprucken under ett sent skede av avsmältningen, utan avsmälte som en tunn sammanhängande iskaka i motsats till isen inom det egentliga Veikimoränområdet. Överspolningsrännorna skär igenom det markerade krönet 25—30 m över lägre liggande områden omkring berget.

Så småningom försvann den aktiva isen genom att tillförseln av is avtog och genom ytavsmältning. Den kvarvarande stagnerade isen avsmälte, varvid kantryggarna (enligt Hoppe) anlades.

Moränbacklandskapet, som utbreder sig på Piellovares (7g) och Pultantjautas (8f) sydsluttningar sydost om Tiellejaure, liknar i mycket Veikimoränen och har av den anledningen förts till denna grupp. Detta område har dock mindre former och tycks i stor utsträckning sakna de utpräglade kantryggarna. Området genomsätts av en del glacifluviala torrdalar, som bildats dels subglacialt, dels i samband med den i sänkorna kvarliggande dödisens avsmältning. Detta har resulterat i att en del av kullarna är mycket heterogent uppbyggda och delvis består av moräntäckta sediment. Sedimentens sammansättning varierar från varvig finmo-mjåla till sand och grus och speciellt i anslutning till de glacifluviala torrdalarna finns större mängder grova sediment. Moränen i övrigt är sandig till sandig-moig och oftast normalblockig.

Norrut begränsas detta moränbacklandskap av en mäktig rygg, som på ett par ställen är genomroderad av smältvatten. Ryggen, som är utbildad på den flacka vattendelaren mellan Pultantjauta (8f) och Piellovare (7g), är upp till 20—25 m hög och har ett avrundat krön. Flerstädes är ryggen komplex och består av 2 eller 3 intilliggande krön. Den består, av karteringen att döma, av en normal bottenmorän. Moränryggen antas markera en zon utefter vilken isen delades upp i två mot olika håll avsmältande delar, se Pl. 2. Liknande bildningar beskrivs av Hoppe (1952), som tolkar dem som subglaciala sprickfyllnader.

En annan variant av Veikimoränen finns inom området som sträcker sig i nordväst—sydostlig riktning från Louvveäivetrakten (9e) ner till Pultantjauta (8f) mellan Sikån och Kuorsjojåkkå. Detta moränbacklandskap räknas av Hoppe (1963, fig. 1) till Nausta-Kåbdalislinjen. Äsliknande moränryggar kan följas hundratals meter i terrängen, och även rena blockåsar förekommer lokalt. De mäktiga och utpräglade plåtarna saknas dock, och i stället har dessa ersatts av låga kullar mellan myr- och sjöfyllda sänkor. Kantryggar finns inom området men är högst 1—2 m höga, och mycket ofta består kantryggarnas distalsida (den sida som vetter från de en gång dödisfyllda sänkorna) av rena blocksträngar med löst lagrade stora granitblock, medan proximalsidan och ryggarnas krön vanligen består av morän, se fig. 33. I övrigt består backlandskapet till största delen av normalblockig sandig-moig morän. Liknande ryggar med blockig distalsida har iakttagits i Veikimorän av Hoppe (1952, s. 7).

Detta senast beskrivna område med moränbacklandskap ligger uppe på en höjdrygg mellan Sikån och Kuorsjojåkkå. Förklaringen till att isen vid avsmältningen stagnerat och bildat detta backlandskap är att isen mellan de båda mar-



Fig. 33. Blockanhopning på distalsidan av en låg kantrygg i moränlandskapet mellan Sikån och Kuorsjojåkkå (8e). — Foto förf.

*Concentration of boulders on distal side of a rim ridge in hummocky moraine.*

kerade dalgångarna vid avsmältningen bildat en platådödis, medan den i dalarna sannolikt fortfarande var dynamiskt levande, se principskiss i fig. 34. Liknande bildning av platådödis beskrivs av bl. a. Flint och Demorest (1942, s. 123) och J. Lundqvist (1958, s. 23 samt 1973, s. 156).

Isen stagnerade på ett relativt tidigt stadium på höjdryggen och i delar av Sikåns dalgång, varvid de nuvarande moränformerna bildades. Några spår efter en aktiv is inom backlandskapet finns uppenbarligen inte. På grund av att isen vid stagnationen varit relativt tunn, har moränformerna blivit mindre än Veiki-moränens.

Ett andra område med mera småbrutet moränbacklandskap av typ 1 finns inom det halvmånformiga, mycket sjörika partiet i nordvästra delen av Moskoselbladet (9c), som kallas Tjirsavierra. Detta område domineras av 1—3 m höga ryggar och ganska hårt brutna kullar, som omger sjöarna och myrarna. Moränbacklandskapets mycket distinkta norra begränsningslinje utgörs av en ibland enkel, ibland dubbel eller tredubbel, mjukt rundad, 2—4 m hög moränrygg. Proximalt (mot söder) kan den omärkligt övergå i den där befintliga moränen. Ryggen är nästan helt sammanhängande på en sträcka av ca 5 km. Från moränbacklandskapets avsmalnande västra del fortsätter ryggen bågformigt mot väster

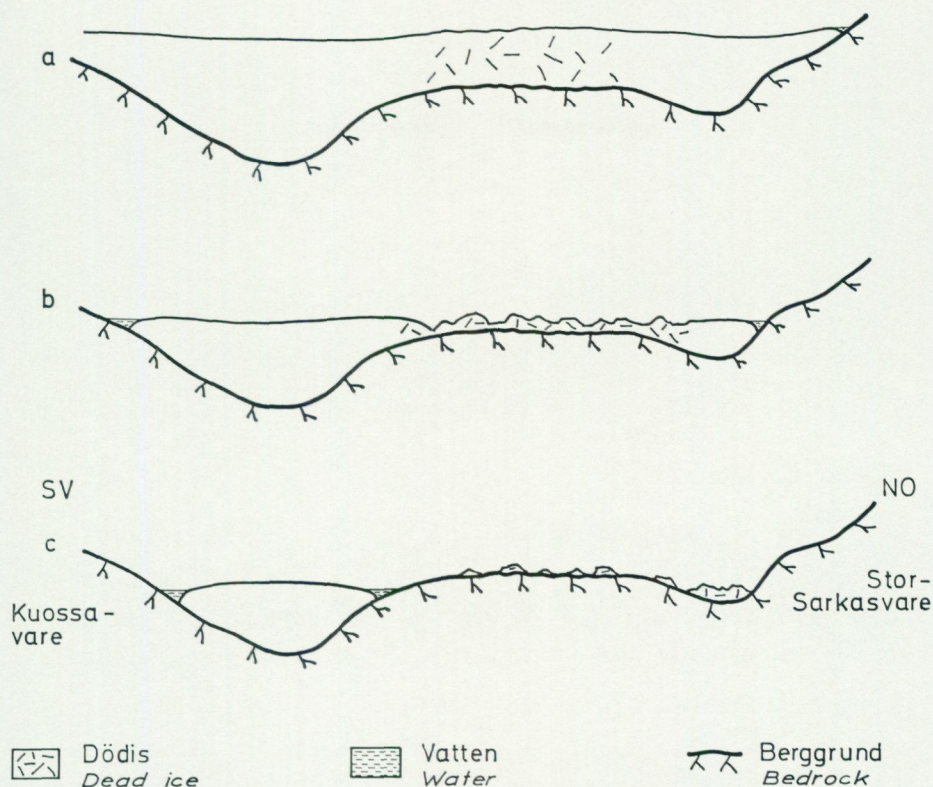


Fig. 34. Skiss över isens avsmältning mellan Stor-Sarkasvare och Kuossavare.  
 Sketch of the deglaciation of the area between Stor-Sarkasvare and Kuossavare.

med den konvexa sidan mot norr. De tidigare nämnda blockanrikningarna på de låga ryggarnas distalsida tycks vara ännu vanligare inom Tjirsavierraområdet. I något fall har två sådana ryggar bildats med ett inbördes avstånd på 10 m eller mindre, se fig. 35. Moränen i den norra delen av Tjirsavierra är grövre och luckrare än i den södra delen, där den består av en sandig-moig normalblockig, ibland blockfattig morän.

De av Schytt (1956) beskrivna "shear plane moraines" som bildas vid en iskant med en stagnant tunn isfront, som överskrids av en tillfälligt framryckande is, synes ha stora likheter med den ovan beskrivna distala ryggen. Liknande bildningar finns beskrivna av K. Gripp (1929) samt Flint (1971, s. 220). Tjirsavierramoränen är belägen på en flack höjdplatå, som mot söder långsamt sänker sig ned mot Varjisåns dalgång. Eftersom, enligt Schytt (1956, s. 66), "... shear plane moraines seem to be the common thing whenever the glacier ends on a rising slope or on more or less flat ground" tycks förutsättningar ha funnits för utbildandet av "shear plane moraines" inom Tjirsavierraområdet, och sannolikt



Fig. 35. Två intilliggande kantryggar med blockiga distalsidor som vetter in mot bildens mitt. Tjirsavierraområdet (8c, 9c). — Foto förf.

*Two rim ridges with distal sides rich in boulders. The Tjirsavierra area (8c, 9c).*

har moränbacklandskapet bildats, då en frontal dödis avsnördes vid isens avsmältning mot sydväst, se Pl. 2.

Den andra typen av moränbacklandskap, som omfattar den av G. Lundqvist (1943, s. 23) beskrivna typ 1, kan betecknas som ablationsmorän, och moränen har alltså avsatts som en ytmorän av en mer eller mindre stagnant is. Vanligen är moränen småbruten och saknar helt de mäktiga former som kännetecknar Veikimoränen. Blockhalten i ytan är frapperande hög, och vanligen är blocken stora och relativt kantiga, se fig. 14. Moränen är sandig och grusig, saknar botenmoränens höga packningsgrad och är ofta urspolad i ytan (jfr prov 10542). Området, som utbreder sig söder och sydost om Lill-Varjisträsket (7b), är det största ablationsmoränområdet inom kartbladet. Moräntäcket är relativt tunt, vilket framgår av att ett flertal mindre hällar finns i den högre liggande södra delen av området. Det finns både småbrutna kulliga avsnitt av moränen liksom helt flacka partier, men överallt domineras terrängen av stora kantiga block, som till stor del är korttransporterade, se Padget, Ek och Eriksson (1969).

Strax norr om Lill-Varjisträsket finns ett småbrutet och rikblockigt område med 3—3.5 m höga kullar, som huvudsakligen är uppbyggda av sandig morän. En del av kullarna, som ligger i anslutning till sedimenten söder och sydväst om Reuna, innehåller sandiga och grusiga sediment, och övergången mellan morän och sediment är här flytande.

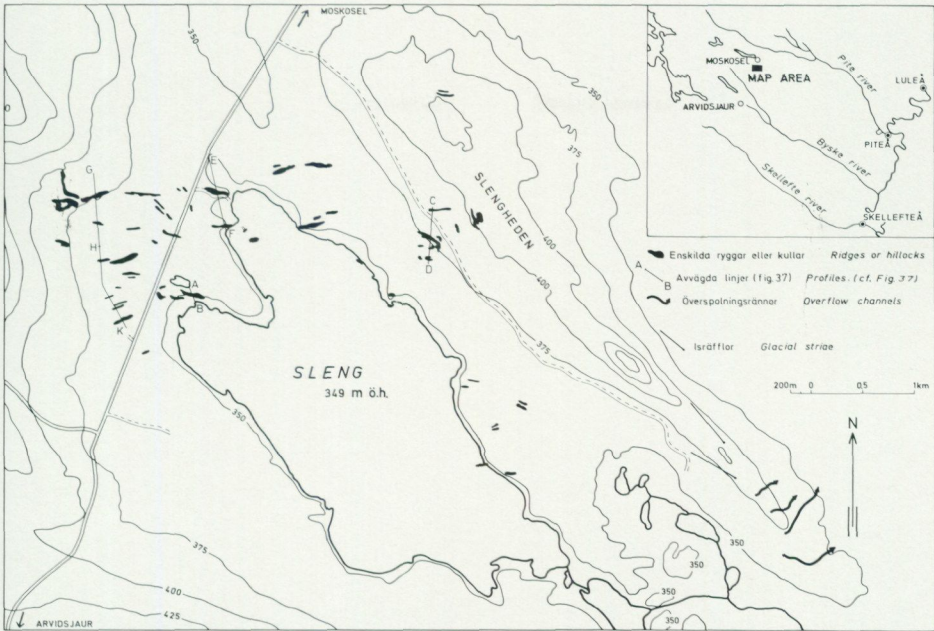


Fig. 36. Moränryggarna vid Sleng (1d). (Efter Daniel 1972.)

Moraine ridges at Sleng (1d). (After Daniel 1972.)

Ett liknande område finns väster om Junkaberget (5g) i Varjisåns dalgång. Moränen är mycket småkuperad och blockig. Den har en sandig till sandig-grusig sammansättning och är mycket stenig och lucker. Liksom förutnämnda område genomdras moränen vid Junkaberget av flera glacialfluviala erosionsdalar i vilka det finns frispolade hällar och mindre stråk av isälvsgrus.

Små områden med småkullig ablationsmorän förekommer vid Varjisträsk (6d), Slengberget (1d), se fig. 15, och söder om Skirvo (0h). Som synes ligger samtliga områden med ablationsmorän i dalgångar, antingen i botten på dalen eller en bit upp på dalsidan.

Den tredje gruppen av moränbacklandskap förekommer allmänt inom kartområdet. Gruppen utgörs av mindre områden, som består av små, mjukt rundade kullar med mellanliggande svackor. Kullarna är uppbyggda av den för kartbladet normala sandig-moiga moränen och har en varierande blockhalt. Denna typ av moränbacklandskap återfinns antingen i större dalgångar, i vilka förutsättning för dödisavsnörning har funnits eller i lokala depressioner på varierande nivå.

Isolerade moränryggarna och moränpyramider finns på ett par ställen inom området. De bäst utbildade moränryggarna ligger i anslutning till sjön Sleng (1d) och har tidigare beskrivits av Daniel (1972). Ryggarna ligger isolerade ovanpå en i övrigt jämn yta, som består av morän och myr, se fig. 36 och fig. 37. De är

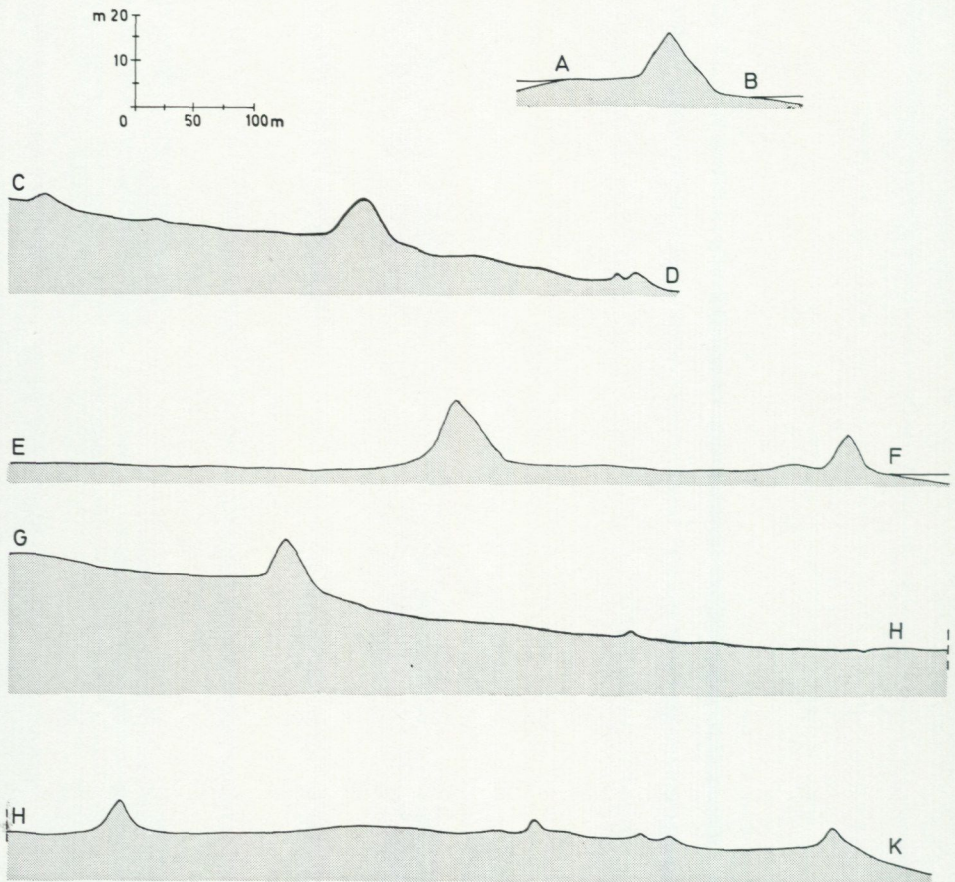


Fig. 37. Profiler genom ryggarna på fig. 36. (Efter Daniel 1972.)

*Profiles through the ridges at Fig. 36. (After Daniel 1972.)*

uppbyggda av såväl normal, lucker morän som av sandiga och grusiga sediment. Lokalt förekommer även skiktade moiga sediment i ryggarna. Dessa ryggar antas ha bildats i öppna sprickor i isen i samband med att en död is avsnördes i Sleng-depressionen.

En isolerad rygg, som består av rikblockig moig morän, övertvåras dalgången i Jullejaures södra ände (0c). Den 10—12 m höga ryggen ligger i anslutning till en 15—20 m hög helt blocktäckt kulle med en diameter på 160—170 m. Omgivande terräng består av storblockig morän, och söderut utbreder sig ett ofullständigt utbildat moränbacklandskap. Den stora ryggen liknar en ändmorän, men iskontaktbranter finns både på distal- och proximalsidan, varför ryggen antas ha bildats som sprickfyllnad i en stagnerande is.

Ca 2 km nordost om Tjirsavierra, i övergången mellan Kuorsjojåkkådalen och högre liggande terräng, ligger en ca 1.5 km lång bågformad moränrygg parallellt

med Tjirsavierras distalsida. Ryggen börjar i sydost på en nivå av 325 m ö. h. och upphör i nordväst i översta delen av Kuorsjojåkkås dalsida 300 m ö. h. Ryggen är lokalt 10 m hög, men vanligen något lägre, och den har ett väl utbildat krön. På ett flertal ställen har ryggen genomroderats av isens smältvatten, som runnit från sydväst ner i dalgången. Vid dessa genombrottsställen ligger rikligt med frispolade block, som på den norra slutningen bildat flera små blockkoner. Ryggen är i ytan uppbyggd av en urspolad grusig-sandig morän med hög halt av sten och block. Dessa ligger oftast inpressade i moränen. Någon skärning genom ryggen finns inte, varför det är omöjligt att säga om materialet är liknande i kärnan.

Det råder ett uppenbart samband mellan denna rygg och randläget vid Tjirsavierra, och det ligger nära till hands att tolka ryggen som en sprickfyllnad, som bildats vid isens uppdelning i en dalis i Kuorsjojåkkås dalgång och en större is, som avsmält mot sydväst, se kapitlet om isavsmältningen. En liknande, men bredare och flackare rygg finns på Tjaraivares nordvästra förlängning (9g). Denna rygg är drygt 1.5 km lång och består av normalblockig sandig—moig eller moig morän.

En tredje rygg, som ligger mellan Pultantjauta och Piellovare och som beskrivits på s. 47, antas också markera en delningszon mellan två mot olika håll avsmältande delar av landisen.

Huruvida de ovan beskrivna ryggarna bildats subglacialt eller om de avsatts i öppna sprickor, har ej kunnat avgöras. Som tidigare nämnts har liknande ryggar beskrivits av Hoppe (1952), som antar dem vara bildade som subglaciala sprickfyllnader.

För övrigt har endast en isolerad moränpyramid påträffats inom kartbladet. Omedelbart öster om Kåbdalsvägen, ca 500 m norr om sammanflödet mellan Vitbäcken och Arpatsbäcken (7i) ligger en 6—8 m hög moränkulle, som består av sandig-moig, blockfattig och lucker morän. Liknande bildningar antas av J. Lundqvist (1969, s. 66) ha uppkommit genom anhopning av ablationsmorän i öppna klyftor i en stagnerande is.

#### ISÄLVSAVLAGRINGAR

Av jordartskartan framgår att isälvsavlagringarna inom kartbladet i mycket stor utsträckning är koncentrerade till dalgångarna. Följande bör dock beaktas: isälvsavlagringarna är normalt avlagrade i vatten direkt beroende av landisens avsmältning, men som tidigare påpekats av bl. a. G. Lundqvist (1951, s. 67 och 1963, s. 45) är det vanligt att isälvarnas avlagringar i dalgångar med kraftigt sen- och postglacialt vattenflöde direkt efter avsättningen började omlagras. Denna omlagring av isälvsavlagringarna kan alltså ha skett efter isens avsmältning, och rätteligen skulle sedimenten kallas älvsediment om så har varit fallet. Den ursprungliga morfologin har ofta helt utplånats och ersatts av flacka

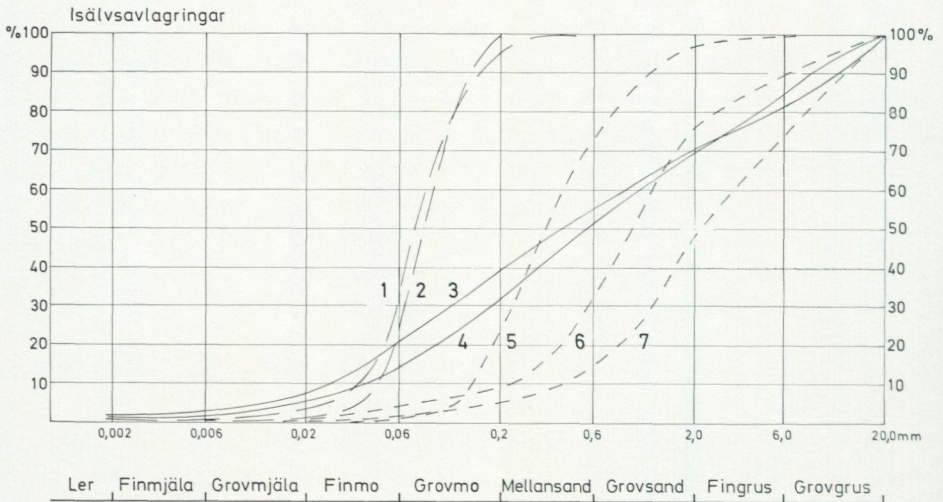


Fig. 38. Kumulativdiagram av isälvs sediment med växlande sammansättning. Samtliga prov har tagits i väl utbildade åsar. Se kommentarer i texten.

*Cumulative-frequency curves of glaciofluvial sediments from well-defined eskers.*

sedimenttytor. En dylik omlagring har skett i de större dalgångarna inom det kartlagda området. Primära åsformer, om sådana funnits, är antingen helt försvunna eller överlagrade av omlagrat isälvs material. Över HK kan man sålunda inte finna några egentliga åsformer i Piteälvsdalen eller dess från nordväst kommande biflöden, och isälvsavlagringarna utgörs i stället av flacka dalfyllnader.

Isälvsavlagringarna har på jordartskartan indelats i en grövre grusig och en finare sandig typ. Om sedimenten består av sand med märkbar grushalt eller skikt av grus, har materialet betraktats som grusigt. Även grövre sediment, dvs. steniga och blockiga isälvsavlagringar, har betecknats som grusiga. Rent sandiga och moiga (huvudsakligen grovmo) sediment har förts till den finare typen. Givetvis har det på grund av de fåtaliga skärningarna och avlagringarnas snabbt växlande sammansättning varit svårt att nå full konsekvens i bedömningen av sedimenten och i praktiken har den sandiga beteckningen använts ganska restriktivt, då rent sandiga isälvsavlagringar är mindre vanliga.

De grövre, grusiga och steniga, avlagringarna innehåller normalt en viss halt av sand och mo, medan de finare sedimenten är bättre sorterade. Fig. 38 visar några exempel på sammansättningen av olika isälvsavlagringar. Som synes är variationen mycket stor och generellt kan sägas att ju finare isälvs materialet är desto bättre sorterat är det.

Den senglaciala dräneringen från den smältande landisen har helt naturligt koncentrerats till dalgångarna, vars riktning i stort sett är nordväst-sydostlig och sammanfaller med den allmänna recessionsriktningen. De mäktigaste isälvsavlagringarna har avsatts i dalgångarna och bildar därmed mer eller mindre

sammanhängande stråk diagonalt över området. Av de större avlagringarna avviker endast Tjartsebäcksstråket, mellan Moskosel och Storholmen (3g) från denna riktning.

Några närmare undersökningar av isälvsavlagringarna inom denna del av Lappland har tidigare inte gjorts. Fragmentariska uppgifter finns i litteraturen, men den samlade bilden är ganska missvisande. Detta gäller speciellt området mellan Moskoselbladet och de stora fjällsjöarna i väster, se fig. 5. Sålunda har G. Lundqvist (1952) i stort sett medtagit endast Moskoselåsen och en något förstorad Kåbdalisås på sammanställningskartan över rullstensåsarna. G. Lundqvist (1943, s. 70) nämner också ett stort proximaldelta vid Abmoälven. Man får förmoda att det är de mäktiga avlagringarna runt Malmesjaures utlopp i Moskosellet som avses (se nedan). De stora åsarna väster om Moskoselbladet, vilka utgör förgreningar av Byskeälvsåsen, saknas helt eller delvis på äldre kartor, och det förekommer sådana missuppfattningar som att Arjeplogåsen skulle utgöra fortsättningen på Moskoselåsen (se G. Lundqvist 1943, s. 70). De utbredda dalfyllnaderna är av naturliga skäl ej medtagna på G. Lundqvists karta.

Sammanfattningsvis kan sägas att det inom Moskoselbladet förekommer tre typer av isälvsavlagringar; rullstensåsar, dalfyllnader och övriga avlagringar.

Rullstensåsarna inom kartbladsområdet är vanligen ganska små, och det är endast Moskoselåsen, Rappenåsen och i viss mån Kåbdalisåsen, som kan anses vara av större betydelse.

Dalfyllnaderna, vilka i detta fall även omfattar de breda stråk av indifferentia isälvsavlagringar, som ej är strängt bundna till välutbildade dalar, är i motsats till åsarna mycket utbredda inom kartområdet.

Utmärkande för de typiska dalfyllnaderna är att de förekommer i långa sammanhängande dalar i vilka fortfarande rinner älvar eller större åar. Dessa dalgångar har haft en kraftig vattenföring lång tid efter det att isen avsmält från den omedelbara närheten. Först efter det att de mest västliga eller nordvästliga delarna av dalarna avsnördes från isens dräneringsområde genom att nya vattenvägar frilades, minskade vattenmängden. Genom den kraftiga dräneringen har rullstensåsar som eventuellt bildats i dalarna eroderats och åsmaterialet om-lagrats.

Dalfyllnaderna utgörs idag av mer eller mindre plana bankar och fält av grus, som ligger i dalarnas lägsta delar. De större grusmängderna ligger vanligen där vattenströmmens hastighet varit lägst, medan de områden, som varit utsatta för kraftigare strömmande vatten, delvis intas av frispolade hällar.

De dalfyllnader, som ej är belägna i väl avgränsade dalar, ligger i områden, som under sen-glacial tid utgjorde dräneringsvägar för smältvatten, men som idag är helt torrlagda. Materialet är vanligen dåligt sorterat och saknar i stort sett egna former.

Resterande isälvsavlagringar utgörs av lateralt avsatta ackumulationer, som

bildar övergångsformer till issjösediment. Vanligen ligger dessa isälvsediment på sluttningar där förutsättningar för kortvariga dämningar har funnits. Materialets sammansättning och ytformer visar att det avsatts i rinnande vatten och alltså är att föra till isälvsavlagringarna.

Nedan följer en beskrivning av de enskilda stråken med isälvsavlagringar inom Moskoselbladet.

### Rullstensåsar

De flesta åsarna inom Moskoselbladet tillhör den s. k. supraakvatiska typen, men som G. Lundqvist (1940, s. 45) påpekar är strängt supraakvatiska åsar sällsynta. Flera av de större åsarna inom kartområdet har också bildats i samband med relativt stillastående vatten med ringa djup och utgör alltså en övergångsform mellan de strängt supraakvatiska och subakvatiska åstyperna.

I vissa depressioner har en uppsprickning av isen skett vid avsmältningen, och åsarna har bildats antingen subglacialt under de yttre delarna av isen eller subaerilt i öppna sprickor i isen. Dessa åsar, som normalt är uppbyggda av relativt grovt material, se fig. 38, kurva 6 och 7 samt fig. 42, saknar moränkappa och visar tydliga spår efter iskontakter vid de småsjöar som ofta omger dem. Till denna åstyp hör bl. a. Moskoselåsen.

De subglacialt bildade åsarna är uppbyggda antingen av morän omväxlande med isälvsediment eller överlagras den av sediment bestående åskärnan av en moränkappa. Rena moränåsar, som utgör ett mellanting av typ 5 och 6 av de av Kujansuu (1967, s. 39) beskrivna åstyperna förekommer också inom kartbladet. Sammansättningen framgår av fig. 38, kurvorna 3 och 4.

Det finns inom kartbladet även små, supraglacialt bildade åsar, som har avsatts oberoende av den underliggande terrängen. Dessa åsar är uppbyggda av fin-korniga sediment, vanligen sand och mo, se fig. 38, kurva 1 och 2, och sättningar och förkastningar i sedimenten förekommer allmänt.

Nedan följer en beskrivning av de enskilda åsarna inom kartområdet. De större åsarna har getts ett lokalt namn för att underlätta beskrivningen.

*Rappenåsen.* Namnet har ursprungligen avsett den relativt korta del av åsen, som ligger i anslutning till sjön Rappen, se G. Lundqvist (1952). Då det visat sig att samma ås med kortare avbrott fortsätter ner till Byske älv, sydost om Arvidsjaur, se fig. 5, har hela åssträckningen fått behålla det ursprungliga namnet.

Åsen sträcker sig igenom Moskoselbladets sydvästra hörn och utgörs vid sjön N. Reivo (0a) av en ca 15 m hög bildning med en plan överyta. Väster om sjön breddas huvudåsen och bildar ett smalt och flackt deltaliknande fält. Väster om åsen utbreder sig ett upp till 300 m brett område med isälvsgrus, som bildar små deltaartade partier och avrundade kullar och tväråsar vilka framträder i fig. 39. Den mest adekvata beteckningen på området torde vara den av J. Lundqvist (1969, s. 75) använda termen kamedelta. Omedelbart norr om N. Reivo kan åsen



Fig. 39. Del av det kamedelta som Rappenåsen bildar strax norr om N. Reivo (0a). — Foto förf.

*Part of kame delta north of N. Reivo (0a).*

följas som en eller ett par parallella ryggar, som är uppbyggda av ett stenigt isälvsgrus och omgivna av små tväråsar och åsnät. Efter en kamesliknande sträcka fortsätter åsen norrut som en enkel, 15—30 m hög ås med markerat krön i den trånga dalgången.

Finare sediment förekommer på båda sidor av åsen. Framför allt öster om den med åsen parallella vägen finns större förekomster av sand med små partier av finmo längs dalsidan. De finkorniga sedimenten är lokalt horisontellt skiktade.

Strax utanför kartbladets västra gräns finns en skärning genom åsen, som där består av ett horisontellt skiktat moigt till sandigt-grusigt och blockfattigt material, se fig. 40. Någon moränkappa har ej iakttagits på Rappenåsen.

Rappenåsen har bildats subglacialt och/eller subaerilt i den smala dalgången sydväst om Storliden, medan den i anslutning till N. Reivo avsatts som ett ofullständigt utbildat delta mellan kvarliggande dödisrester och i öppna sprickor i isen. Söder om Reivo övergår deltabildningen i en välutbildad sandúr.

De finkorniga sedimenten har avsatts lateralt längs med dalsidorna. Uppenbarligen har här existerat mindre lugnvattenbäcken under ett sent stadium av avsmältningen.

*Moskoselåsen* har tidigare kortfattat beskrivits av G. Lundqvist (1943, s. 70),

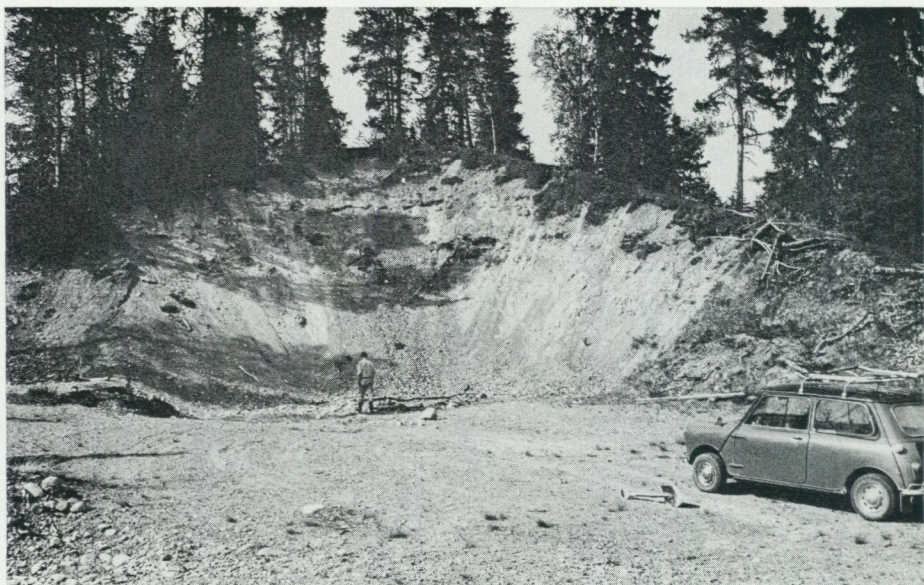


Fig. 40. Rappenåsen omedelbart väster om kartbladsgränsen. — Foto förf.  
*The Rappen esker.*



Fig. 41. Moskoselåsen söder om Tallsund (0e). Åsen består av ett flertal flacka åskärnor med mellanliggande mofyllda åsgravar. — Foto förf.  
*The Moskosel esker south of Tallsund (0e).*



Fig. 42. Skärning i blockdelta i Moskoselåsen 1.5 km sydsydost om Sauturjaure (1d). — Foto förf.

*Boulder delta in the Moskosel esker.*

och den finns upptagen på hans karta över rullstensåsar och isälvsdeltan (G. Lundqvist 1952).

Åsen börjar strax söder om kartbladsgränsen och är sannolikt en fortsättning av Korsträskåsen, som utgör en från Älvsbyn utgående biås till Piteälvsåsen, se Fromm (1965, s. 74 f.). I Lommträskets södra del, söder om vägen mot Rättsel (0e), utgjordes den numera utbrutna delen av Moskoselåsen av flera låga åskärnor med mellanliggande sedimentfyllda åsgravar, se fig. 41. Åskärnorna bestod av oskiktat blockförande stenigt grus, och de överlagrande sedimenten utgjordes av tydligt skiktad mo ur vilka åskärnorna stack upp.

Norr om Tallsund (0e) bildar den flacka åsen en smal, drygt 3 km lång halvö i Lommträsket. Åsen är genomgående täckt av oskiktad mo, vars mäktighet överstiger 0.5 m. På Lommträskets östra sida förekommer de moiga sedimenten upp till en nivå av 335—340 m ö. h., dvs. samma höjd som uppe på åsen och på Lommträskets västra sida.

Omedelbart norr om Lommträsket utvidgas åsen och bildar ett kulligt, i ytan sandigt kamedelta, som norrut avsmalnar och övergår i en 10—15 m hög getryggsås. 800 m norr om detta kamedelta utvidgar sig åsen till ett större blockdelta. Deltaplanet, som ligger drygt 355 m ö. h., saknar de moiga sediment som täcker stora delar av åsen. Deltat är uppbyggt av väl rundade block med en grusig och stenig mellanmassa, se fig. 42. Mycket tydliga iskontaktbildningar finns i an-



Fig. 43. Skärning genom proximaldeltats distalsida strax norr om Moskosel (2d). — Foto förf.  
*Distal part of the proximal delta north of Moskosel (2d).*

slutning till de sjöar, som omger åsnätet och deltabildningen. Från blockdeltat fortsätter åsen som en sammanhängande, enkel och ganska låg rygg, vars krön ligger ca 15 m under blockdeltats överyta. Ända fram till Moskosel-Arvidsjaurvägen fortsätter denna oansenliga rygg, som sticker upp 5—8 m ur de omgivande moiga sedimenten. Nordväst om Sauturjaure (1d) delar åsen upp sig i två armar, som återförenas efter 500 m. Den västra förgreningen når lokalt över 345 m ö. h., och här kommer det grusiga och steniga åsmaterialet i dagen. I övrigt täcks åsen mellan blockdeltat och ovannämnda väg överallt av minst 0.4 m grovmo, som på några ställen visar en svag skiktning, se även s. 78.

Sydväst om Moskosel blir åsen åter större och består där av ett blockfattigt stenigt sandigt grus. Runt Moskosel ligger stora områden med isälvs sand, som till en del sannolikt avsatts i samband med åsens bildning. Strax söder om byn är den moiga sanden tydligt skiktad med kraftigt snedställda skikt, som stupar mot söder och sydost.

Åsen upphör väster om Moskosel. Dess mest proximala delar utgörs av två stora kullar med isälvsgrus, varav den ena ligger på Malmesjaures södra sida, omedelbart söder om bron över sjön, medan den andra ligger på sjöns norra sida ca 2 km väster om bron.

Starkt strömmande vatten har utformat blockrika erosionsbranter i den söder om Malmesjaure belägna kullen, och en del av det uteroderade materialet ligger som låga gruskullar söder om sjöns utlopp i Moskoselet (3d), se principskiss i fig. 51.



Fig. 44. Välsorterad, horisontellt skiktad isälvssand strax nordost om Moskosel (2d). — Foto förf.

*Glaciofluvial sand northeast of Moskosel (2d).*

Den andra kullen, som utgör en 15 m hög udde i Malmesjaure, består av ett horisontellt skiktat, ofullständigt sorterat isälvsgrus med linser av välsorterad sand och grus.

Mellan kullarna ligger stora frispolade hällområden och grovt moränliknande grus, som mot öster bildar ett utbrett proximaldelta (se även G. Lundqvist 1943, s. 70). Deltats numera genom grusexploatering förstörda distalsidor (se fig. 43) har av allt att döma utgjorts av branta iskontaktbildningar, och vid deltats bildning har gruset avlastats mot dödis, som legat kvar i det nuvarande Moskoselet.

Distalt övergår det grova proximalgruset i mycket välsorterad sand (se fig. 44), som täcker stora områden kring Moskosel och nordväst om Moskoselet. Skikt-mätningar, som gjorts i sanden norr om proximaldeltat, visar att sanden avsatts från söder och sydväst. De stora och flacka fälten med horisontellt skiktad välsorterad sand (se analys 10512) utgör till största delen distalsediment till proximaldeltat. Sanden har avsatts mellan kvarliggande dödisblock i det issjösystem, som då täckte delar av dalen kring Moskosel, se fig. 51.

Omedelbart norr om Moskoselet finns relativt stora förekomster av sand och mo. Mon är ofta strömskiktad och överlagrad av ett lager med grus av växlande mäktighet.

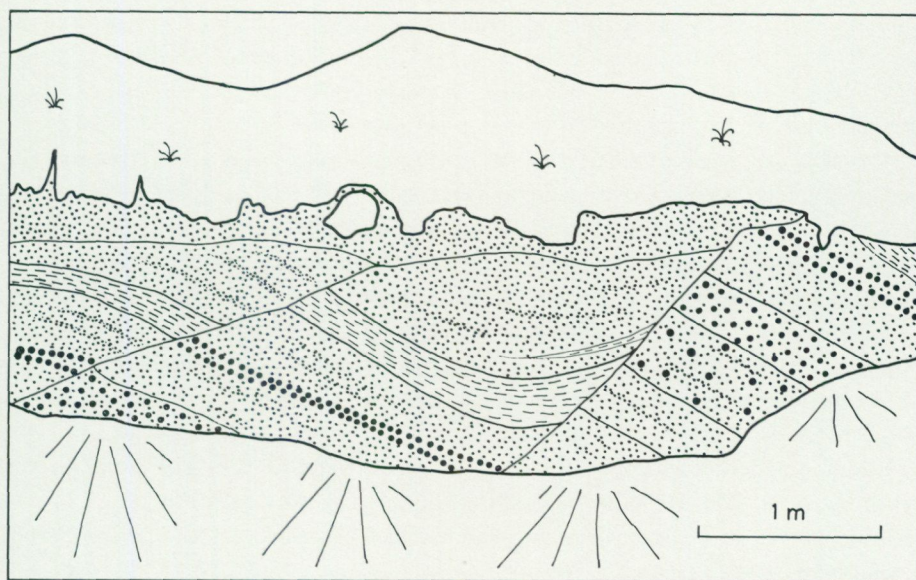
De mot norr tillfälligt mindre utbredda sedimenten bildar ca 3 km norr om Moskoselet ett svagt kuperat fält med grus, som i väster övergår i sandiga och moiga sediment. Norr om en i det flacka sedimentområdet utbildad distalbrant vidtar ett erosionsområde mellan Abmoälven, Piteälven och järnvägen.

Förutom de ovan beskrivna stora åsarna förekommer inom Moskoselbladet flera mindre åsar, som helt eller delvis avsatts subglacialt, av dessa är Kåbdalisåsen den största.

*Kåbdalisåsen*, som är drygt 6 km lång, börjar ca 3 km norr om Åroivare (7i) som en terrassliknande bildning men övergår efter några kilometer i en oregelbundet utbildad kullig rygg. Söder om Arpatsbäcken är åsen uppbyggd av ett stenigt grus, som lokalt är dåligt sorterat och moränlikt. Norr om Arpatsbäcken består åsen av en eller flera, 10—15 m höga, parallella ryggar, som utan avbrott fortsätter till i höjd med Kattekvare (8h). Omedelbart norr om Arpatsbäcken är åsen uppbyggd av sand, medan de nordligare delarna består av ett relativt grovt, småblockigt grus. Något moränmaterial har ej iakttagits i åsen norr om Arpatsbäcken. Kåbdalisåsen omges, liksom flera av de mindre åsarna, av breda och nästan helt jämna sedimenttytor, vars sammansättning varierar mellan grovmo och grus. Sedimenten, som omger Kåbdalisåsen, hänger delvis samman med ett annat sedimentstråk, som ligger väster och sydväst om Kattekvare. Detta senare område utmärks av flacka grusytor genomdragna av enstaka torrlagda strömfåror. Endast ett par små åsliknande ryggar finns utbildade i Kattekvare-sedimenten. Söder om Kattekvare är de mera sandiga delarna av sedimenten delvis täckta av morän, varför det är troligt, att i varje fall mindre delar av sedimenten avsatts subglacialt.

*Kuoutelisvaratjäsen* är mycket oregelbundet utbildad och hänger genetiskt samman med det kraftiga erosionsområdet sydväst om Tjellejaure, se fig. 71. Åsen uppträder först som spridda sand- och gruskullar längs dalsidorna söder om Kårsåvare (8d). Norr om Kuoutelisvaratj (7d) uppträder den ömsom som en välutbildad 3—4 m hög sand- eller grusås, ömsom som korta åsstumpar, vilka uteslutande består av block. Vid den norrut gående vägen har åsen två ca 5 m höga åskärnor, vars sammanlagda bredd uppgår till 70—80 m. Dessa är uppbyggda av med ytan konkordant skiktade metertjocka sand- och mopackar. Tunna mjälaskikt uppträder i mopackarna. Väster om vägen består åsen av sand, som till stor del är överlagrad av morän eller steniga sediment. Ca 1 km väster om den norrut gående vägen uppträder sättningar och förkastningar i de yttre delarna av åskränet, som där består av ursprungligen horisontellt skiktade lager av mo och sandigt grus. De skiktade sedimenten överlagras av ett helt oskiktat stenigt molager, se fig. 45.

Längre västerut uppträder endast sporadiskt en tydlig ås bland de flacka sand-



Grus och Sand  
*Gravel and Sand*
 Grovmo  
*Fine sand*
 Finmo  
*Coarse silt*

Fig. 45. Förkastningar och sättningar i Kuoutelisvaratjäsen omedelbart norr om Kuoutelisjaure (7c). Störningarna har uppkommit i samband med avsmältningen av den is mot vilken sedimenten avsattes.

*Faults in the Kuoutelisvaratj esker. When the protecting ice melted away, the glaciofluvial sand was disturbed.*

och gruskullarna. De korta åsstumparna är 2—3 m höga och består av blockigt grus, men även enstaka 6—8 m höga kullar med sand förekommer norr om Kuoutelisjaure (7c). Kuoutelisvaratjäsen utgörs längst i nordväst av oregelbundet formade, flacka sand- och gruskullar, som vid vägen mot Reuna bildar ett stort kameområde.

Mellan Kuoutelisjaure och åsen ligger ett högst någon meter mäktigt lager av grovmo och finmo ovanpå moränen.

Kuoutelisvaratjäsen har avsatts under mycket skiftande förhållanden. Delar av åsen kan ha avsatts subglacialt, medan andra delar sannolikt sedimenterat uppe på isen eller i öppna sprickor i isen. Då den is avsmälte, mot vilken sedimenten ursprungligen avsattes, uppstod de på fig. 45 avbildade sättningarna. Uppkomsten av liknande sättningar i recenta bildningar visas av Boulton (1972, s. 370). De finkorniga sedimenten norr om Kuoutelisjaure har avsatts i lokalt uppdämda issjöar.

*Njallejaureåsen*, som ligger söder om Skirvo (0h) i sydöstra delen av kartbladet, utgör en förgrening av det åssystem till vilket Moskosel-Korstråskåsen hör. Åsen tycks börja i Grundselåns dalgång omedelbart öster om Rättselet (söder om kart-

kanten), och försvinner norrut i det moränbacklandskap, som ligger söder om Skirvo. Njallejaureåsen är en 5—8 m hög, starkt slingrande ås, som är uppbyggd av ett relativt grovt isälvsgrus och delvis täckt av en tunn moränkappa.

Sydost om Tiellejaure (7f), som är uppdämd av isälvsgrus, finns en liten ås på västra sidan av dalgången. Åsen är omgiven av isälvsmaterial och delvis genombruten av glaciälviala erosionsrännor. Den består till största delen av sand och grus, men i den södra delen av åsen har morän påträffats ned till ett djup av 50 cm.

Den subaerila åstypen, som beskrivits av framför allt Tanner (1928 m. fl. arbeten), representeras av ett flertal små åsar uppbyggda av sand och mo.

*Tjärgetåsen* omedelbart söder om Stor-Tjärget (5e) är ca 1 km lång, 4—5 m hög och relativt flack men kullig. Den består av med överytan konkordant skiktad sand och omges av ett bälte med sand och grovmo. Åsen är genomsatt av talrika mindre förkastningar.

Väster om denna ås uppträder spridda kullar av sand och grus, som avsatts samtidigt med åsen. Både åsen och kullarna har avsatts i sprickor eller i lokala små issjöar ovanpå isen. Liknande bildningar i Värmland har beskrivits av J. Lundqvist (1958, s. 81).

*Serpraåsen*, ca 1 km sydväst om sjön Serpra (2c), *Jurrejaureåsen* sydost om Tabmokåive (5e) samt den korta *Grundträskåsen* vid Nörd-Grundträskets västra spets (2j) är samtliga bildade supraglacialt. Till denna kategori kan också räknas den sämre utbildade åsen ca 2 km norr om Åroivare (7i).

Alla dessa åsar är huvudsakligen uppbyggda av väl sorterad sand och mo, de är 5—10 m höga och har ett avrundat krön, se fig. 46. De svagt slingrande åsarna saknar block och morän i ytan. Flera av dem har bildats oberoende av den underliggande terrängen. Den normala avsättningsriktningen för dessa supraglaciala åsar är från väster eller norr mot öster eller söder. Detta tycks dock inte gälla *Jurrejaureåsen*, som tycks ha avsatts från öster mot väster. *Jurrejaureåsen* är i den högre liggande östra delen uppbyggd av ett stenigt grus, medan den nordvästra delen består av en 7—8 m hög kulle av strömskiktad grovmo. Enstaka sättningar har stört skiktningen, som stupar mot nordväst. *Jurrejaureåsen*, *Serpraåsen* och i viss mån *Grundträskåsen* omges av flacka fält av grovmo och sand, som på kartan betecknats som issjösand.

De övriga supraakvatiska åsarna är bildade subglacialt och består av sämre sorterat material och är mindre till formatet. Exempelvis består den korta, 2—4 m höga åsen vid N. Hundträsket (2c) av omväxlande morän och moiga eller sandiga sediment. Lokalt förekommer det en tunn moränkappa ovanpå en kärna av sediment. De båda åsar, som ligger vid Njallavaratj (5f) respektive omedelbart söder om Serpra (2c), består av 2—3 m höga ryggar med blockig yta. Båda åsarna är uppbyggda av ofullständigt sorterat sandigt grus.

Två små åsar, den ena på Tjappsåives östra sluttning (1c) den andra nordost om Sörliden (0g), består av ett moränartat material (se kurvorna 3 och 4 i fig. 38), som är luckert och blockigt i ytan. Åsarna är korta, 2—4 m höga, och oriente-



Fig. 46. Liten sandås vid Nörd-Grundträsket (2j). — Foto förf.  
*A small sand esker at Nörd-Grundträsket (2j).*

rade ungefär vinkelrätt emot höjdkurvorna. Båda åsarna utgör ett mellanting mellan typ 5 och 6 enligt den indelning som Kujansuu (1967, s. 39) gjort. Åsarna är alltså subglacialt eller englacialt bildade, genom att moränmaterial, som samlats i tunnlar i isen, ej utsatts för någon nämnvärd sortering av smältvatten.

*Piteälvsåsen.* Öster om Lapmovare (4i), i Sikåns och Varjisåns gemensamma dalgång under HK, ligger ett åsstråk, som inom Moskoselbladet börjar söder om St. Globerget (4j) och kan följas ca 1 mil mot nordväst. Åsen utgör fortsättningen på den av Fromm (1965, s. 74) beskrivna huvudgrenen av Piteälvsåsen, vilket förklarar varför åsen fått detta något omotiverade namn. Åsen utgörs av en sammanhängande, väl markerad rygg, som börjar strax väster om Åkroken (se Fromm 1965, södra delen av jordartskartan, ruta G 2) och fortsätter fram till Skräckselet på Moskoselbladet, se fig. 5. Den del av åsen, som ligger inom Moskoselbladet, väster om St. Globerget, är en 8—10 m hög mycket flack rygg, som i ytan består av grovmo och sand. Norr om Skräckselet, där åsen genomskärs av Sikån, har följande lagerföljd uppmätts i Sikåns strandbrink:

- 0—1.5 m tydligt skiktad mellansand och grovmo
- 1.5—3.0 m svagt skiktad mellansand och grovmo
- 3.0—5.3 m svagt skiktad mellansand med inlagrade klumpar av varvig lera och mjåla i de övre delarna
- 5.3—6.8 m tydligt skiktad mellansand och grovmo.

Sannolikt utgörs de översta 4—4.5 m av utsvallat och omlagrat material. Den flacka åsprofilen tyder också på att det skett en viss svällning av det lättroderade åsmaterialet i samband med att området höjde sig över havets dåvarande nivå. Denna del av Piteälvsåsen ligger 125—140 m ö. h.

Norr om Skräckselet fortsätter åsen i form av 10—12 m höga kullar och korta åsryggar. Endast på ett ställe har block iakttagits i åsens överyta. Skärningar i kullarna saknas, men de översta metrarna tycks genomgående bestå av svagt, mer eller mindre horisontellt skiktad sand eller mo.

Sydväst om Aktseberget (5j) breddas åsen tillfälligt och bildar en 400 m bred kulle med flack överyta, i vilken ett par dödisgröpar finns bevarade. De högsta delarna på kullen ligger ca 190 m ö. h.

Nordväst om Aktseberget försvinner åsen i de omgivande sandiga sedimenten.

De hitintills berörda isälvsavlagringarna är morfologiskt väl utbildade och framträder i terrängen som åsar i någon form. Inom Moskoselbladet är dock inte dessa avlagringar de arealmässigt dominerande utan de formlösa dalfyllnaderna, som finns i de större dalarna. Dalfyllnaderna utgörs av flacka eller svagt kupeerade utdragna sedimentbankar, genom vilka vattendragen eroderat sina recenta fåror. Normalt saknas deltanans jämna plan och distalbranter liksom sandurbildningarnas strömfåror. Nästan genomgående är dalfyllnaderna uppbyggda av grovt material och de är ofta blockiga i ytan. I extrema fall kan det vara svårt att skilja sådana grova isälvsavlagringar från blockrika urspolade moräner, som också förekommer i dalarna, se även A. Hamberg (1906, s. 47).

#### Dalfyllnader och liknande isälvsavlagringar

De olika dalarnas isälvsavlagringar tas i beskrivningen upp i följande ordning: Piteälvens dalgång, Tjartsedalen, det flacka området mellan Trollforsen och Iggejaure, Varjisåns, Telebäckens och Sikåns dalgångar samt området nordost om Sikån.

Den östligaste delen av *Piteälvsdalen* upptas inte av dalfyllnader, utan av ett stort delta, som byggts upp till ca 180 m ö. h. Detta delta, som av Hoppe (1969, s. 13) kallas randdelta (jämför Hörnsten 1964, s. 188, som har en annan uppfattning om liknande bildningar i Ångermanland), består i de distala delarna strax öster om kartbladsgränsen av en horisontellt skiktad mo och mjäla, som överlagras av 1—2 m sand. Deltat, som sannolikt byggts upp till en nivå strax under HK har utsatts för erosion i ett par omgångar vid landhöjningen efter isavsmältningen. Torrlagda, lägre liggande älvfåror finns utbildade i den södra delen av deltat. Hela den södra och sydöstra kanten utgörs av en upp till 10 m hög erosionsbrant. Den underliggande mon och mjälan utgör sannolikt distala isälvsavlagringar, medan den överliggande sanden bör räknas till älvmynnings-sedimenten enl. Fromm (1965, s. 79).

Den östra delen av detta delta har räknats till havs- och sjösedimenten, som behandlas på s. 76.

Mot väster blir sedimenten grövre, och övergår från sand till grus ca 3.5 km väster om kartbladsgränsen. Det grusiga deltaplanet fortsätter på ungefär samma nivå fram till Benbryteforsen (3i). På älvens södra sida finns flacka fält med sand och grus, och ett stråk av grövre grusiga och blockiga sediment följer älvens södra strand. Dessa blockförande sediment ligger i en mycket svagt välvd bank, som eventuellt har utgjort kärnan i en eroderad och omlagrad Piteälvsås.

Isälvsedimenten i Piteälvens dalgång fortsätter väster om Benbryteforsen, vars hällar är frispolade upp till 215 m ö. h. Stora flacka fält med stenig sand och grus ligger utsträckta parallellt med älven. Mellan Benbryteforsen och Storholmen (3g) omges de grusiga isälvsavlagringarna bitvis av smala strängar av sand och mo, vilka ej markerats på kartan.

Storholmens förlängning mot väster utgör en ca 15 m mäktig, flackt välvd utvidgning av dalfyllnaden. Den är uppbyggd av stenigt grus, som distalt (i östra delen) har högre sandhalt och är bättre sorterat. Enstaka strömfåror förekommer mellan den norra dalsidan och de högre liggande centrala delarna av bildningen. Den flacka kullen har bildats i övergången mellan en trång och djupt nerskuren del av Piteälvens dalgång och en mera öppen och bred del av dalen. Isälvsgruset har avsatts utanför den trånga delen av dalen, där vattnets strömhastighet och transportförmåga plötsligt avtagit. Sedimenten tycks ha byggt upp ett ofullständigt utbildat delta till strax under den dåvarande vattennivån, medan de yttre delarna av den svagt böjda dalen utsattes för en kraftig erosion. De frispolade hällarna vid Tjartsedalens mynning vittnar om denna erosion.

Mellan Storholmen och Öv. Ljusselforsen (4d) ligger i övrigt endast smala fält av isälvsgrus omväxlande med långa hällområden längs den på detta avsnitt djupt nerskurna älvfåran. Både sediment och hällar förekommer upp till 20 m över den nuvarande vattenytan, vilket visar att den sen-glaciala dräneringen i Piteälvens dalgång har varit synnerligen kraftig. Vid Öv. Ljusselforsen, där de flackt liggande isälvsavlagringarna genomskärs av Piteälven, kan man urskilja en grövre blockförande grusig del omgiven av sand och grus, som saknar block i ytan. Möjligen utgör den blockiga delen en fortsättning på en nederoderad Piteälvsås.

Strax väster om Öv. Ljusselforsen försvinner isälvsgruset i det av erosion präglade området väster om Abmoälven, och dalbottnen täcks av en synnerligen blockrik urspolad grusig morän. Det har dock ej varit möjligt att kontrollera sammansättningen på djupet, varför det inte är helt uteslutet att jordarten i stället bör betecknas som ofullständigt sorterat och blockrikt isälvsgrus. Det finns med andra ord risk för att isälvsgruset sydost om Björnideforsen (5b) är underrepresenterat på jordartskartan.

Väster om Kåddevaratj (5c) har en stor del av det sen-glaciala smältvattnet avlänkats mot öster och mellan Trollforsen (5b) och Iggejaure (5d) finns kraftiga urspolningar och utbredda grova isälvs sediment, se s. 69.

Väster om de stora hällområdena vid Trollforsen ligger isälvsgrus i oregelbundna kullar längs dalsidorna, medan det mitt i älven byggs upp flacka grusbankar, som genombrutits och eroderats av den nuvarande älven.

Mellan Akkajaure (6a) och älven ligger sandurliknande bankar, som delvis byggs upp på läsidan av frispolade hällar. Tydliga iskontaktbranter finns utbildade på Akkajaures sydsida, och ett dödisblock, mot vilket sedimenten har avsatts, måste ha avsnörts i den nuvarande sjön. I små uppdämda bäcken och lugnvatten norr om Akkajaure har finkorniga sediment kunnat avsättas.

Ett litet dräneringsstråk, som kommer från höjdområdena i nordväst utanför kartkanten, mynnar vid Akkajaure. Frispolade hällar och små gruskullar ligger i botten på dalen nordväst om sjön.

Längs Puoktjajaures norra strand (6a) fortsätter isälvsavlagringarna som flacka fält med enstaka strömfåror bevarade i ytan. Omedelbart öster om Jäknajaure är dalbotten genomsatt av kraftiga erosionsspår, som vittnar om att vattennivån i Jäknajaure varit betydligt högre, och den i Piteälven utströmmande vattensmängden avsevärt större.

*Tjartsedal*en, som förbinder Lullejaure vid Moskosel med Piteälven vid Storholmen, har under senglacial och möjligen postglacial tid utgjort en av dräneringsvägarna från Malmesjauresänkan.

De sandiga sedimenten i Tjartsedalens nordöstra del har avskurits vid Storholmen av Pite älv. Det svagt kulliga sandområdet begränsas mot norr i Pitedalen av en ca 10 m hög erosionsbrant.

Öster om Sarvasmyran (3g) täcker en solfjäderformad sandur Tjartsedalens botten. Sandurbildningen, som avsatts distalt om en mycket smal del av Tjartsedalens, består av grovt stenigt grus, som mot de yttre delarna övergår i sand. De centrala och sydöstra delarna av sandurn har en blockrik och delvis storblockig yta, och ett par bergsklackar sticker upp ur sandurns proximaldel. Strömfåror genomdrar bildningen, och framförallt i de distala östra delarna förekommer det rikligt med maximalt 2 m djupa och ett par hundra meter långa erosionsfåror. Möjligen utgörs de centrala delarna av sandurn av endast ett tunt sedimenttäckte ovanpå morän, medan de yttre delarna består av grus och sand till ett djup av minst 2.5 m av erosionsfåror och små grustäcker att döma.

Vid en av de uppstickande bergsklackarna syns tydliga strömningsfenomen. På proximalsidan har ett grovt stenigt och grusigt sediment ackumulerats mot hällen, medan den distala läsidan i stället har överfördjupats av erosion. Liknande fenomen har iakttagits vid Akkajaure.

Mot väster täcks Tjartsedalens botten av ofullständigt sorterade grusiga sediment med ett varierande inslag av sand. Sedimenten ligger i flacka bankar, som genom att de ställvis genomsätts av torrlagda strömfåror har sandurkaraktär. Det ofullständigt sorterade blockiga gruset i dalens västligaste del har avsatts som bankar på båda sidorna av en svagt vindlande erosionsfåra.

Iskontaktbranter finns på distalsidan av det korttransporterade grus, som



Fig. 47. Kraftigt urspolat område strax öster om Lullejaure vid Tjartsedalens västra ände (2d, 2e). — Foto förf.

*Water-eroded area between Lullejaure and the western part of the Tjartsevalley (2d, 2e).*

finns i anslutning till det stora frispolade hällområdet öster om Lullejaure (2d). Mellan hällområdet och Lullejaure finns utbredda blockmarker, som huvudsakligen består av mycket korttransporterade delar av den underliggande berggrunden och enstaka avrundade längre transporterade block, se fig. 47. Passpunkten mellan Lullejaure och Tjartsedalen ligger drygt 330 m ö. h. omedelbart öster om sjön, medan Lullejaures yta enligt generalstabskartan ligger 328 m ö. h.

*Dräneringsstråket mellan Trollforsen och Iggejaure.* Terrängen mellan Varjisån och Iggejaure består av flacka sandkullar omväxlande med grunda myrar och myrstråk, som framför allt i de sydvästra delarna ligger i gamla strömfåror. Mellan vägen mot Varjistråk och Iggejaures utbuktning mot öster (5d) finns ett oregelbundet och mera kuperat kameområde med sand. Från Iggejaure och västerut blir strömfåror och erosionsspår allt mera markerade. De tunna och oskiktade sandavlagringar, som finns bevarade mellan de frispolade hällarna och myrarna, är grövre och sämre sorterade mot väster och övergår så småningom i ett korttransporterat blockigt grus, som ligger i bankar och östvästliga stråk. Detta landskap, som präglats av strömmande vatten och dess erosions- och ackumulationsformer, fortsätter till Trollforsen (5b). Terrängen stiger från 305—310 m ö. h. vid Iggejaure till 335—340 m ö. h. vid de lägst liggande passpunkterna nordväst om Kåddevaratj (5c). Piteälven faller samman-

lagt vid Trollforsen från 376 m ö. h. till ungefär 335 m ö. h. enligt topografiska kartan, och det är alltså vid de nedre delarna av dessa fall som dräneringsstråket förgrenar sig. Väster om Kåddevaratj utbreder sig ett stort plant fält av grovt och ofullständigt sorterat sandigt isälvsgrus med hög blockhalt i ytan (se analys nummer 11183). I de högre belägna områdena mot Kåddevaratj västsluttning består sedimenten i huvudsak av sand och är avsevärt bättre sorterade.

Söder om Kåddevaratj fortsätter ett med ovannämnda sedimentplan sammanhängande grus- och sandområde mot järnvägsbron över Pite älv, vid vilken isälvsavlagringarna är terrassformiga och genomdragna av ett par stora, numera av torv och vatten fyllda strömfåror. Ett tydligt erosionshak mot Piteälvdalens lägre delar finns utbildat i sanden. Längs älven, öster om järnvägsbron kan sandterrassernas fortsättning följas i form av ett block- och myrtäckt erosionsstråk, som omges av små sandterrasser. Erosionsstråket står i förbindelse med Piteälvens lägre dalgång genom marginalt utbildade glaci-fluviala torrdalar.

Hela detta område mellan Trollforsen och Iggejaure har utformats av starkt strömmande vatten under relativt kort tid, vilket visas bl. a. av de ofullständigt sorterade och grova sediment, som täcker stora delar av området.

*Sedimenten inom Lapmovareområdet.* Inom detta område, där Varjisån, Telebäcken och Sikån rinner samman, förekommer under HK tre typer av i vatten avsatta sediment: 1) isälvsavlagringar, 2) havssediment och 3) älv- och svämsediment. Av dessa tre typer är älv- och svämsedimenten, som förekommer i mycket begränsad omfattning i samband med för dessa sediment typiska recenta och subrecenta korvsjöar och meanderbildningar, relativt lätta att urskilja. Det är betydligt svårare att dra gränsen mellan isälvsavlagringar och havssediment och mellan isälvsavlagringar och älvsediment, om skärningar och typiska ytformer saknas. Övergångsformer mellan dessa sedimenttyper är diffusa och flytande, speciellt i sådana områden som detta, där sedimentationen skedde på grunt vatten i den havsvik, som täckte området sedan isen avsmält.

Som exempel på övergången mellan distala isälvsediment och älvmynnings-sediment kan nämnas den lagerföljd, som uppmättes ca 2 km sydost om sammanflödet mellan Sikån och Telebäcken (6i) i Sikåns strandbrink:

0—1.5 m svagt skiktad, något grusig sand

1.5—9.5 m tydligt skiktad mo och mjåla, som i de djupare delarna av lagerföljden förgrovas något. En viss varvighet finns utbildad i sedimenten, och inom vissa horisonter förekommer det ripples.

Exakt var gränsen går mellan de överliggande älvmynnings-sedimenten och de underliggande distala isälvs-sedimenten går ej att avgöra, då övergången mellan sedimenttyperna är successiv. De översta metrarna torde dock kunna räknas till älvsedimenten. Under HK inom Moskoselbladet har till isälvsavlagringarna räknats sådana sediment, som visar stark påverkan av strömmande vatten, och sådana avlagringar, som uppenbarligen avsatts i samband med avsmältande is-

block. De jämna avlagringarna av väl sorterad sand och mo har förts till havs-avlagringarna, men någon klar skillnad mellan dessa och isälvsavlagringarna föreligger inte. Denna gränsdragning är följaktligen subjektiv och ofta osäker, men gränsen torde å andra sidan vara av ringa praktisk betydelse.

*Varjisådalens isälvsavlagringar* präglar åns dalgång från Skräckselet i sydost (4j) till Stor-Varjisträsket i nordväst (6e). Sydost om Lapmovare ligger en drygt 1 km lång åsliknande bildning, som är orienterad i nord—syd. Ryggen, som på den östra sidan är 7—8 m hög, har en betydligt flackare sluttning mot väster än mot öster. Ryggen är uppbyggd av ett stenigt blockförande grus, som den översta halvmetern är något finare och bättre sorterad.

De stora vattenmängder, som vid isavsmältningen strömmade genom Varjisåns dalgång, miste sin transporterande förmåga söder om Lapmovare, där dalen breddas, och det grova materialet avsattes på läsidan av Lapmovare i form av en bred bank med en flack västsida och en avlastningsbrant mot öster. Diffusa strömfåror finns på den västra sidan av banken. Efter ett kort erosionsavsnitt söder om Lapmovare, där dalen domineras av frispolade hällar med omgivande oregelbundna kullar av sand och mo, vidtar mot norr en flack dalfyllnad med till synes oskiktad sand och grus längs Varjisån.

Isälvsavlagringarna breder ut sig nordväst om Lapmovare, och en del av sedimenten täcker området mellan Varjisåns dalgång och Sikån. Nordväst om Lapmovare, i anslutning till Varjisån, byggs de flacka fälten upp av ett sandigt grus med hög blockhalt i ytan, medan materialet mot sydost är sandigt och bättre sorterat. Blockhalten avtar också mot sydost, och norr och nordost om Lapmovare är sedimenten helt blockfria. Myrfyllda, grunda och breda strömfåror förbinder Varjisåns dalgång norr om Lapmovare med Sikåns dalgång öster om Lapmovare.

De flacka sedimentfälten har byggts upp till 170—175 m ö. h., medan gränsen mellan de grusiga och sandiga sedimenten i Varjisåns dalgång norr om Lapmovare och moränen norr därom i stort sett följer 180—185 metersnivån.

Varjisåns isälvsavlagringar fortsätter längs dalen i form av mycket flacka och långsträckta bankar av grus. Sedimenten, vars utseende eller form ej förändras över HK, är relativt tunna och genomsätts av äldre, nu torrlagda strömfåror till Varjisån. Norr och nordväst om Junkaberget (5g) smalnar dalen, och de grusiga sedimentens utbredning och mäktighet avtar. Liksom i Piteälvens dalgång ses en stark tendens till ansamling av grus i innerdelen av de svaga krökarna, medan ytterdelen har utsatts för en kraftig erosion.

Nordost om Stor-Tjärget (6f) omges dalfyllnaden av små och spridda kullar av sand och grovmo. Omedelbart öster om Stor-Varjisträsket (6e) är de i dalen utbredda isälvsavlagringarna blockiga, grusiga och dåligt sorterade. I övrigt saknas grova sediment omkring Stor-Varjisträsket, där de i stället ersätts av moiga, flacka issjösediment framför allt omkring byn Varjisträsk, där sedimentytorna är uppodlade.

Varjisträsk (6d) ligger i anslutning till en sedimentanhopning framför myn-

ningen på den djupt nerskurna ravinen mellan Alep Låmenåive och Pakteväre. Ravinen har bl. a. utgjort dräneringsväg för vattnet från små issjöar, som dämtes upp norr om dessa berg. I ravinens mynning har ett rent blockmaterial avsatts, medan de yttre delarna av sedimenten utgörs av sand och grus, som bildar oregelbundna kullar och ryggar.

Omedelbart väster om Stor-Varjisträsket ligger oregelbundna flacka kullar med sand och grovmo, som hänger samman med det ovan beskrivna området mellan Iggejaure och Trollforsen. Lokalt har observerats mer än 3 m horisontellt skiktad sand, som innehåller enstaka block. Små ytor med metermäktig finmo förekommer i Varjisåns dalgång ca 1 km väster om Stor-Varjisträsket. Finmon överlagrar en moig morän, som i det översta skiktet är urspolad och grusig. I övrigt täcker isälvsgrus de lägre delarna av Varjisåns dalgång väster om Stor-Varjisträsket. Gruset fortsätter som en flack, mot väster avsmalnande dalfyllnad, som på båda sidor omges av den tidigare skildrade ablationsmoränen.

Strax öster om vägen mot Kuoutelisvaratj (6c) upphör isälvsavlagringarna i Varjisåns dalgång. Från norr tillstötter däremot ett kraftigt dräneringsstråk med ett ofullständigt sorterat blockigt grus och djupt nerskurna strömfåror. Sublaterala skvalrännor, som mynnar i de långa torrdalarna, tyder på att sediment och erosionsdalar till stor del bildats subglacialt.

Väster om Lill-Varjisträsket ligger små mängder sand och finare sediment i den smala dalen. Dessa sediment, som är avsatta under relativt lugna förhållanden, är horisontellt skiktade med svag strömskiktning i vissa lager.

Norr om Akkajaure (6a) böjer Varjisån av mot nordväst, medan det sennglaciala dräneringsstråket fortsätter mot väster. I anslutning till kartområdets yttre delar förekommer grovt, dåligt sorterat och kantigt isälvsgrus, som avsatts av ett från väster kommande smältvatten. Det tidigare nämnda isälvsgruset nordväst om Akkajaure har avsatts i en förgrening till samma dräneringsstråk. Detta stråk går att följa västerut på kartbladet 25 I Stensund till Taktalisjaure, varifrån det eventuellt haft förbindelse med Jäknajaures vatten under sennglacial tid.

*Sikåns dalgång* består norr om Lapmovare till största delen av mycket jämna sandfält, som bildats i den havsvik, som under sennglacial tid täckte de lägre delarna av terrängen kring Lapmovare. Norr om Lapmovare, omkring sjöarna vid Sikåns västra sida (5i), bildar sanden ett flackt kamelandskap, som genomdrages av enstaka strömfåror. De högsta sandkullarna når enligt den topografiska kartan drygt 180 m ö. h.

I anslutning till moränen i västra delen av kameområdet tycks sedimenten ha en högre mohalt. Lokalt förekommer inom sandområdet små moränytor och blockanrikningar.

På grund av att sedimenten antas ha avsatts i kontakt med avsmältande is, har de på jordartskartan markerats som isälvsavlagringar.

Öster om Sikån, omkring Anna-Erikatjärn (5i), som är belägen ca 180 m ö. h., finns en mängd mindre sjöar i den för övrigt jämna sedimentytan. Sjöarna



Fig. 48. Flacka sedimenttytor präglar Sikåns dalgång norr om Lapmovare (6i). — Foto förf.  
*Very smooth plains of sediments are typical for the Sikå valley north of Lapmovare (6i).*

utgör fördjupningar efter isblock, som bäddats in i sanden, då denna avsattes i samband med utbildandet av HK. Uppenbarligen har den glacifluviala och glaciala påverkan på sedimentationen varit mindre på östra sidan av Sikån. Vattendjupet var sannolikt större där än väster om Sikån och sedimenten, som på kartan markerats som havssediment, utgör ett mellanting mellan havssediment och isälvssediment.

Mot nordväst sker en successiv övergång till grova grusiga isälvsavlagringar i den innersta delen av Sikåns dalgång under och strax över HK. Så när som på de talrika sjöarna är sedimentytan alldeles jämn, vilket framgår av fig. 48.

Isälvssedimenten i Sikåns dalgång fortsätter mot nordväst som ryggar och bankar uppbyggda av grovt blockigt grus. De utgör delvis erosionsrester efter en kraftig senglacial dränering. Sydväst om Åroivare följer en del av isälvsgruset Sikåns dalgång, medan ett andra stråk följer en bäck mot norr. Sannolikt utgör Kåbdalisåsen en fortsättning på detta mot norr avvikande dräneringsstråk.

Sedimenten i Sikåns dalgång är i de sydöstra delarna relativt väl sorterade och består av ett stenigt sandigt grus. Skiktningen har, då sådan iakttagits, varit mer eller mindre horisontell. Längre mot nordväst blir sedimenten sämre sorterade och växlar snabbt i sammansättning. Mycket dåligt sorterade moränlika sediment med linser av väl sorterat grus och sand är vanliga i dalgången liksom mera moränliknande partier, se s. 35. Nordväst om Kainolatjvare (7h) uppträder åter

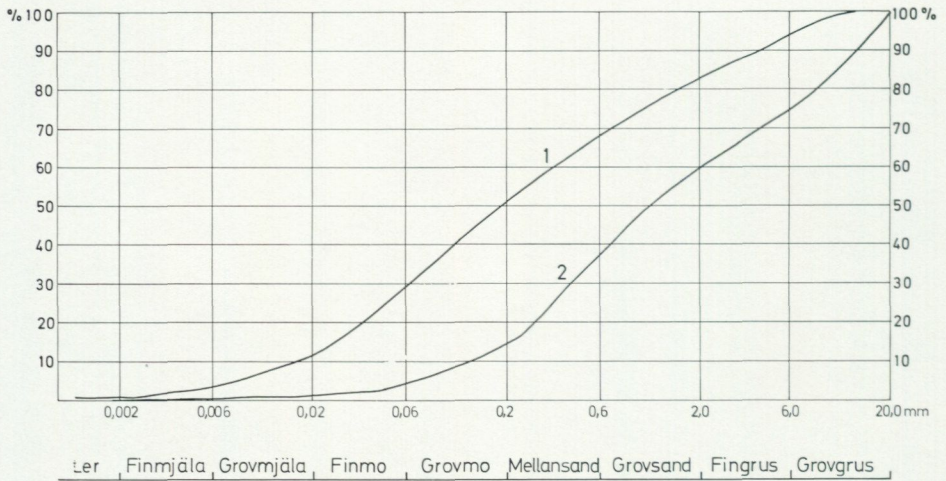


Fig. 49. Skillnaden mellan morän och isälvsgrus är i trakten av Sillre mycket liten. Kurva 1 visar en sandig-moig morän och kurva 2 ett sandigt grus enligt fältbedömningen.

*The difference between till and glaciofluvial gravel in the Sillre area is very small. Curve 1 shows a till mainly consisting of sand and fine sand. Curve 2 shows a glaciofluvial gravel.*

grusiga och sandiga sediment som dalfyllnad. De har eroderats i olika omgångar av bäcken, vilket resulterat i att tydliga terrasser utbildats i sedimenten. Även lokala issjöar, i vilka issjösediment avsatts, har funnits norr om Kainolatjvare. Längre mot nordväst uppträder isälvsgrus som små bankar och kullar längs bäcken. Söder om Stor-Sarkasvare (9e) ligger omväxlande grova och steniga sediment och fläckar av grovmo i de lägre delarna av den svagt kuperade dalen. Även i denna del av dalen förekommer moräntäckta grusiga sediment i anslutning till moränbacklandskapet i väster.

*Telebäckens dalgång* är mycket sedimentfattig om man jämför med Varjisåns dalgång. Strax söder om Sillre (6h) finns små åsliknande grus- och sandfält, som genom diffusa erosionsspår står i direkt samband med tre överspölningsrännor sydost om Suorke (5i).

Mellan Sillre och Leipepakte (7f) förekommer längs Telebäcken endast små områden med isälvsgrus. Däremot är övergångsjordarter mellan morän och isälvsavlagringar vanliga i området kring Sillre. Som exempel på de små skillnaderna mellan jordartstyperna kan tas kurva 1 i fig. 49 som visar en jordart, vilken i fält bedömts som sandig-moig morän och kurva 2 i fig. 49 representerar sandigt grus. Proverna har tagits på ett avstånd av ca 1 km. I båda fallen var markytan normalblockig och mycket jämn.

Norr om Leipepakte utbreder sig i de lägre delarna av Telebäckens dalgång, kring den tidigare beskrivna åsen ett oregelbundet kamlandskap, som på dalens östra sida delvis övergår i den där befintliga Veikimoränen. Sedimentkullarna består i huvudsak av sand och grus, som inom begränsade delar har ett tunt

moräntäcke. Dessa sediment härrör sannolikt från det stora erosionsområdet sydväst om Tiellejaure, se fig. 71.

Nordväst om Tiellejaure ligger i dalbotten en smal och jämn dalfyllnad av horisontellt skiktade grusiga och sandiga isälvsavlagringar. I höjd med Tjirsavare (8c) upphör sedimenten och ersätts i dalens botten av urspolad morän och mycket små sedimenttytor.

*Höboda-Masurgravområdet.* Ett tredje dräneringsstråk mynnar i Sikåns dalgång söder om Åroivare. Detta stråk, som kommer från Vitbäckens dalgång strax väster om Höboda (7i) och fortsätter på bred front öster och sydost om Åroivare för att slutligen åter smalna av och passera genom Masurgraven (se nedan). En del av strömfårorerna fortsätter dock mot söder och mynnar slutligen i sedimentområdet norr om Anna-Erikatjärn (se fig. 69 samt Hoppe 1952, fig. 31).

Sedimenten mellan Masurgraven och Höboda utgörs av grus och sand, som uppträder regellöst i det av de glacifluviala torrdalarna genomsatta området. Huvudsakligen ligger sedimenten som relativt smala strängar mellan morän och torrdalar, men det är omöjligt att exakt avgränsa sedimentfläckarna, varför jordartskartan och fig. 69 endast visar den ungefärliga utbredningen av sedimenten.

Längs *Vitbäckens dalgång* förekommer endast mycket små partier av grus. Från Höboda och norrut saknas isälvs-material nästan helt, om man bortser från Kåbdalisåsen.

Små åsliknande kullar och ryggar med grus uppträder längs landsvägen nordost om Kitajaure (9h), men det är inte förrän vid Auratsjaure, ca 5 km norr om Kitajaure (norr om kartbladsgränsen), som en riktig rullstensås finns i dalen, se Hoppe (1963, fig. 1).

#### Övriga isälvsavlagringar

Mindre förekomster av isälvs-sediment finns spridda över kartbladet. De som är av principiell vikt är bl. a. isälvsavlagringarna nordost om Kåbdalis (8h), söder om Gåskatvare (4a), norr om Malmesjaures västspets (4a, vid Ripeluokt) samt väster om Sörliden (0g).

I Veikimoränområdet nordost om Kåbdalis har vid grävningar och i ett antal små skärningar konstaterats att en del av kullarna innehåller sand och grus, och moräntäckta sediment liksom sediment utan moräntäcke är relativt vanliga inom ett mindre område. Någon enhetlig åsform har ej iakttagits i den av regellöst orienterade kullar och ryggar genomsatta terrängen. I anslutning till dessa grova sediment förekommer inom norra delen av Veikimoränen fina sediment, huvudsakligen finmo och grovmo, som avsatts i små, av isblock uppdämda issjöar. Avsättningen av sediment i ett dylikt moränbacklandskap torde ha skett kontinuerligt under hela avsmältningsperioden. I början avsattes isälvsavlagringar subglacialt och som ett sista led issjösediment i lokala bäcken. Av den anledningen blir gränsdragningen både mellan morän och sediment och mellan isälvs-sediment och issjösediment mycket besvärlig.

Söder om Gåskatvare (4a) finns isälvsgrus, som mot väster övergår i sand samlat i kameartade bildningar, som troligen utgör ett mellanting mellan issjö- och isälvs sediment. Materialet har avsatts lateralt, och av grovleken på sedimenten att döma har vattnet ej varit helt stillastående.

Isälvsavlagringarna vid Ripeluokt (4a) sammanhänger med dräneringen från Jäknajaure till Malmesjaure. Vattnet har runnit norr om de uppstickande bergsklackar, som finns vid Malmesjaures västspets. Omkring de små sjöarna vid Ripeluokt avsattes kullar av sand, och ner mot Malmesjaure har en deltaliknande bildning byggts upp. Materialet vid Malmesjaure består av sand och väl sorterat blockfritt grus.

Bildningen sydväst om Sörliden (0f) utgörs längst i norr av små sandkullar, som vid vägen övergår i moräntäckta och veckade moiga sediment med tunna skikt av grus. I den sydöstra delen av det på kartan utsatta sedimentområdet ligger 2—3 m höga kullar av väl sorterad sand. Detta komplext uppbyggda sedimentfält har sannolikt avsatts i mindre vattensamlingar, som dämats upp av is. Liksom vid Gåskatvare utgör de en övergångsform mellan issjösediment och isälvs sediment. De moiga sedimenten har avsatts subglacialt eller sublateral och utsatts för störningar vid avsättningen av den överlagrade moränen.

Små förekomster med isälvsgrus finns över hela kartbladet, vilket framgår av jordartskartan. Dessa är dock av ringa intresse både ur praktisk och vetenskaplig synvinkel. Självfallet kan inte alla små områden med sediment påträffas med den karteringsmetodik som har använts. De små sedimentområdena visar också en stark tendens att koncentreras till vägarna, där de bäst framträder.

#### HAVS- OCH SJÖSEDIMENT

*Havssedimenten* som förekommer inom det kartlagda området utgörs dels av de finkorniga glaciala sedimenten som avsatts under HK och dels finkorniga postglaciala sediment. De senare avsattes då isens direkta inverkan på sedimentationen hade upphört. Såsom nämnts på s. 53 är det svårt, om inte omöjligt, att fastställa gränsen mellan glaciala och postglaciala sediment i de inre delarna av dalgångarna. Av den anledningen har ingen gränsdragning mellan postglaciala och glaciala sediment gjorts, och för sedimenten i Piteälvens dalgång under HK och större delen av Lapmovareområdet skulle även beteckningen fjordsediment kunna användas.

Sedimenten i ovannämnda områden består till största delen av sand vars sammansättning ej märkbart skiljer sig från isälvsavlagringarnas. Grovmo förekommer underordnat som ren fraktion mellan den mera proximala sanden och de distala sediment som huvudsakligen består av finmo. De senare har påträffats på ett par ställen sydost om Lapmovare och vid kartkanten i Piteälvsdalen. Sanden bildar mycket stora och jämna plan, vars övre nivå sannolikt ligger strax under HK. I samband med landhöjningen och havets tillbakaryckning har vatten-

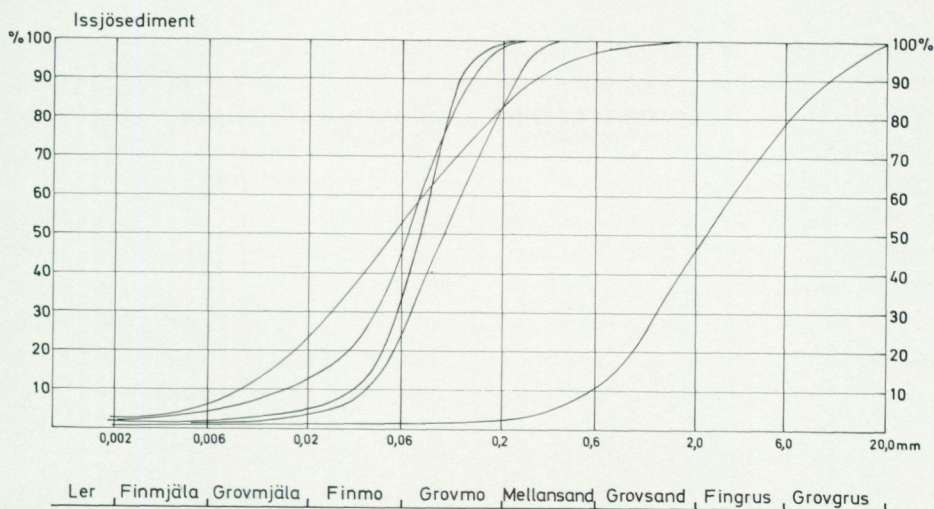


Fig. 50. Exempel på issjösedimentens sammansättning inom det karterade området.  
*Cumulative-frequency curves of glacial lake sediments.*

dragen eroderat de plana sedimentfälten, vilket har medfört en successiv terrasserings av sedimenten ner till den recenta strömfåran. Speciellt tydligt är dessa terrasser utbildade i Vitbäckens dalgång nedanför HK.

Egentliga svallsediment har endast påträffats vid Sikån, öster om Lapmovare, se s. 65.

*Issjösediment.* Förutsättningar för utbildandet av issjöar, i vilka sediment kunnat avsättas, har varit små inom dessa delar av Norrland. Issjöar bildas mellan land och dämmande is, men eftersom dräneringsriktningen inom området är sydostlig har vid isavsmältningen mot nordväst de nuvarande dräneringsvägarna kunnat utnyttjas av smälvattnet från landisen. I nordvästra delen av kartbladet har emellertid en del issjöar uppkommit mellan bergens sydvästsuttningar och den lokalt mot söder och väster avsmältande isen. Likaså har vissa dalgångars utlopp spärrats av is, varvid grunda men till ytan stora issjöar uppkommit. Mindre bidalar har likaledes spärrats av is i huvuddalen, varvid små och kortvariga issjöar blivit uppdämda. Lokala dämningar på sluttningarna har skett flerstädes inom kartbladet.

Sedimentens sammansättning varierar mycket kraftigt, se fig. 50. Grus har avsatts både i samband med egentliga issjödämningar och små laterala dämningar, som utgjort ett övergångsstadium till laterala isälvar. Sedimentens grovlek beror dels på att sedimenttillförseln varit kraftig, dels på att dämningarna sannolikt varit grunda och vattnet ej helt stillastående. Sand och grovmo utgör huvudparten av issjösedimenten och är vanligen liksom gruset avsatt som grundbottensediment. Dessa mer eller mindre horisontellt skiktade jordarter bildar svagt kuperade områden och visar ofta tecken på att ha avsatts i kontakt med

is eller mellan isblock. Förhållandevis stora arealer täcks av sand och grovmo, men mäktigheten överstiger vanligen inte 2—3 m. De större områdena med sand och grovmo förekommer i anslutning till stora senglaciala dräneringsstråk. Finmo och underordnat mjåla förekommer inom små områden som issjösediment. Dessa finkorniga jordarter visar skiktningstyper som varierar mellan helt horisontella och mycket störda och komplexa skiktningar, se fig. 53.

Issjösedimenten inom det karterade området kan delas in i tre grupper efter deras förekomstsätt:

1) Issjösediment i större öppna dalar, vars nuvarande dräneringsvägar varit spärrade. Dalgångarna har intagits av en kraftigt uppsprucken dödis eller av dödisblock. Därför uppträder sedimenten mer eller mindre sporadiskt i hela dalgången.

2) Issjösediment som avsatts lateralt. Isen har i detta fall varit sammanhängande och dämt upp issjöar lateralt i bidalar och längs slutningarna, jämför J. Lundqvist (1972, typ 6).

3) Issjösediment som avsatts frontalt på höjdernas syd- och västsluttningar. Dessa issjöar har framför allt existerat i de högre liggande områdena i nordväst.

De flesta av issjöarna inom kartbladet hör till grupp 3 eller grupp 7 enligt den indelning som J. Lundqvist (1972, s. 32 f.) har gjort.

Issjösedimenten i ovan beskrivna grupp 1 utgörs vanligen av sand eller grovmo. De har avsatts i relativt grunt vatten i kontakt med dödisblock. Sedimenttillförseln har varit stor, vilket sammanhänger med att issjöarna har legat i anslutning till stora isälvsstråk. De sandiga och moiga sedimenten är svagt kuperade och lokalt uppträder moränkullar i sedimenten. Till denna grupp räknas framför allt sedimenten i Moskoselåsens dalgång. Dräneringen längs Moskoselåsen mot söder spärrades sannolikt i början av isavsmältningen av is och isälvsgrus, se fig. 51, medan isen omkring de nordligare delarna av Moskoselåsen fortfarande var sammanhängande, så att en omedelbar dränering mot Piteälven ej kunde ske genom Tjartsedalen eller Abmoälven. I denna issjö avsattes utbredda issjösediment, bestående av horisontellt skiktad grovmo, se analys 11185. Grovmon förekommer upp till en höjd av 335—340 m ö. h., se s. 59, och i Sauturjaures norra strand (1d) har följande lagerföljd iakttagits:

0—1.0 m oskiktad grovmo

1.0—2.0 m svagt strömskiktad grovmo, med skiktningen markerad av tungmineralband.

Sydost om Sauturjaure i det kuperade morän- och sedimentområdet grävdes en liknande lagerföljd fram:

0—0.4 m grovmo

0.4—0.9 m mo

0.9—1.2 m mellansand

1.2 m + sandig-moig morän.

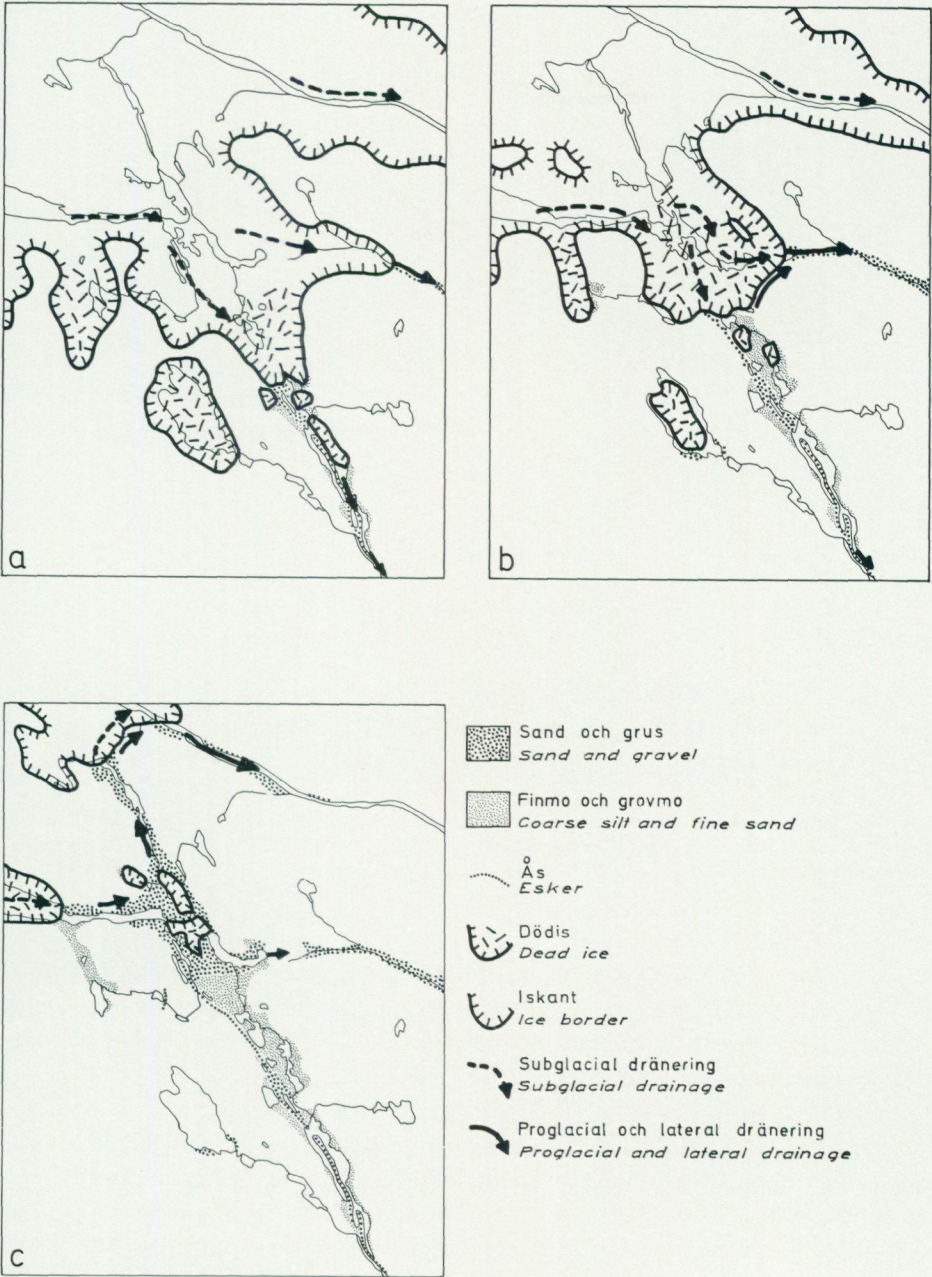


Fig. 51. Skiss över den tänkta deglaciationen kring Moskosel.  
Sketch showing the deglaciation of the Moskosel area.



Fig. 52. Veckade moiga sediment avsatta i kontakt med is och delvis överlagrade av ett moränliknande sediment, ca 1 km öster om Tallsund (0e). — Foto förf.

*Folded sediments of fine sand and silt covered by till-like sediments.*

Omedelbart öster om Tallsund, vid Lommträskets södra del, har starkt störd och veckad skiktad mo iakttagits, se fig. 52. Sannolikt har en del av issjöns vatten tappats mot söder redan innan passpunkten öster om Lullejaure frilades, men den huvudsakliga avrinningen har skett mot öster genom Tjartsedalen enligt fig. 51. Detta framgår av att issjösedimenten finns på nivåer som överstiger passpunkten till Tjartsedalen även i de norra delarna av det vattentäckta området. Den slutliga avrinningen skedde enligt fig. 51 genom Abmoälvens nuvarande dalgång. Moränkullarna och de många sjöarna liksom de av is störda finkorniga sedimenten visar att sedimentationen skedde i samband med i dalen kvarliggande dödispartier.

Liknande bildningar med sand och mo förekommer mellan Stor-Tjärget och Iggejaure (5d, 5e) samt delvis mellan Suddesjaure och Malmesjaure (3a). Sedimenten i det sist nämnda området övergår kring Malmesjaure i issjösediment av typ 2.



Fig. 53. Oregelbundet skiktade, lateralt avsatta, moiga issjösediment i Tjartsedalen öster om Ö. Tabmokåive (2f). — Foto förf.

*Glacial lake sediments consisting of irregularly layered fine sand and silt in the Tjartsebäcken valley (2g).*

Mindre uppdämningar i dalar med små rullstensåsar har skett bl. a. sydväst om Serpra (1c), där flacka kullar med grovmo och sand, se analysnummer 10551, omger Serpraåsen och en söder om denna liggande liten åsstump.

Issjösedimenten inom grupp 2 varierar betydligt mera i sammansättningen. Det förekommer både grusiga och sandiga sediment och finmo med inlagrade stenar och block och med störd skiktning. Dylika finkorniga, svagt kuperade sedimentområden förekommer mellan sjön Serpra och Malmesjaure (2c), öster om Ö. Tabmokåive (2f) (se fig. 53), och i viss mån i Ljusmyrans dalgång sydost om Tjartsedalen (2g). Sandiga och moiga issjösediment, som räknas till grupp 2, finns sydost om Suddesjaure och runt Malmesjaure. De grövsta sedimenten finner man omkring västra delen av Malmesjaure, varifrån den huvudsakliga tillförseln skett. Längs Malmesjaures södra strand påträffas flerstädes block i skiktad



Fig. 54. Lateralt avsatta moiga issjösediment väster om Moskosel (2d). — Foto förf.  
*Laterally deposited glacial lake sediments consisting of fine sand and silt.*

finmo, se fig. 54, och lokalt förekommer finkorniga issjösediment med ett tunt moräntäcke, vilket visar att sedimentationen skett i anslutning till i Malmesjaure kvarliggande is.

I Malmesjaures västra del (3a) korsar en sandrygg sjön i nordost—sydvästlig riktning, se fig. 55. Ryggens norra hälft sticker vid lågvatten ut ca 600 m i sjön som en mot söder avsmalnande revel, medan den södra delen ligger högst 1.5 m under vattenytan i den för övrigt relativt djupa sjön. Sandryggen antas ha bildats som sprickfyllnad mellan två dödisblock i Malmesjaure.

Grova issjösediment förekommer söder om Söndagsberget i Piteälvens dalgång (3h, 4h). Dessa sediment består av flacka kullar uppbyggda av svagt skiktat sandigt grus, som delvis överlagras av horisontellt skiktad metermäktig finmo med oregelbundna linser av grus. Begränsningen av issjösedimenten mot omgivande morän är här något osäker.

Även söder, och i viss mån norr, om Tiellejaure finns uppe på dalslutningen grova issjösediment samt lateralt avsatta övergångsformer mellan isälvsgrus och issjösand.

Små kullar med lateralt avsatta grusiga och sandiga issjösediment finns söder om Sleng (0d) samt i dalen längs Pilträskbäcken (0i) samt på ett flertal andra platser spridda över kartbladet.

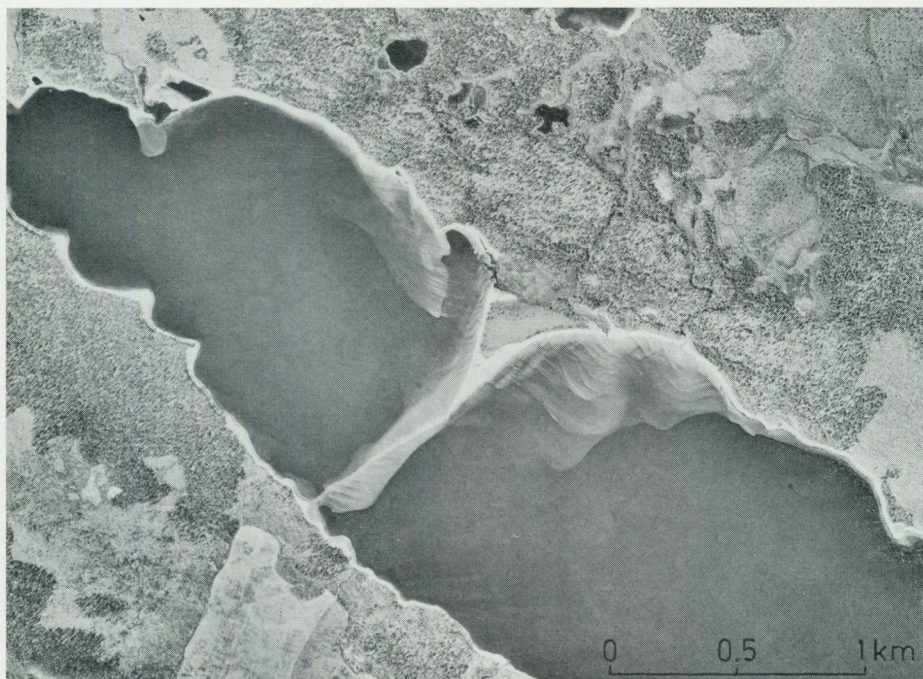


Fig. 55. Flygbild av sandryggen som korsar Malmesjaure (3a). — Foto Rikets allmänna kartverk.

*Aerial photo of the sand ridge in Malmesjaure (3a).*

Till den tredje gruppen räknas huvudparten av issjösedimenten norr, väster och söder om Reuna (8c), små sedimentförekomster sydost om Kuoutelisvaratj (7d) och även issjösedimenten norr om Kuoutelisjaure (7c) kan räknas hit. Sammansättningen av dessa sediment varierar mycket kraftigt. Grova grusiga och sandiga sediment finns avsatta väster om Reuna, medan det vid Kuoutelisvaratj finns mjällig finmo i anslutning till den där befintliga åsen. Olika sedimentationsförhållanden har reglerat avsättningen av sediment och grovleken på dessa. De grövre sedimenten har avsatts lateralt och i viss mån supraglaciale i ett ej helt stillastående vatten. Tillrinningsområdet väster om Reuna (8c) t. ex. har varit stort och sedimentmängderna har räckt till för att bygga upp mycket kraftiga ackumulationer på en mot sydost fallande nivå. Den nuvarande kametopografien, som delvis syns i fig. 56, visar att sedimenten avsatts i kontakt med isen och sannolikt delvis uppe på isen. Sedimenten väster om Reuna har under den fortsatta avsmältningen utsatts för erosion och omlagring av från väster och nordväst kommande smältvatten. Sydost om Unna Palja (9b) förekommer tunna terrassformade sandiga (se analysnummer 11181) och grusiga issjösediment, som vanligen har en brant iskontaktslutning mot sydväst. Sedimenten förekommer på mot sydväst successivt lägre nivåer.



Fig. 56. Kullar av issjösand sydväst om Reuna (8c). — Foto förf.  
*Hillocks of sandy glacial lake sediments southwest of Reuna (8c).*

#### VINDAVLAGRINGAR

På två ställen inom det undersökta området har flygsand påträffats: på Malmesjaures nordsida (3a), samt väster om Aktseberget (5j). Båda lokalerna är belägna inom områden, som huvudsakligen består av sand och mo. Flygsanden är, som fig. 57 visar, väl sorterad och sammansatt av grovmo och sand, och utgör alltså ett mellanting mellan flygsand och flygmo.

Avsaknaden av för vindavlagringar typiska former speciellt i Aktsebergområdet gör att sanden är svår att avgränsa mot omgivande sediment, och det finns skäl att misstänka att utbredningen av flygsand är något större än kartan visar.

På Malmesjaures nordsida kan man följa en fossil markhorisont ett par kilometer i den av sjön utbildade strandbrinken. Ca 1 km ostsydost om udden i Malmesjaure finns en delvis borteroderad barkanformad flygsandsdyn med den konvexa sidan mot sydväst. I denna dyn finns i strandbrinken tre stycken över-sandade tallar, som är rotade i den fossila markhorisonten på ca 2.5 m djup, se fig. 58. De två mindre tallarna är ruttna, medan den grövre tallen fortfarande är frisk. Denna grova tall är avsågad vid den nuvarande markytan.  $C^{14}$ -datering av tallen gav åldern 280 år (Lu 446, Håkansson 1972). Flygsanden är alltså subrecent och bildad under de senaste århundradena.

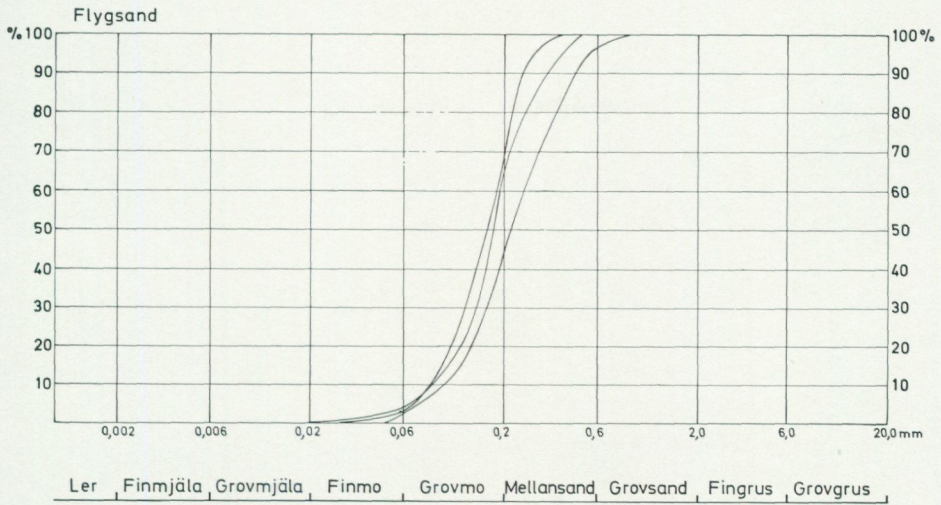


Fig. 57. Flygsandens sammansättning inom kartområdet.  
Cumulative-frequency curves of eolian sand.



Fig. 58. Översandade tallar vid Malmesjaures strand (3a). — Foto förf.  
Eolian sand at Malmesjaure (3a).



Fig. 59. Basmineralindex i moränen inom kartområdet.

*Percentage of heavy minerals ( $d > 2.68$ ) in sand fraction of the till. The values are consequently higher in the southern part of the mapped area.*

#### JORDARTERNAS KEMISKA EGENSKAPER SAMT BERGARTSMATERIALET I MORÄNEN

Rutinmässigt har på samtliga till SGU insända jordartsprover gjorts bestämningar av pH och kalkhalt. På moränproverna har dessutom basmineralindex och magnetithalt bestämts.

*pH-bestämningarna*, som görs på material som är mindre än 2 mm i en jordvattenblandning = 1:2.5, gav ett entydigt resultat. 80 % av samtliga prover har pH mellan 5.4 och 6.0, och de övriga värdena visar inte några större avvikelser från dessa siffror.

*Kalkhalten*, som bestämts med Passons apparat genom volumetrisk analys av mängden utvecklad  $\text{CO}_2$  vid tillsättning av 10 %-ig saltsyra till en bestämd mängd av provet, visar likaledes mycket små variationer inom Moskoselbladet. De flesta proverna saknar mätbara mängder  $\text{CaCO}_3$ , och inga värden överstiger 2 %. Värdena med förhöjd kalkhalt (1—2 %) är i stort sett koncentrerade till de syd-

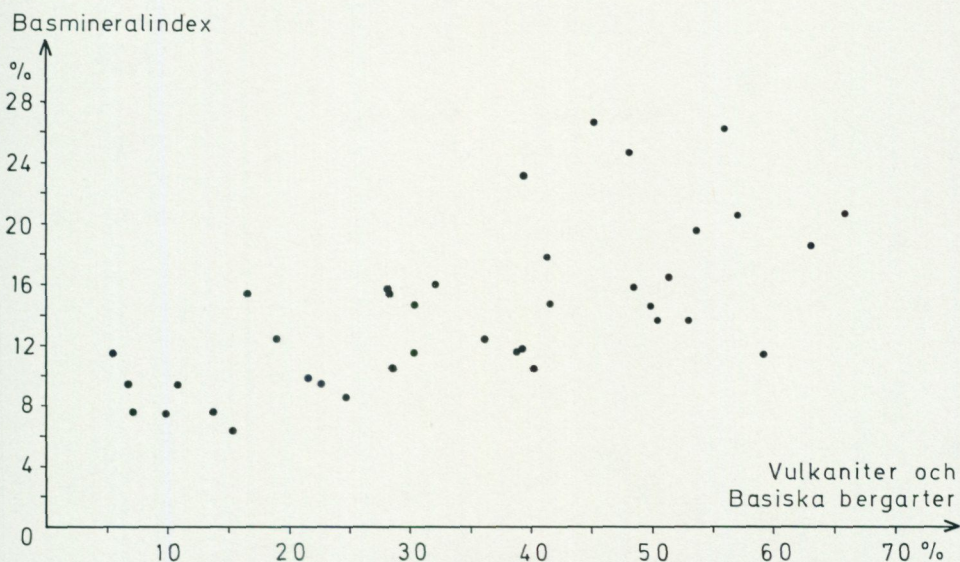


Fig. 60. Förhållandet mellan basmineralindex och mängden vulkaniter, vulkaniska sediment och basiska bergarter i moränens fingrusfraktion.

Diagram showing the relations between percentage of heavy minerals and percentage of volcanics, volcanic sediments and basic rocks in the fraction 2–6 mm in the till.

västra delarna av kartbladet, framför allt till Moskoselåsens dräneringsområde längs Malmesjaure ner till Tallsund. Anledningen till denna svaga förhöjning av kalkhalten är ej kartlagd.

*Basmineralindex* bestäms enligt Tamm (1934) på mellansandsfraktionen genom separation av de tunga mineralen (bl. a. hornblände, kalkrik plagioklas, pyroxen och accessoriska mineral) i en tung vätska med densiteten 2.68. Kartan i fig. 59 visar att basmineralindex varierar inom relativt snäva gränser. En tydlig skillnad mellan de nordvästra delarna av kartbladet och de centrala och södra delarna framträder dock. Framför allt ger Linagraniten låga värden på basmineralindex, medan gabbromassivens högre halt av tunga mineral återspeglas i förhöjda värden sydost om Varjisträsk. De höga värdena söder om Pite älv torde initieras av vulkaniterna, i första hand de basiska, som enligt Grip (1946) finns söder om Pite älv i kartbladets västra del. Även kvartsdioriter och dioriter ger höga värden på basmineralindex genom att de innehåller relativt höga halter av hornblände och kalkrika plagioklas. Fig. 60 visar förhållandet mellan basmineralindex och halten vulkaniter, vulkaniska sediment samt basiska bergarter i moränens fingrusfraktion inom det kartlagda området.

*Magnetithalten*, som redovisas i fig. 61, bestäms i samband med bestämningen av basmineralindex genom direkt vägning av de magnetiska mineralen och kornen i mellansandsfraktionen. Magnetithalten visar i princip samma varia-

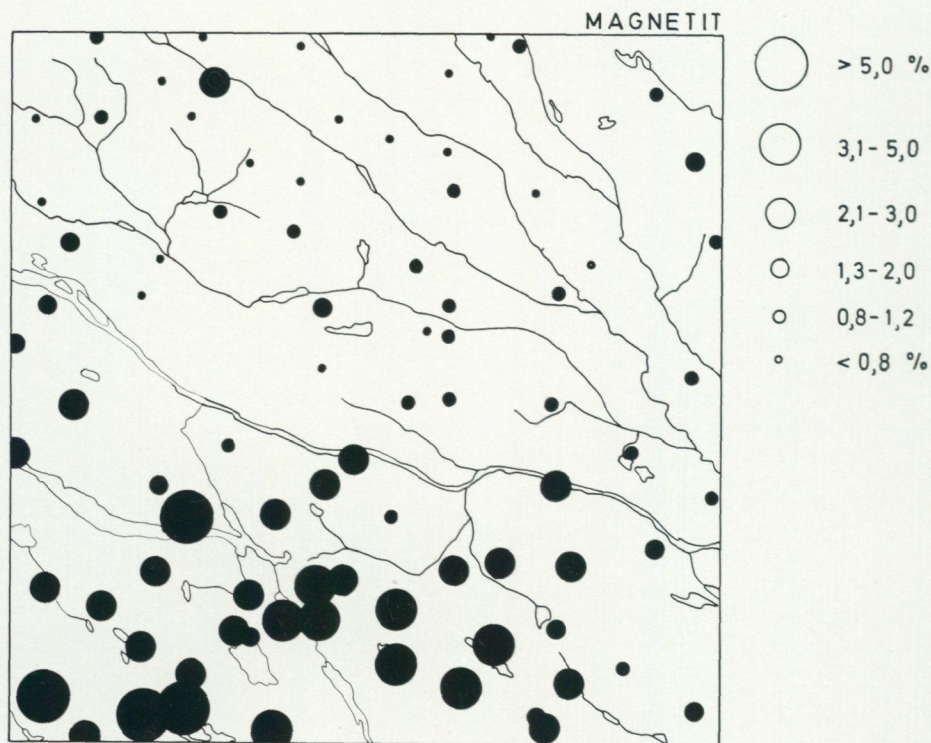


Fig. 61. Magnetithalten i moränen inom kartområdet.  
*The content of magnetite in the sand fraction of the till.*

tionsbild som basmineralindex, dvs. förhöjda värden söder om Piteälven. Något förbryllande är den genomgående låga magnetithalten sydost om gabbromassiven vid Varjisträsk. Dessa massiv skall enligt de flygmagnetiska mätningarna som SGU gjort ha de högsta magnetithalterna. En möjlig förklaring till de mycket höga värdena söder om Pite älv kan vara att vulkaniterna som finns i västra delen av kartbladet ofta är impregnerade med magnetitkorn. Magnetithalten bestäms i fraktionen 0.2—0.6 mm, medan kornstorleken hos vulkaniterna normalt ligger under 0.05 mm. Det innebär att magnetiten förekommer i aggregat tillsammans med icke magnetiska mineral och för de senare med sig vid bestämningen av magnetithalten. Av den anledningen kan värdena på magnetithalten i moräner med hög vulkanithalt vara något för stora. Det har i samband med analysen av bergartsmaterialet i moränen inom Moskoselbladet visat sig att det i huvudsak är vulkaniterna som är magnetitförande. Fig. 62 visar sambandet mellan magnetithalten och antalet magnetiska korn i fingerfraktionen.

*Bergartsmaterialet i moränen* har undersökts i fingerfraktionen enligt den metod som beskrivs av J. Lundqvist (1952). Ett urval av moränproverna har

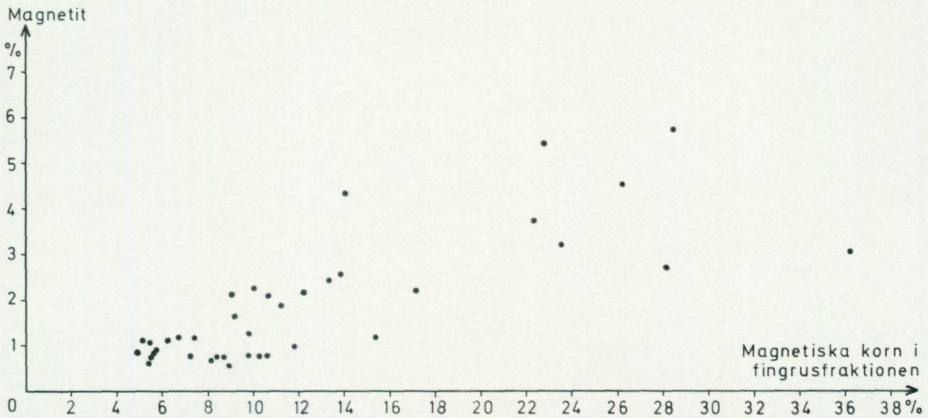


Fig. 62. Förhållandet mellan magnetithalten och halten magnetitförande korn i moränens fingrusfraktion.

Diagram showing the relations between percentage of magnetite and percentage of particles with magnetite in the fraction 2—6 mm in the till.

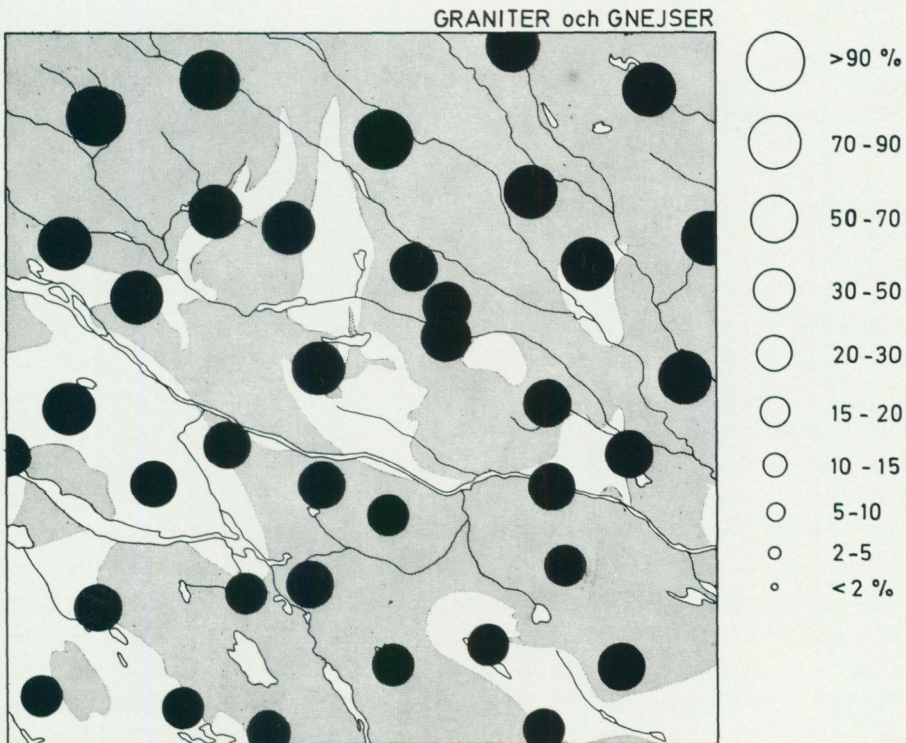


Fig. 63. Mängden graniter och gnejser — inklusive kvarts och fältspat — i moränens fingrusfraktion. Gråton markerar bergarterna i fast klyft.

The percentage of granites and gneisses — quartz and feldspar included — in the fraction 2—6 mm in the till.

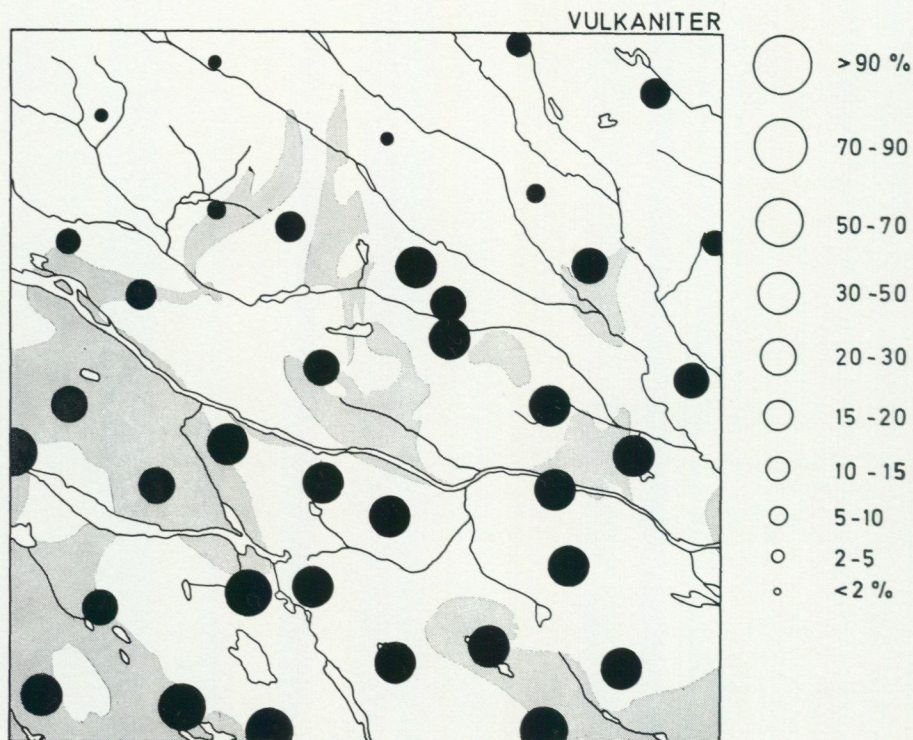


Fig. 64. Mängden vulkaniter och vulkaniska sediment i moränens fin-grusfraktion. Gråton markerar bergarterna i fast klyft.

*The percentage of volcanics and associated sediments in the fraction 2-6 mm in the till.*

analyserats, varvid mellan 700 och 1 500 gruskorn har bestämts. Vid analysen har följande bergarter urskiljts: granit, gnejs, diorit, gabbro, diabas, amfibolit, vulkanit, skiffer samt övriga bergarter. På grund av osäkerheten i bergartsbestämningen, de successiva övergångarna mellan de olika bergarterna och att berggrunden ännu inte är tillfredsställande känd har vid uppritandet av fig. 63—65 bergarterna sammanslagits till ett fåtal grupper: 1) Graniter, som omfattar både Lina- och Arvidsjaurgranit, gnejs, kvartsrika dioriter — kvartsdioriter samt rena kvarts- och fältspatkorn. 2) Vulkaniter och sedimentära bergarter. Till denna grupp har förts alla varianter av de utbredda vulkaniterna och mer eller mindre vulkaniska sediment som förekommer inom området. 3) Basiska bergarter, som omfattar diorit, gabbro, diabas och amfibolit.

På grund av bergarternas utbredning inom kartbladet och angränsande område (se fig. 3) ger kartorna över bergarternas fördelning i moränen föga tillskott till kännedomen om isrörelseriktningarna. En tendens till anrikning av vulkaniter och basiska bergarter sydost om klyftorten kan dock ses på fig. 64 och 65.

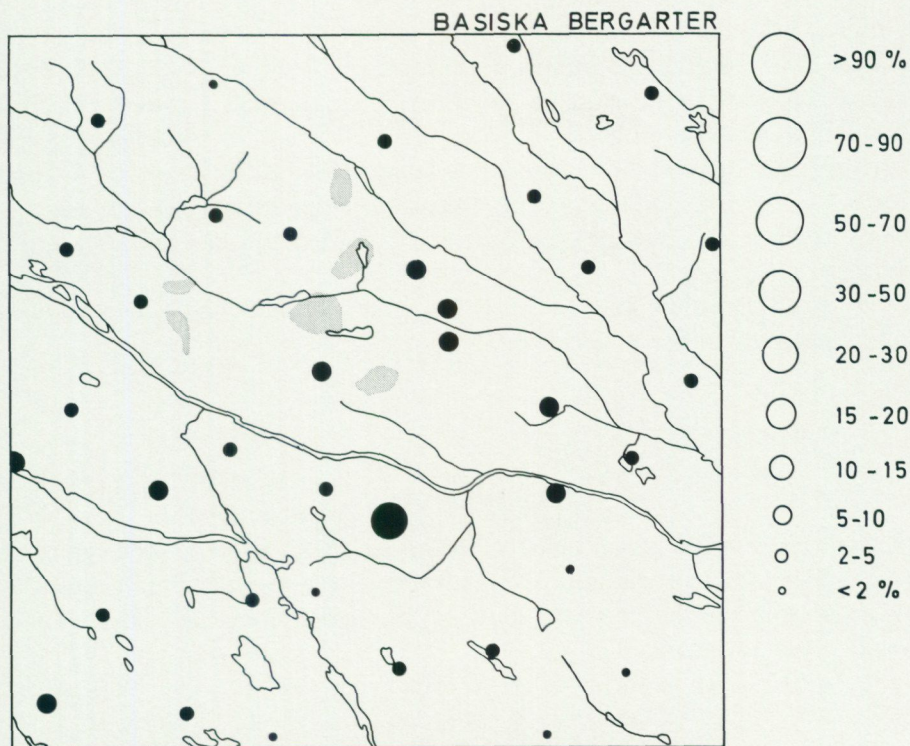


Fig. 65. Mängden basiska bergarter — gabbro, diorit, kvartsdiorit, diabas och amfibolit — i moränens fingrusfraktion. Gråton markerar bergarten i fast klyft.

*The percentage of basic rocks in the fraction 2—6 mm in the till.*

Graniter i fingrusfraktionen förekommer över hela kartbladet med en halt av 33—94 %. De högsta värdena faller inom den norra och framför allt nordvästra delen av det kartlagda området, där granitberggrunden är mycket utbredd. Halten granit i moränen minskar något mot söder allteftersom inblandningen av andra bergarter, framför allt vulkaniter ökar.

Vulkaniter och vulkaniska sediment förekommer också i moränen inom hela det kartlagda området. Inblandningen av dessa bergarter varierar dock mycket kraftigt, från 2 till 67 %. En tydlig ökning av halten vulkaniter märks sydost om deras utbredningsområde. På södra halvan av kartbladet ligger vulkanithalten konstant mellan 20 och 60 %.

Basiska bergarter förekommer i mycket små mängder i moränen inom hela området. En viss förhöjning av halterna märks dock sydost om de gabbromassiv som enligt Ödman (1957) förekommer norr om Varjisträsk. Även de diorit-områden som enligt Grip (1946) finns väster och sydväst om Varjisträsk tycks spela en viss roll för spridningen av de basiska bergarterna i moränen. (Observera att det förekommer vissa skillnader i Ödmans och Grips kartor bl. a. vad gäller

dioriternas utbredning.) Den punkt med 20—30 % basiska bergarter som förekommer söder om Pite älv betingas av en mycket hög diorithalt (22.2 %). Sannolikt har provet tagits i närheten av ett nerkrossat dioritblock, vilket kan förklara det extremt höga värdet.

Skiffrar och förskiffrade bergarter förekommer mycket underordnat (aldrig över 0.5 %) i vissa moränprover. Proverna med dessa bergarter fördelar sig jämnt över hela det kartlagda området varför ingen karta har ritats till dessa bergarter.

Övriga, icke identifierbara bergarter, varierar mellan 0 och 4 % i moränproverna, normalt ligger halten kring 0.5 %.

### FROSTFENOMEN

Det kartlagda området ligger enligt J. Lundqvist (1962, fig. 3) utanför gränsen för området med den starkaste frostaktiviteten, och förutom blocksänkor är bildningar som har uppkommit genom tjälens och frostens påverkan relativt ovanliga inom kartbladet.

*Blocksänkor*, som är den vanligaste formen av strukturmark, förekommer spridda över hela kartbladet men framför allt i de sydöstra delarna. De förekommer vanligen i anslutning till blockrika områden, företrädesvis i utkanten av myrar och grunda sjöar eller fuktiga områden. Av G. Lundqvist (1951) och J. Lundqvist (1962) att döma uppträder blocksänkorna företrädesvis i samband med finkorniga, för vatten svärgeomträngliga jordlager samt där grundvattenförhållandena är sådana att de medverkar till uppfrysning av block.

Även *stengropar*, som är en mindre variant av blocksänkor, förekommer sporadiskt inom området.

*Talus* förekommer i anslutning till de brantaste bergssidorna i de områden som har den största relativa brutenheten. Vanligen är dessa talusbildningar relativt små. De största talusbildningarna finns i kursudalarna (se fig. 67), där det uppspruckna berget lätt bryts ner genom frostens inverkan.

Välutbildade *stenringar* har endast observerats på ett ställe. Lokalen ligger omedelbart väster om Storholmen (3g) i en under torra sommarmånader delvis torrlagd sjö. Sjön ligger i den östra utkanten av den stora dalfyllnaden vid Storholmen. I de lägre delarna av sjöns botten finns stora välutbildade stenringar med en mellanmassa av sandigt moigt material. På grund av markens fuktighet har inte jordartens sammansättning på djupet kunnat undersökas.

Frostaktivitet pågår fortfarande i utkanterna av sjöns från växtlighet frilagda botten. En tydlig uppvällning av fint material som bildar jordöar kan ses. Dessa jordöar omges av stenigt och grusigt material. Enligt J. Lundqvist (1962, s. 20) uppkommer liknande jordöar i blockrika områden, som ligger på finkornigt

material i samband med hög markfuktighet. En zonerings av det grova materialet runt jordöarna kan ses i fig. 66a. I de flesta av jordöarna uppträder sprickor, och vanligen möts tre sprickriktningar mitt i jordöarna. Recenta millimeterbredda öppna sprickor syns i fig. 66b. Primärt har sprickbildningen sannolikt skett genom frostens inverkan.

Jordöarna tycks, efter hand som de blir större, växa samman och därigenom uppkommer stengropar i stället för stenringar, vilket vore att vänta med tanke på de välutbildade stenringarna i sjöns mitt. I den sten- och grusfattigare delen av sjön, i vilken jordöarna uppträder, kan man också se hur en fullständig sammanväxning ha skett. Små sänkor, som är fyllda av sten och vanligen står under vatten, omges helt av finmaterial, vilket är genomsatt av ett sammanhängande spricknät, se fig. 66c. På samma figur syns också att det grova materialet i det närmaste helt saknas i sprickorna. Huruvida det är vattenmängden eller jordartens sammansättning som reglerar vilken typ av strukturmark som uppkommer har ej kunnat klargöras.

### ISÄLVARNAS EROSIONSFORMER

I samband med den tidigare nämnda flygbildstolkningen kartlades de olika glacifluviala erosionsformer som förekommer inom Moskoselbladet. Till viss del har fältarbetet bidragit till kartläggandet av dylika former, men flygbilderna ger en betydligt bättre överblick över dem, även om klassificeringen i vissa fall är problematisk, se Derbyshire (1958).

De olika erosionsformer som har urskilts inom det kartlagda området är: 1) kursudalar, 2) överspolningsrännor, 3) skvalrännor, 4) slukrännor och 5) extramarginala och frontala erosionsformer.

*Kursudalar*, som i vissa fall bildats som överspolningsrännor och kanske något missvisande benämns så av en del författare, se t. ex. Pentillä (1963, s. 21), är enligt S. Rudberg (1949, s. 443) "en mot omgivningen avstickande, markerad, gärna kanjonartad dal med hållblottningar i viss utsträckning". Traditionellt används termen för i huvudsak i fast berg nederoderade kanjons.

Kursudalar har beskrivits i en mängd arbeten, varav Rudbergs (1949) och Fromms (1965a) torde vara de mera väsentliga. Bildningssättet har angivits olika av olika författare. Sålunda tolkar B. Högbom (1916) och Rudberg (1949) kursudalarna som marginala bildningar, som uteroderats av från iskanten nedströmmande vatten. P. Geijer (1917, s. 31) samt Fromm (1965a, s. 21) anser att de av dem beskrivna kursudalarna är resultatet av issjötappningar. Kursudalar, som bildats subglacialt, beskrivs av bl. a. A. G. Högbom (1901, s. 92). Sannolikt är de olika teorierna tillämpbara i olika fall, vilket framhålls av J. Lundqvist (1969, s. 81 f.). Kursudalarnas ålder är ej klarlagd. Exempelvis hävdar Fromm (1965a, s. 20) att kursudalarna vid Messaure är bildade under den senaste isens



Fig. 66. Bildserien visar olika former av strukturmark på botten av en tidvis torrlagd sjö omedelbart väster om Storholmen (3g). Fig. 66a visar en jordö under bildning. En tydlig zonerung av materialet framträder. — Foto förf.

*The photos 66 a—d are showing the development of debris islands and connected patterned ground. Fig. 66a shows a growing debris island.*



Fig. 66b. Jordöarna tycks efter hand växa samman och isolera små sänkor med grus och sten. Sprickor genomsätter de flesta jordöarna. Observera de millimeterbreda rencia öppna sprickorna, som sannolikt är orsakade av uttorkning. — Foto förf.

*The debris islands seem to grow together and isolate small depressions with gravel and stones. Observe the cracks that are intersecting most of the debris islands.*

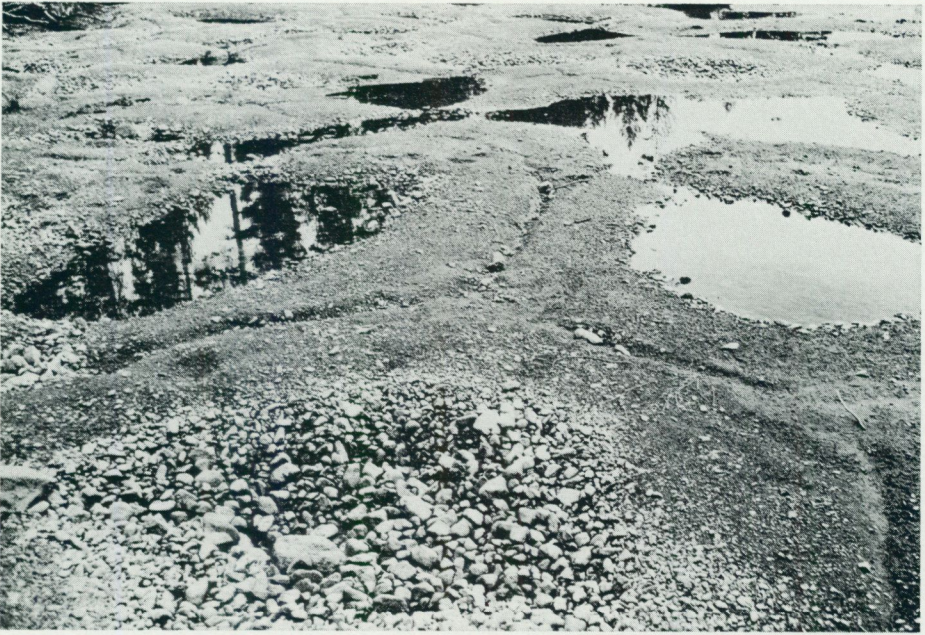


Fig. 66c. En fullständig isolering av de stenrika sänkorna har skett. De på fig. 66b synliga sprickorna har bildat ett sammanhängande nät i finmaterialet som omger stengroparna. — Foto förf.

*The isolation of the stony depressions has been completed. The cracks form a network in the fine material which is surrounding the depressions.*

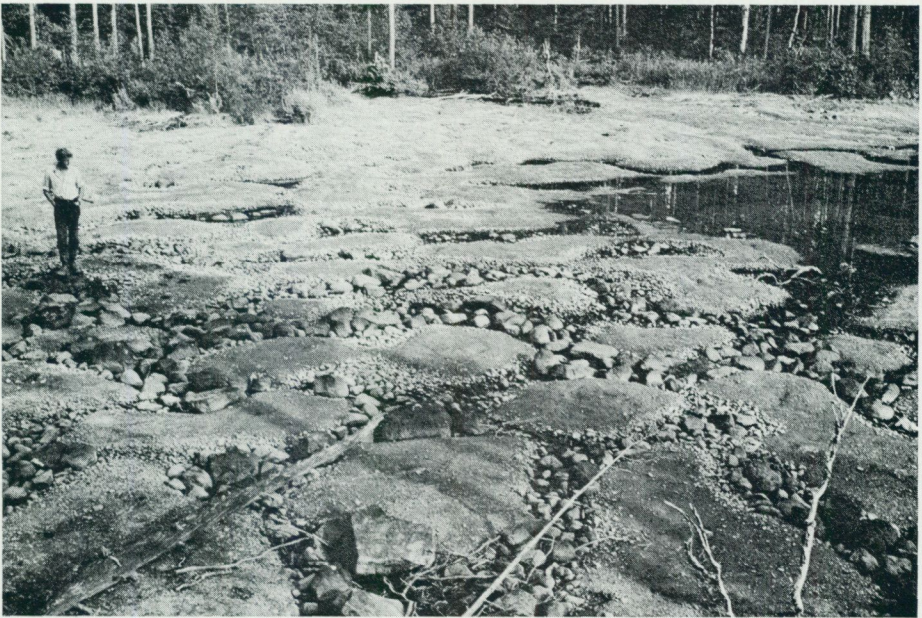


Fig. 66d. Välutbildade stenringar i mitten av den delvis torrlagda sjön. — Foto förf.

*Well-developed stone polygons in the middle of the partly dried-up lake.*



Fig. 67. Stor-Sarkasvarekursun (9e) fotograferad från söder. — Foto förf.  
*The Stor-Sarkasvare canyon (9e) from the south.*

avsmältning. Liknande åsikt tycks Hoppe (1950) ha, medan exempelvis de finska författarna Virkkala (1955, s. 401), Mikkola (1932, s. 41) samt Pentillä (1963, s. 26) anser de av dem beskrivna kursudalarna vara preglacialt anlagda.

Inom kartbladsgrensarna har tre stycken kursudalar påträffats: vid Stor-Sarkasvare (9e), öster om Kainolatjvare (7h) samt söder om Åroivare (6i), varav den först nämnda finns med på Rudbergs sammanställning över kursudalar i Norrbotten (Rudberg 1949, fig. 12, nr 157). Observera att den "eventuella lokalen" 158 Kårsojokk på samma figur ej utgör någon kursudal i den här använda betydelsen.

I samband med kursudalarna behandlas också en bildning norr om Varjisträsk, vilken snarast är att beteckna som överspolningsränna eller sadelskåra, men vars dimensioner är sådana att den behandlas i denna avdelning.

Stor-Sarkasvarekursun (fig. 67) är ungefär 500 m lång, 50—80 m bred och uppskattningsvis upp till 30 m djup. Mycket stora hällområden finns i anslutning till kursun, varför själva ravinen är helt uteroderad i berget, som är mycket uppsprucket och bankat framför allt där kursun är utbildad.

Kursudalens läge i terrängen framgår av fig. 68. Ca 300 m öster om kursun finns ett embryo till en liknande bildning, som troligtvis är något tidigare anlagd. Spår efter vattenerosion finns på Stor-Sarkasvarekursuns västra sida samt söder

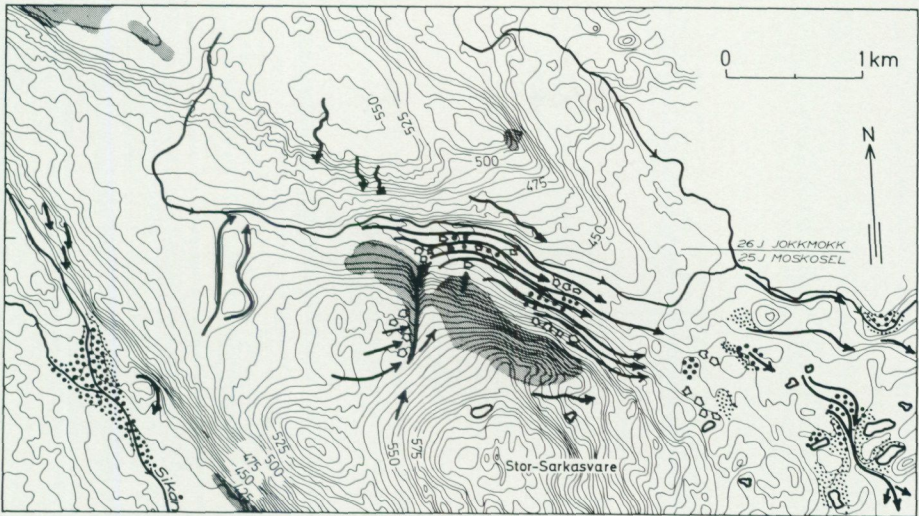


Fig. 68. De glaciofluviala torrdalarna vid Stor-Sarkasvare (9e). Fig. 68, liksom fig. 69 och 70, är konstruerade med hjälp av flygbilder och konceptblad till topografiska kartan. Teckenförklaring se fig. 71.

*The glaciofluvial drainage channels at Stor-Sarkasvare (9e). Legend in Fig. 71.*

om kursun. Förutsättningar för några större issjöbildningar har inte funnits i anslutning till Stor-Sarkasvare, även om små vattensamlingar har dränerats mot söder längs bergets sydvästsida. Den allmänna isavsmältningen skedde mot norr och nordväst, varför större vattensamlingar relativt snabbt skulle tappats mot söder och sydost genom Sikåns dalgång.

Dalen vid kursuns nedre del täcks till största delen av minst ett par meter mäktiga blocklager. De torrlagda strömfårororna som kan ses i dalgången förgrenar sig i öster över ett moränbacklandskap, i vilket ganska mycket sediment har observerats både över och under moränen. Dessa sandiga och moiga sediment, som mot väster är grusiga, antages utgöra de distala delarna av material som förts bort från kursudalen. Sedimenten har avsatts i ett kvarliggande dödisparti, som var stätt i avsmältning.

Av kursudalens läge att döma, har den inte kunnat bildas enbart under sen-glacial tid utan sannolikt har den anlagts preglacialt i en svaghetszon i berget. Under sen-glacial tid har ravinen urspolats och fördjupats av subglacialt och i viss mån marginalt framrinnande smältvatten, då isranden drog sig tillbaka mot Sikåns dalgång.

Masurgraven (6i), som är den näst största kursudalen, skär igenom en mot sydväst sluttande höjdrygg, se fig. 69, och har i motsats till Stor-Sarkasvare-kursun karaktären av en överspolningsränna. Kursun är 800 m lång, 40—60 m bred och 25—30 m djup. Ravinsidornas lägre delar är nedskurna i berget, medan

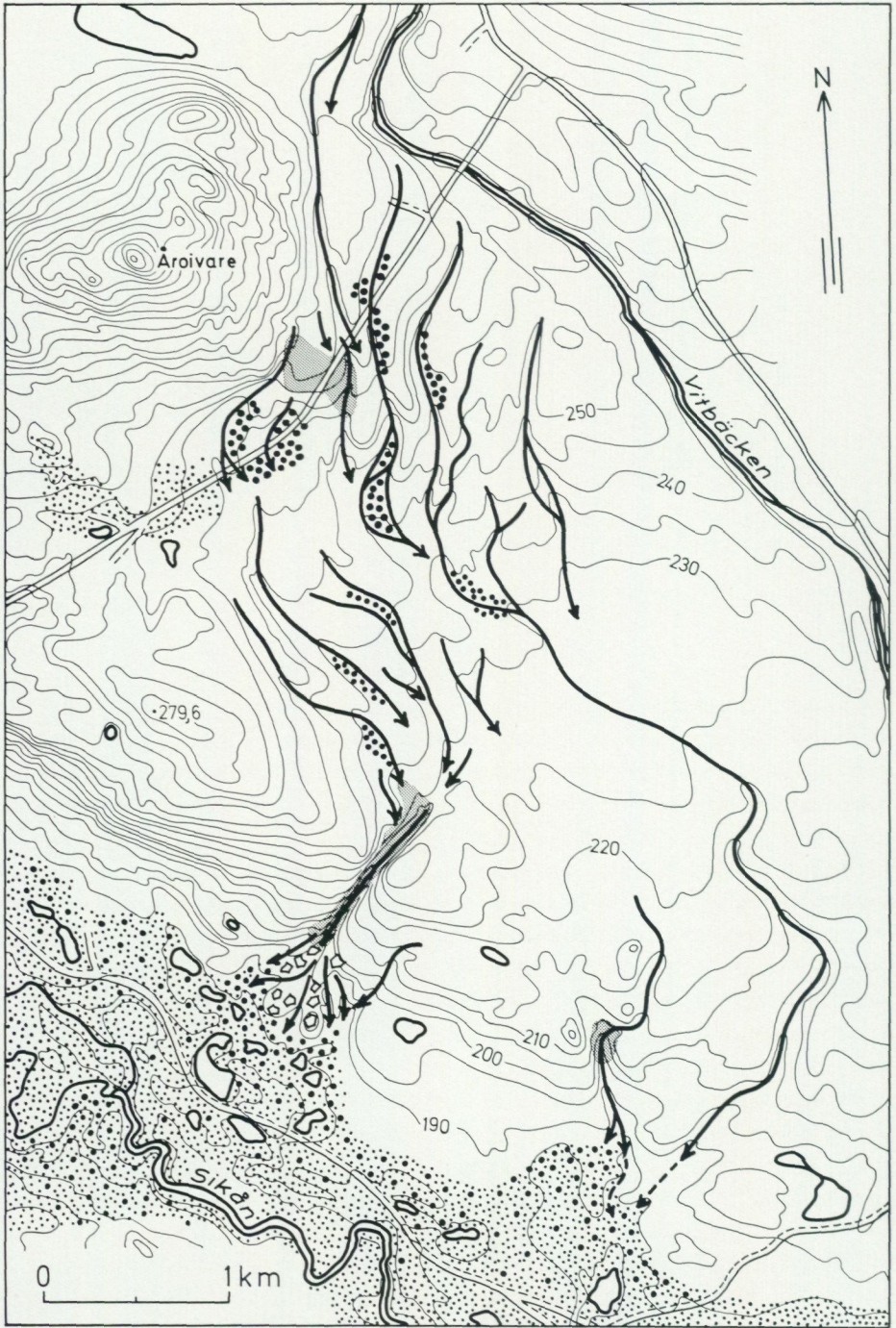


Fig. 69. De glaciofluviala torrdalarna vid Aroivare (6i). Teckenförklaring se fig. 71.  
 The glaciofluvial drainage channels at Aroivare (6i). Legend in Fig. 71.

den översta delen (10—12 m) är uteroderad i morän. I likhet med den av Rudberg (1949, fig. 8) skisserade principbilden av en kursudal, har det vid Masurgraven utbildats berghyllor genom att den i moränen uteroderade delen är bredare än den i fast berg utbildade delen av kursun. Granitberggrunden, i vilken kursun är belägen, är starkt förklyftad och uppsprucken och fortfarande sker frostsprängning och talusbildning.

Mellan Masurgraven och Höboda (7i) är terrängen genomsatt av glacifluviala torrdalar och rikligt med isälvsgrus och små frispolade hällar. En stor del av torrdalarna sammanstrålar på nordsidan av Masurgravens östspets, medan en mindre, sannolikt yngre del fortsätter mot söder och mynnar i höjd med HK norr om Anna-Erikatjärn.

Framför kursudalens mynning, som är belägen ca 195 m ö. h., har grovt blockigt material avsatts, medan det från ravinen urspolade finare materialet till stor del ligger dolt av omgivande sediment. Ett iögonenfallande stort antal dödispropar ligger som en bård utanför mynnings sedimenten. Huruvida kursudalen är anlagd preglacialt eller senglacialt går ej att avgöra. Sannolikt har den fått sitt nuvarande utseende genom subglacialt strömmande vatten, men ravinen har också fördjupats och rensats av från Vitbäcken överrinnande smältvatten tills dess att vattnet sökte sig mera naturliga vägar mot söder. Slutligen, då vattenföringen minskat, koncentrerades det helt till Vitbäckens nuvarande dalgång.

I samband med att isen i Sikåns dalgång tunnats ut vid avsmältningen, har erosionen från vattenflödet genom Masurgraven orsakat en snabbare avsmältning och uppsplittring av isen framför mynningen på kursudalen. Isblock har bäddats in i sediment, som kommit från Masurgraven och från nordväst och avsatts i samband med utbildandet av HK.

Kautasvarekursun (7h) har ett läge som motsvarar sadelskårans dvs. i passpunkten mellan två bergstoppar. (Sadelskåran har, enligt Mannerfelt 1945, s. 34, bildats genom att isen "klövjat" runt framsmältande fjälltoppar.) Vatten från samma dräneringsstråk som bildat Kåbdalisåsen har från öster mot väster uteroderat en rak 5—10 m djup, 500 m lång och ca 20 m bred ravín, som delvis anlagts i fast berg. Längs kursudalen och även kring dess mynning förekommer grus och sand, som tycks härröra från åsstråket i öster.

Liksom de andra kursudalarna har Kautasvarekursun anlagts i en spricka eller svaghetszon i berggrunden. Denna kursudal kan dock ha anlagts av frontalt rinnande smältvatten, innan isen avsmält så långt norrut, att Arpatsbäckens nuvarande dalgång frilades norr om Kautasvare.

Ravinen norr om Varjisträsk utgörs av en ca 2 km lång glacifluvialt överfördjupad dalgång mellan Alep Låmenåive och Paktevare (7d, 6d). Smältvatten från den norr om bergen avsmältande isen har runnit genom dalen ner i Varjisträskområdet. Framför ravinens mynning ligger det uttransporterade materialet, se s. 72.

De ovan kort beskrivna kursudalarna har bildats antingen subglacialt eller

marginalt, eller bådadera. Kursudalarnas ålder har ej kunnat fastställas, men sannolikt är de polyglaciala, dvs. de har under flera nedisningar utgjort dräneringsvägar för isarnas smältvatten.

*Överspolningsrännor* kan enligt Hoppe (1950, s. 39) definieras som torrdalar vilka löper tvärs över en vattendelare och är riktade mer eller mindre rakt ut från iskanten.

De flesta av de inom kartbladet iakttagna överspolningsrännorna ligger på höjdryggar utsträckta i isrörelseriktningen, oftast med ett mot sydost svagt slutande krön. Rännorna är mellan 50 och 400 m långa och upp till 10 m djupa, och de ligger vanligen i serier om 3—4 stycken på en mot sydost successivt fallande nivå. Rännorna börjar en bit under krönet och slutar vanligen blint på något lägre nivå på motsatta sidan av höjdryggen, se fig. 36.

Några spår efter issjöar, som skulle gett upphov till vattenflödet har ej observerats. Inte heller tycks det finnas några större sedimentmängder framför rännornas mynningar. Överspolningsrännorna tycks i de flesta fall vara bildade genom att smältvatten runnit från en högre liggande is på ena sidan av höjdryggen mot en lägre liggande is på andra sidan. Höjdryggarna har alltså smält fram som nunatakker, och överspolningsrännorna visar att isen varit sammanhängande vid det tillfälle då rännorna bildades. Hade så inte varit fallet skulle smältvattnet relativt lätt ha letat sig ned genom sprickor in under isen och dränerats i den naturliga dräneringsriktningen mot sydost.

*Skvalrännor* finns på slutningarna inom större delen av det kartlagda området, men framför allt förekommer de inom de högre liggande och mera brutna områdena i norra och nordvästra delen av kartbladet. Här har bättre förutsättningar funnits för utbildandet av skvalrännor speciellt genom att de långa, mera markerade dalarna uppenbarligen har utfyllts av dalisar under isavsmältningens slutfas, och dräneringen av dessa dalisar har till en viss del skett lateralt eller sublateralt.

De centrala och sydöstra delarna av området med glesare bergkullar saknar förutsättningar för utbildandet av dylika erosionsformer. Här är de extramarginala och frontala erosionsformerna dominerande.

Mannerfelt (1945, s. 17 f.) skiljer mellan tre olika typer av skvalrännor: 1) strängt laterala, 2) extralaterala samt 3) sublaterala, av vilka det endast skulle vara den första typen som direkt återspeglar isens lutning. Samtliga typer har dock bildats i närheten av iskanten, varför man även kan utnyttja de övriga två typerna för att grovt rekonstruera isavsmältningens förlopp.

Skvalrännor och med dem förknippade problem har behandlats av en mängd författare. Bland annat har skvalrännornas annuitet diskuterats ingående av exempelvis Tanner (1915), Mikkola (1932), Mannerfelt (1938, 1945 och 1949), Holdar (1952), Schytt (1956), Wallén (1957), Pentillä (1963) samt Kujansuu (1967). Uppenbarligen är det enbart en mindre del av skvalrännansystemen som kan antas avspegla den årliga ablationen. Sålunda anses vanligen korta, ensi-



Fig. 70. Uppkastad block- och stenvall framför skvalränna norr om Njallavaratj (5f). — Foto förf.

*Boulder ridge built up in front of a lateral drainage channel at Njallavaratj (5f).*

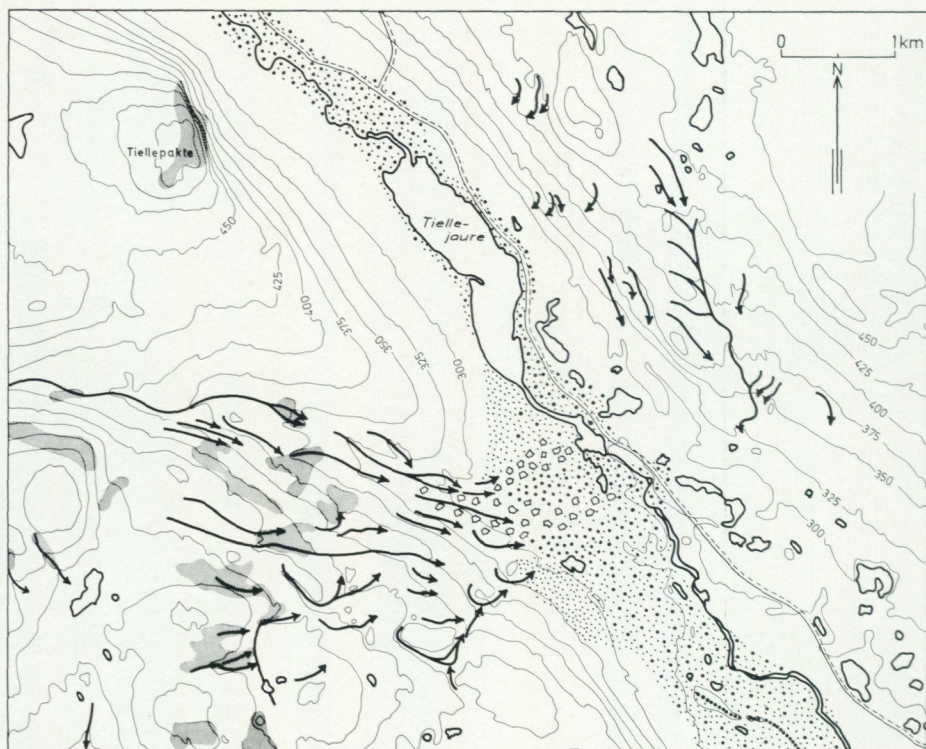
diga skvalrännor vara annuella, medan större, djupare och framför allt dubbelsidiga rännor kan ha utnyttjats av smältvattnet under flera avsmältningssäsonger.

Förutsättningen för att skvalrännor över huvudtaget skall utbildas är, liksom fallet var i samband med utbildandet av överspolningsrännor, att isen inte är uppsprucken och möjligen att den inte helt hade stagnerat, se bl. a. J. Lundqvist (1973, s. 9). Om så varit fallet, skulle smältvattnet relativt snabbt ha sökt sig ned i och under isen och sökt sig fram till iskanten.

Skvalrännorna inom Moskoselbladet uppträder framför allt på syd- och sydvästsluttningar, vilket torde bero på insolationens större verkan på avsmältningen på dessa sluttningar, se Mannerfelt (1945, s. 16) och G. Lundqvist (1935, s. 295). Relativt långa serier av korta skvalrännor, som ibland mynnar i en mer eller mindre vertikal slukränna, finns bl. a. på Tjarajvares sydvästsluttning (8g), Reunas väst- och sydvästsluttning (8b) och på Paljas och Unna Paljas sydväst- respektive västsluttningar (9b). Även Storliden har i sin sydöstra förlängning (0b) en serie med små skvalrännor.

Exempel på välutbildade och stora skvalrännor finns på Njallavaratj nordsluttning (5f), där mäktiga vallar av block och sten kastats upp framför skvalrännornas mynningar, se fig. 70. Delvis har det grova materialet avsatts supraglacialt på en i dalen kvarliggande dödis. Liknande korttransporterade sedimentanhopningar direkt framför mynningen på skvalrännor återfinns exempelvis mellan Ö. och V. Gåbdejaure (1g) samt den ensamma skvalrännan 2 km väster om Ljusträsket (1g).

Kraftiga glacifluviala erosionsformer av alla typer förekommer på båda sidor av Telebäckens dalgång vid Tiellejaure. Väster om Tiellejaure ligger en mot väster orienterad bidal, vars södra sluttning och botten är genomsatt av erosions-



Teckenförklaring till fig. 69, 70 och 71 Legend to Figs. 69, 70 and 71







 Sand och mo Sand and fine sand	 Block Boulders	 Glaciofluviala torrdalrar Glaciofluvial drainage channels
 Grus Gravel	 Kalt berg Exposed bedrock	 Ås Esker

Fig. 71. De glaciofluviala torrdalarna vid Tiellesjöarna (8e).

The glaciofluvial drainage channels at Tiellesjöarna (8e).

spår av olika storlek och form. Kartan i fig. 71, som konstruerats med hjälp av flygbilder och topografiska kartan, visar endast de mera tydliga torrdalarna medan den erosion som skett på bred front mellan strömfåror ej går att återge på kartan. Största delen av de på kartan inritade hållarna är frilagda genom den mera diffusa erosionen. Det yngsta sammanhängande stråket i bidalens botten är en direkt fortsättning på den på s. 62 beskrivna Kuoutelisvaratjäsen. Det torde vara omöjligt att klargöra om de enskilda torrdalarna bildats subglacialt eller lateralt, men sannolikt har en mycket stor del av de djupa och delvis i berget nedskurna ravinerna bildats subglacialt. Vatten från den mot väster avsmältande isdelen har runnit in under den i Telebäckdalen kvarliggande dalisen och fortsatt mot sydost i Telebäckens nuvarande dalgång.

Samtidigt som de laterala och subglaciala erosionsformerna utbildades i väster bildades överspolningsrännorna öster om Tiellejaure. Dessa börjar strax väster om krönet på en svag höjdrygg, skär igenom denna vid vägen och mynnar slutligen i en samlingsfåra, som slingrar sig ned för sluttningen. Sediment från dessa torrdalar har uppenbarligen avsatts i ett avsmältande dödisområde i botten på dalen. Förutom överspolningsrännorna förekommer på Telebäckdalens östra sida sublateral och laterala skvalrännor, som markerar den i dalen avsmältande istungans successiva uttunning, vilket lateralterrasserna (se s. 00) längre in i dalen också visar.

Det av glaci-fluviala torrdalar präglade området söder om Råvekvare (9a) är av principiell betydelse. Mängder av laterala skvalrännor och frontala strömfåror tycks visa att isen i slutskedet av avsmältningen där delades upp i en dödal och en is som avsmälte upp mot de högre belägna områdena nordväst om kartbladet.

*Slukrännor*, som bildats genom att lateralt smältvatten störtat in under isen och eroderat ut rännor, som går ungefär vinkelrätt mot höjdkurvorna (jfr Mannerfelt 1945, s. 23) är relativt vanliga inom området. Framför allt förekommer de i anslutning till skvalrännorna och utgör då en för flera skvalrännor gemensam subglacial dräneringsväg.

*De extramarginala och frontala erosionsformerna* är mera svårdefinierbara och varierande. De är vanliga inom de flackare delarna av bergkullandskapet, där de utgjort dräneringsvägar för en i stort sett mot nordväst retirerande is. Normalt har dessa former en mer eller mindre östlig eller sydöstlig riktning. Den recenta dräneringen följer gärna sådana extramarginala och frontala erosionsformer, varför det ibland kan vara svårt att exakt avgränsa den glaci-fluviala erosionen från den postglaciala.

Som tidigare nämnts är det ibland svårt om inte omöjligt att avgöra om en dränering på bred front varit sugglacial eller frontal. Detta gäller exempelvis Trollforsen-Iggejaureområdet och Höboda-Masurgravsområdet. Samma dräneringsvägar har ofta använts både av subglacialt och frontalt framrinnande vatten.

I kapitlet om isavsmältningen, som till stor del bygger på isälvarnas erosionsformer, berörs ytterligare några lokaler med erosionsformer som bildats av isälvarna.

## DET SENGLACIALA HAVETS UTBREDNING

Vid konstruktionen av kartan över det senglaciala havets utbredning i fig. 72 har använts ungefärliga höjdvärden på lokaler som ansetts ligga i nivå med HK. Höjdvärdena har erhållits med hjälp av konceptbladen till den topografiska kartan och flygbilderna. Kartan visar alltså inte en slutgiltig bild över HK.

Det finns ett flertal äldre arbeten som behandlar HK i Norrbottens kustland.

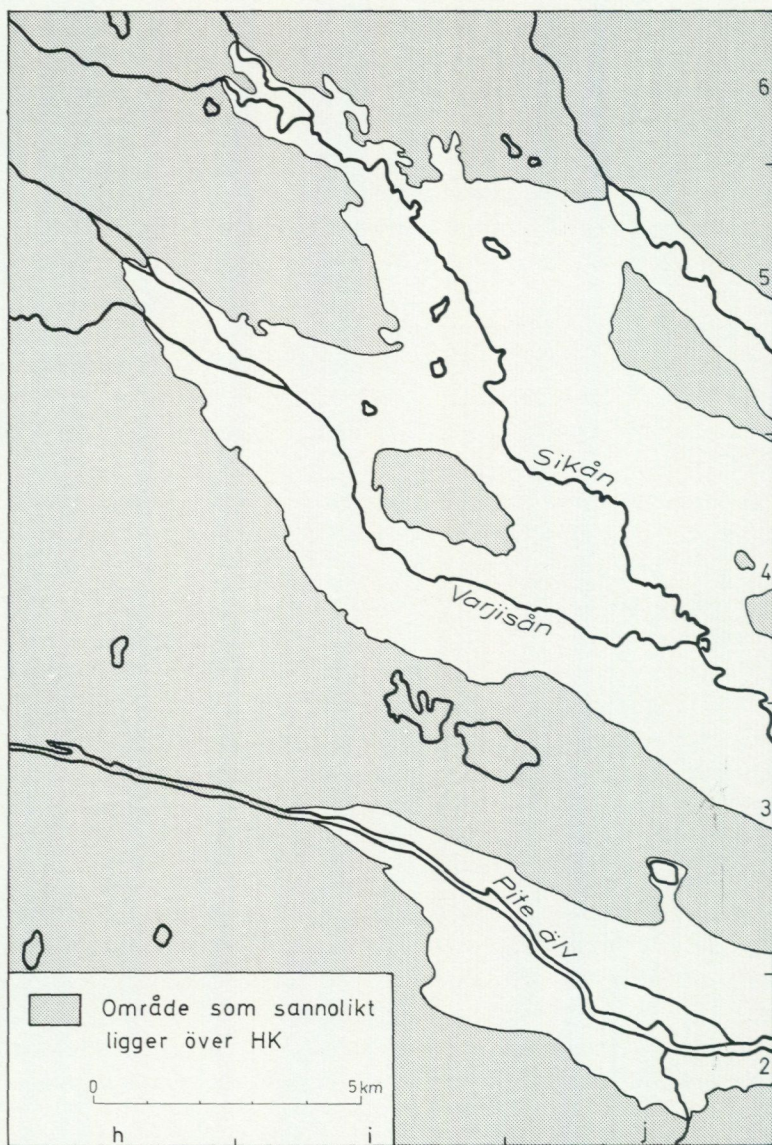


Fig. 72. Den ungefärliga utbredningen av det senglaciala havet inom det karterade området. I Piteälvsdalen har gränsen för området som varit täckt av det senglaciala havet lagts vid 190 m ö. h. i östra delen och ca 185 m ö. h. i västra delen. I Lapmovareområdet har gränsen lagts vid 190 m ö. h. i den östra delen och ca 185 m ö. h. eller strax därunder i de inre delarna av dalarna i Lapmovareområdet.

*The approximativ extension of the late glacial sea.*

Framför allt var det A. G. Högbom (1895, 1896, 1899 och 1904) som bidrog till kännedomen om dessa trakters högsta kustlinje. I motsats till G. De Geer (1898) hävdade Högbom att HK sjunker in mot väster och mot norr från de södra delarna av norrlandskusten. Bl. a. Munthe (1900) visade att Högboms åsikter var korrekta.

Senare har översiktliga kartor över HK publicerats av bl. a. Hamberg (1906) och A. Högbom (1931). Santesson (1927) sammanställde egna och andras HK-observationer, och fortfarande tycks den av honom publicerade sammanställningen ej ha ändrats nämnvärt. De senaste undersökningarna av HK i Norrbottens kustland är utförda av Fromm (1965).

Vid kartläggningen inom kartbladet Moskosel har inga exakta HK-bestämningar gjorts. Anledningen till detta är att det inte framkommit några lokaler som motiverat en bestämning av HK med den noggrannhet som ofta används i dessa sammanhang. Förutsättningarna för svallning i samband med att HK utbildades i de smala dalgångarna är relativt små. Även längre ut i Piteälvens dalgång är enligt Fromm (1965, s. 77) svallningsavlagringarna sällsynta och obetydliga trots att området varit bättre exponerat för vågorna. Möjligheterna att fastställa HK genom att bestämma gränsen mellan kvarliggande svallad och osvallad morän är mycket små genom att laterala urspolningar och svallningar kan förekomma på nivåer som ligger i anslutning till HK. Däremot borde större möjligheter finnas att fastställa HK genom de deltabildningar som ofta uppstår i de inre delarna av dalgångarna. Svårigheten ligger i att fixera HK i sedimentplanet, om detta i någon form fortsätter över HK. Det är inte heller helt säkert att deltaplanet byggs upp till HK, vilket påpekats av bl. a. A. G. Högbom (1899, s. 609) och Nelson (1910).

Hope (1948) och Fromm (1965) m. fl. har bestämt HK genom att avväga smältvattensrännors mynningsnivåer, då dessa antas ha bildats i nivå med HK. Erfarenheterna från Moskoselområdet där en del överspolningsrännor sannolikt har mynnat i höjd med HK har visat att det är mycket svårt att fastställa HK på detta sätt. Smältvattensrännor inom Lapmovareområdet har utgjort dräneringsvägar för seneglacialt och postglacialt vatten, även då havet dragit sig tillbaka, och rännorna fortsätter delvis under den troliga HK-nivån. De smältvattensrännor som Hope (1969, s. 13) iakttagit vid randdeltat i Piteälvens dalgång har tyvärr ej kunnat återfinnas.

Kartan i fig. 72 har ritats enbart för att ge en uppfattning om vilka delar av kartbladet som varit täckta av det seneglaciala havet.

### ISAVSMÄLTNINGENS FÖRLOPP

Med hjälp av de glacifluviala erosionsdalarna, räfflorna och jordarternas fördelning inom kartbladet och området väster därom har ett försök gjorts att rekonstruera isavsmältningen inom Moskoselbladet. De lokala israndlägen, som

kunnat urskiljas, finns inritade på Pl. 2 tillsammans med de glacifluviala erosionsdalarna.

Den allmänna recessionsriktningen har varit nordvästlig, vilket visas av bl. a. de större åsarnas orientering som normalt är parallell med recessionsriktningen, se G. Lundqvist (1963, s. 24), men även den senaste isrörelseriktningen av betydelse visar att den efterföljande avsmältningen i stort sett gått mot nordväst. Isfrontens utseende och orientering i kustlandet har fastställts av G. De Geer (1940) och senare av Hoppe (1948) och Fromm (1965). Av israndens orientering i kustlandet att döma (jfr Hoppe 1948, fig. 36) bör området under HK och det sydöstra hörnet ha frilagts först vid isens avsmältning inom det kartlagda området.

Medan isen i samband med den subakvatiska avsmältningen vid den nuvarande kusten tycks ha haft en sammanhängande och relativt jämn front, delades iskanten vid den supraakvatiska avsmältningen upp i lobar och istungor, som låg kvar i dalarna, och man kan alltså inte tala om någon egentlig isfront i samband med den supraakvatiska avsmältningen. Denna uppdelning i islobar började redan under den subakvatiska avsmältningen (Fromm 1965, fig. 81).

Hur den supraakvatiska avsmältningen principiellt kan te sig visas i Hamberg (1906). På "tafl. 2" har Hamberg markerat långa istungor i älvdalarna över HK, medan de högre topparna längre in i landet smälte fram som nunatakker. Denna avsmältningsprincip återkommer i de flesta arbeten som behandlar den supraakvatiska avsmältningen i inlandet eller i fjälltrakterna, se t. ex. Enqvist (1918), Mannerfelt (1938 och 1945), Hoppe (1950, 1957 och 1967) samt J. Lundqvist (1957 m. fl. arbeten).

På grund av avsaknaden av varvig lera, ändmoräner och vidsträckta issjöbildningar, med vilkas hjälp israndens utseende och den relativa åldern av recessionen kan fastställas, är bilden av isavsmältningen i det norrländska skogslandet fortfarande relativt diffus.

Den sista isdelarens läge, vilket reglerade den slutliga avsmältningen, är relativt dåligt känd i Piteälvens vattensystem, men förläggs av de flesta äldre författare till i höjd med den västra delen av Hornavan, mellersta delen av Tjeggelvas och vidare mot östra delen av Saggats, se A. G. Högbom (1906) och Gavelin (1906). Den senare författaren har visat att det har skett en uppdelning av isen under slutskedet av avsmältningen och att en del av isen avsmälte mot riksgränsen väster om Sarek och en del avsmälte mot den östligast belägna isdelaren. Även Frödin (1914) har lagt isdelaren öster om Sarek och avsmältningen skulle alltså ha följt samma principer som i de södra fjälltrakterna, där den sista isdelaren låg öster om fjällen och dämde upp issjöar mot den högre terrängen i väster. Enligt Hamberg (1910) tycks dock de sista isresterna ha legat i dalarna inom Sarekmassivet och inte öster därom. Hambergs åsikter har bekräftats under de senaste åren av Hoppe och Liljeqvist (1956), Hoppe *et al.* (1959) samt Hoppe (1967), vilka visat att de sista större isresterna har avsmält som aktiva dalisar i Sarekmassivet (se även J. Lundqvist 1972, s. 48).

G. Lundqvist (1961) tycks ha accepterat den sträckning av isdelaren som Gavelin (Gavelin och Högbom 1910) dragit upp, medan Ljungner (1949) förlägger sista isdelaren något längre västerut. Isrörelsen från denna sista isdelare avlöstes av lokala isrörelser från sydväst i området kring västra delen av Hornavan. J. Lundqvist (1972, s. 47) har vid Sädvajaure iakttagit samma isrörelse, vilken skulle ha utgått från ett lokalt iscentrum vid N. Storfjället — Ammarfjälletområdet. Ett ännu yngre iscentrum tycks dessutom enligt J. Lundqvist (1972, s. 47) ha funnits norr om ifrågavarande område.

För att olika sublateral, laterala och extralateral skvalrännor skall kunna uppstå fordras det att isen ej är uppsprucken, så att smältvattnet direkt kan leta sig genom sprickorna ned under isen. Isen måste alltså under avsmältningen inom det undersökta området varit sammanhängande i dalgångarna under större delen av avsmältningsfasen, vilket också framgår av de glacifluviala erosionsdalarnas orientering. Sannolikt har isen under avsmältningen genom Norrlands inland varit klimatologiskt död (Mannerfelt 1945 samt Hoppe och Liljeqvist 1965). Huruvida isen har varit dynamiskt död är mera tveksamt. Enligt Hoppe (1959, s. 204) har de för Norrland typiska drumlinerna bildats i den sista isrörelsens riktning under en sen fas av avsmältningen då "the receding ice front was perhaps only tens of kilometers away". Isen bör alltså ha varit dynamiskt levande under detta sena stadium av avsmältningen då de första nunatackerna smälte fram ur istäcket, se nedan. Vid den fortsatta avsmältningen delades isen upp i istungor vilka avsmälte mot nordväst eller väst genom den i de yttre delarna av isen starkare ablationen och genom att tillförseln av ny is efter hand minskade.

Så länge dalisarna haft kontakt med en bakomvarande mäktigare is, "huvudisen", kan en viss rörelse ha skett i dalisarna även under den slutgiltiga avsmältningen. Denna rörelse kan ha uppkommit genom att isen på horisontell mark enligt Flint och Demorest (1942) strävar efter att utjämna tryckskillnader, som uppkommer i isen genom att ablationen är starkast i de yttre delarna eller på grund av gravitationens inverkan, då isen befinner sig på starkt sluttande mark (Mannerfelt 1938, s. 406). Denna svaga isrörelse kan ha pågått ända tills begränsade delar av isen avsnördes som lokala dödisar.

Inom det stora området med Veikimorän har delar av isen eventuellt stagnerat på ett relativt tidigt stadium och slutligen avsmält som dödis i det starkt kuperade moränbacklandskapet.

Inga räfflor som tyder på en sen isrörelse som följt dalgångarna har hittats. Detta talar mot att isen under slutstadiet av avsmältningen skulle varit dynamiskt levande. Att dylika räfflor saknas kan dock bero på att jordtäcket skyddat berggrunden under denna sena isrörelse, eller att de hållar som finns blottade i dalbottnarna huvudsakligen har frilagts genom den senglaciala vattnerosionen och vittrat kraftigt under postglacial tid. Det är också ett ytterst litet antal räfflor, som påträffats i botten av utpräglade dalgångar. Dessutom överensstämmer dalarnas huvudriktning med isrörelseriktningen, varför en isrörelse som strängt följer dalarna ej säkert kan påvisas genom räffelriktningarna.

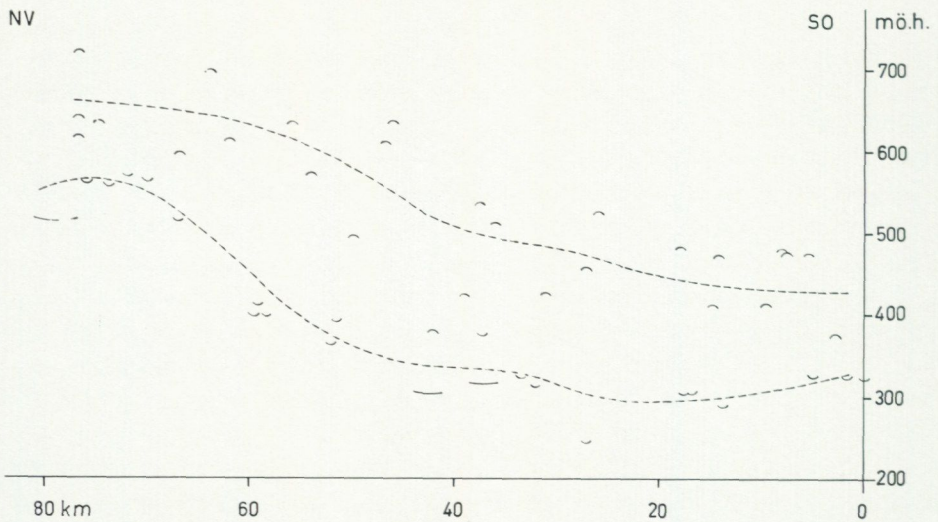


Fig. 73. Profil över kartbladet från nordväst mot sydost, se text. U betecknar sjöar och vattendrag, ∩ betecknar bergstoppar. De streckade linjerna utgör ett ungefärligt medelvärde på höjder resp. sänkor.

Profile over the map from northwest to southeast. U means lakes and rivers, ∩ means mountain tops. Dotted line means approximative average value of depressions respectively heights.

Profilen i fig. 73, som lagts i nordväst—sydostlig riktning över kartbladet från sydväst om Stor-Lafver, omedelbart utanför kartbladets sydöstra hörn, till Udtjajaure ca 1 mil nordväst om kartans nordvästra hörn, visar att terrängen i stort sett sjunker från de högre liggande förfjällsområdena mot de sydöstra delarna av området. Den mest markanta sänkningen av terrängen sker i övergången mellan förfjällsområdet och bergkullterrängen.

Isen, vars recession har skett i stort sett parallellt med profilens riktning, har alltså avsmält från lägre mot högre terräng och som tidigare nämnts har förutsättningarna för issjöbildningar varit ringa. Trots de proximalt högre liggande områdena har inte någon avsnörning av en stor sammanhängande dödis i stil med den av G. Lundqvist (1935) skisserade inträffat inom området. Istället tycks dalisarna delvis ha smält upp mot förfjällsområdet och en viss likhet tycks ha funnits mellan de sista isresterna inom nordvästra delarna av Moskoselbladet och utseendet av exempelvis Vatnajökull (Ahlmann och Thorarinsson 1937).

I den avsmältningens bild som visas på Pl. 2 åskådliggörs endast den successiva avsmältningen av de olika dalisarnas yttre delar och de dödisar, vilka kunnat beläggas genom dessa undersökningar. Aldersförhållandet mellan två intilliggande dalisar är i de flesta fall okänt, men på enstaka lokaler kan den relativa åldern avgöras genom de glacifluviala erosionsdalarnas lutningsförhållande, framför allt gäller detta överspolningsrännorna.

Längden av de enskilda dalisarna kan uppskattas genom att man antar en ungefärlig islutning på 1—3 % i de yttre delarna av isen, se s. 37. Denna lutning ökar mot isranden, och avtar mot de inre delarna av isen, varför de i dalarna kvarliggande isarnas exakta utseende ej går att fastställa. Givetvis har den lokala topografin också påverkat isens utseende.

De inre delarna av isen har ej iritats på grund av svårigheterna att fastställa dess utseende och lutning (jfr G. Lundqvist 1935, s. 288 och Mannerfelt 1945, s. 112). Undersökningar, som gjorts i Nordnorge av Möller och Sollid (1972), visar att isens yttre delar (även i fjordarna) haft en lutning på 1.2 %, se även J. Lundqvist (1973, s. 138). Om man antar en medellutning på 1.5 % på den yttre 2—3 mil breda randzonen av isen inom det kartlagda området så skulle isen varit ungefär 150 m mäktig 1 mil innanför den yttersta randen under förutsättning att underlaget var horisontellt. Med en genomsnittlig relativ höjd av 150—200 m på bergen inom kartbladet (se fig. 73) så skulle dessa ha smält fram ur det sammanhängande istäcket högst ett par mil bakom de yttersta delarna av dalisarna. Så skulle t. ex. Tabmokåive (5e) ha börjat smälta fram som en nunatak ungefär samtidigt som den i Piteälvsdalen existerande dalisen hade lämnat området kring HK. Givetvis är en sådan diskussion helt hypotetisk så länge värden saknas för lutningen på de inre delarna av isen. Ovanstående kan endast illustrera hur området tedde sig under isens avsmältning.

Den bild av deglaciationen inom Moskoselbladet, som erhålls genom att sammanställa det insamlade materialet, visar hur de högsta delarna av bergen smälte fram som nunatakker och hur isen sedan successivt avsmälte koncentriskt runt bergen så att de sista isresterna koncentrerades till dalarna. Enligt ovanstående har dalisarna varit sammanhängande och eventuellt ej helt stagnerade. Dödisavsnörning har endast skett i begränsade bäcken under den sista fasen av avsmältningen genom att berg- eller moräntrösklar smälte fram i isen och avsnörde de yttersta delarna av denna. Sådana avsnörningar har t. ex. skett i Slengområdet (Daniel 1972), vid Gåbdejaure, i Malmesjaure, öster om Lill-Varjisträsket, sydost om Tiellejaure samt vid Stor-Tjärget. Lokala dödisar har också avsnörts i små, högt belägna depressioner i den vågiga bergkullterrängen t. ex. sydost om Erik Larssaberget (3d), sydost om Tjirsavare (8c) samt väster om Ö. Tabmokåive (1f).

Dödisavsnörningen inom Veikimoränens område har sannolikt orsakats av den höga moränhalten i bottendelarna av isen, se s. 46. Några större proximala terränghinder, som skulle orsakat denna avsnörning, tycks inte finnas. Även i samband med övergången från subakvatisk till supraakvatisk avsmältning har en viss dödisavsnörning skett i Sikåns dalgång.

De relativt långa och smala dalisarna har uppenbarligen avsmält utan framryckningar eller längre uppehåll. En kontinuerlig och sannolikt relativt snabb avsmältning mot väster och nordväst har kunnat konstateras i de stora sammanhängande dalstråken med undantag av de tidigare nämnda lokalerna där begrän-

sade dödisar avsnörts (jfr Hoppe 1952, s. 57). Efter hand som dalisarna tunnats ut har de blivit allt mer terrängberoende. Bland annat i Stor-Tjärget — Stor-Varjisträskområdet tycks en uppdelning av isen ha skett i flera individuella dalisar, vars exakta utseende inte är känt. Möjligen kan man i detta finna förklaringen till den komplicerade bilden av isrörelserna mellan sjöarna, se fig. 10.

Den mäktigaste dalisen har funnits i Piteälvens dalgång, där en avsmältning på bredare front har skett bl. a. i området omkring Iggejaure och Kåddevaratj. I samband med denna avsmältning har den tidigare beskrivna dräneringen från Trollforsen och österut inträffat.

Smältvattnet från dalisarna har delvis runnit lateralt, men framför allt har det koncentrerats till dalbottnarna där vattnet runnit på bred front. Åsar saknas i de stora dalarna, vilket kan bero dels på dalisarnas dräneringssätt, dels på att eventuella åsar utplanats av senglacialt smältvatten eller kraftiga postglaciala älvar. Det är inte helt uteslutet att en viss rörelse i de smala dalisarna motverkat uppkomsten av välutbildade åsar. Möjligen utgör de grövre blockiga partierna av Piteälvdalens dalfyllnad nederoderade åskärnor.

Uppenbarligen har den subglaciala dräneringen och sedimentationen varit omfattande framför allt i dalgångarna väster om Åroivare, men även inom andra delar av kartbladet har sedimentation skett subglacialt.

Lokalt inom de norra delarna av området, i anslutning till Veikimoränen, har av allt att döma avsmältningen skett i en mera nordlig riktning, vilket dels kan ha berott på terrängens lutning och dels på att en något mäktigare is låg kvar över Veikimoränområdet och initierade denna avsmältning innan isen slutligen delades upp i små dödisar i moränbacklandskapet. Spår efter en avsmältning mot norr finns även öster om Stor-Sarkasvare, vid Kattekvare (Kåbdalisåsen) och Åroivareområdet. Även dalisen i Sikåns dalgång har avsmält mot Veikimoränområdet. Denna dalis har stagnerat relativt tidigt (se fig. 34), sannolikt på grund av att tillförseln av is från backlandskapet upphört.

I det nordvästra hörnet av kartbladet var avsmältningen komplicerad. Från Tjirsavierraområdet och delningszonen nordost om Tjirsavierra har isen avsmält mot sydväst, varvid issjöar successivt dämtes upp mellan slutningen och isen. Uppenbarligen har det efter hand skett en uppdelning i en is, som avsmält mot de lågt liggande delarna av terrängen omkring Lill-Varjisträsket samt flera mindre istungor, vilka avsmält upp mot förfjällsområdet i nordväst. Även dalisen i Kuorsjojåkkådalen har retirerat mot detta område. Tydligt har is legat kvar uppe på högplatån. Det är emellertid osäkert om denna is har utgjort en självständig kvarliggande iskaka i stil med de av Fromm (1953, fig. 6) antagna dödisarna, eller om denna is haft kontakt med den mot nordväst avsmältande huvudisen.

Enligt Fromm (1965, s. 113) har isen avsmält ca 375 m/år vid kusten. De av G. De Geer (1940, Pl. 71) inritade recessionslinjerna motsvarar en årlig tillbakaryckning på ca 350 m/år vid de inre delarna av Piteälvsdalen. Avsmältnings-

hastigheten har sannolikt avtagit i samband med övergången från en kalvande subakvatiskt avsmältande is till en supraakvatiskt avsmältande is, vars tillbakaryckning endast reglerades av ablationen och det eventuella nytillskottet av is. En dylik stagnation av recessionshastigheten har Granlund (1943, s. 74) antagit, medan Bergström (1968, s. 60) redovisar en annorlunda uppfattning. Enligt Bergströms undersökningar i södra Västerbotten skulle isens årliga tillbakaryckning ha ökat från 320—340 m till ca 500 m i samband med övergången till en supraakvatisk avsmältning.

En grov uppskattning utgående från en recessionshastighet av högst 350 m/år ger till resultat, att det tog ca 200 år för isen att avsmälta från kartområdet.

G. Lundqvist (1961, s. 125) antager på relativt lösa grunder att isen skulle ha varit avsmält upp till Gällivaretrakten omkring 6 000 f. Kr., vilket emellertid stämmer med de beräkningar som Fromm (1965, s. 209 samt 1962) gjort. Enligt den senare författaren har isen börjat avsmälta från kustlandet under övergången mellan Yoldiatid och Ancylustid, dvs. ca 7 000 f. Kr. (Fromm 1965, s. 209). Ca 500 år senare skulle endast mindre isrester funnits kvar i nordligaste Sverige (se även Fromm 1953).

Sannolikt har isen avsmält senare i Piteälvens dalgång än i Malmesjaures västra del och området upp mot Jäknajaure. Innan Jäknajaure helt frilades från is har en stor del av vattenflödet genom Jäknajaure och intilliggande områden avlänkats söderut mot Malmesjaure och Suobdek, där is uppenbarligen låg kvar i de lägsta terrängområdena.

Då isen i Piteälvens dalgång och östra delen av Jäknajaure avsmält öppnades det nuvarande utloppet från Jäknajaure och vattenflödet har så småningom helt koncentrerats till den nuvarande fåran längs Pite älv.

I samband med att området väster om Moskoselbladet frilades från is har som framgår av fig. 5 också en del smältvatten runnit från bl. a. Jerfojaure mot Abraure och vidare mot Malmesjaure, men framför allt tvärs Gubblijaure och därmed Hornavan en kort tid ha dränerats över Abraure, Suobdek och Malmesjaure och vidare ut i Piteälven. Detta bör ha inträffat innan Hornavan fick sitt nuvarande utlopp mot söder vid Arjeplog.

## SUMMARY

**GLACIAL GEOLOGY OF THE TOPOGRAPHICAL MAP 25 J MOSKOSEL,  
CENTRAL LAPPLAND**

## INTRODUCTION

By many reasons has, during the last years, the need of maps of the Quaternary deposits in the inner parts of northern Sweden been actualized.

The mapping of the Quaternary deposits of the actual map has been done in the same manner as for example the mapping of the Quaternary deposits of the county of Jämtland (J. Lundqvist 1969). The field work was done 1969 and 1970.

## PRE-QUATERNARY BEDROCK

The bedrock in the area consists mainly of granites, gneisses and different volcanics. Small areas in the central and southeastern parts of the mapped area are occupied by different diorites and gabbros (cf. Fig. 3).

## MORPHOLOGY

The northwestern part of the area is occupied by a pre-montane region, which mainly lies above 500 m a. s. l. Undulating hilly relief and monadnock plains are alternating in the rest of the area.

The altitude varies between 700 m a. s. l. in the northwestern part and 160 m a. s. l. in the eastern part of the mapped area.

## LATE GLACIAL DRAINAGE BETWEEN HORNAVAN AND MOSKOSEL

A reconnaissance map of Quaternary deposits and the late glacial drainage between Hornavan and Moskosel is presented in Fig. 5. The map is based on aerial photo interpretation and older literature (cf. p. 11). It must be observed that the map is not claimed to be complete, but a complement to older maps of Quaternary deposits of the area.

## GLACIAL STRIAE AND DIRECTIONS OF ICE MOVEMENT

Different directions of ice movements have been established with the aid of glacial striae (cf. Fig. 8). The oldest ice movement, which has been traced in the northern part of the mapped area, came from S 70—80° W. It was followed by the major ice movement from N 35—60° W, which also has impressed the drumlins and rock drumlins in the area. The major stage has been followed by younger ice movements in other directions. In the central part the major stage was followed by movements from southwest and north-northeast from which the last mentioned probably is the youngest one.

At Suddesjaure (2a) the ice movement from northwest was followed by a movement from west. In the northeastern part of the mapped area the major stage was followed by a movement from N 10—20° W. The same directions have been found at Gåbdejaure (1g).

## QUATERNARY DEPOSITS

*Classification.* The classification of the Quaternary deposits at Pl. 1 is primarily based on their genesis, and secondarily on the Atterberg scale. No deposits with more than 4 % of clay has been found.

*Till.* The till is rather uniform and normally it consists mainly of sand and fine sand. Mostly it has a normal boulder content according to the classification introduced by G. Lundqvist (1940). Other types of till have been combined to two types, one coarser sandy and gravelly till and one finer till which is dominated by fine sand (cf. Fig. 17).

The last mentioned type is to be found on higher altitudes in the southwestern part of the mapped area. This probably depends on the volcanics which are fine-grained and rather hard. The fine-sandy till has a normal or low boulder content.

The coarser sandy and gravelly till normally belongs to the vast areas of granites and gneisses in connexion with different hummocky moraines, or to areas where glacial or post-glacial drainage has washed the till and partly removed the finer fractions from it. The sandy and gravelly till has a high or normal boulder content.

Till with lenses of sediments, and transition forms between till and glaciofluvial sediments are rather common in the valleys southwest of Åroivare (7i) and in the valley of Malmesjaure (3a, 3b) among other places.

The transition forms are probably results of subglacial drainage and sedimentation. Some localities with till-covered sediments have been found in the Veiki moraine area in the northeast.

The morphology of the moraine is dominated by the rockdrumlins and different types of drumlins. Transitions between drumlins and hummocky moraine have been found in small areas at Skidträsket (1f) for example. Rogen moraine, normally not very well developed, has been observed in smaller depressions at Gåbdejaure (1g), Nästräsk (3j) and north of Junkaberget (5g).

Hummocky moraine which consists of more or less irregular hills and hollows are widely spread in the mapped area, especially in the northeastern part, where the so-called Veiki moraine is totally dominating the terrain. Plateaus, hollows and rim ridges are typical forms in Veiki moraine. Except Veiki moraine two other hummocky moraine types were observed, namely an ablation moraine with a great number of big boulders and a more indifferent hummocky moraine.

Isolated moraine ridges are common around Sleng (1d) and other places where the ice has been parted and recessed in two directions.

*Glaciofluvial deposits.* The glaciofluvial deposits are very heterogeneous (cf. Fig. 38), and are differentiated in one sandy and one gravelly type. From a morphological point of view the glaciofluvial deposits have been differentiated in eskers, outwash plains and other deposits, which usually are transition forms between glaciofluvial deposits and glacial lacustrine deposits.

The bigger eskers in the mapped area, and west of it, are oriented northwest—southeast (cf. Fig. 5), while the smaller eskers in the mapped area often are oriented in other directions. The bigger eskers often consist of gravel or sand, while the smaller ones are sandy or fine-sandy.

The outwash plains are normally built up by rather coarse material, and are concentrated in lower parts of the great valleys of Pite älv, Varjisån and Tjartsebäcken.

Other glaciofluvial deposits are normally rather small and of less importance.

*Marine and lacustrine sediments (incl. glacial lacustrine sediments).* Marine sediments are those water-laid sediments which are not classified as glaciofluvial and have been deposited in the late-glacial bays below the highest shore line in the valley of Pite älv

and the Lapmovare area. Those sediments consist of wide plains of sand and fine sand, while the material along Pite älv often is coarser.

Sandy and fine-sandy, sometimes gravelly, glacial lacustrine sediments have been deposited in different types of glacial lakes. The greatest glacial lakes were formed in valleys in which the drainage-direction was dammed by ice. In these glacial lakes sand and fine sand was deposited. Small glacial lakes were formed laterally and in side-valleys when ice lobes still were left in the main valley. The sediments of the lateral glacial lakes varies between gravel and fine sand.

In the northwestern part of the area frontal glacial lakes were formed between the ice and the southwestern slopes. In these glacial lakes mainly gravel and sand was deposited.

*Eolian sediments.* Windblown sand and fine sand have been found in two places, Malmesjaure (3a) and southwest of Åroivare (6i). At Malmesjaure the windblown sand has covered some pines (cf. Fig. 58). The  $C^{14}$ -age of the pines is about 280 ys.

*Chemical properties of the Quaternary deposits and lithological composition of the till.* Chemical analysis have been made on all till samples and some of the sediment samples.

The pH varies very little, and the value of pH is normally lying between 5.5 and 6.0

The percentage of carbonate in the Quaternary deposits is below 2 % in all samples. It must be observed that most of the samples have been taken at a depth of less than 1 m, why the leaching probably has affected the amount of carbonate.

The percentage of heavy minerals ( $d > 2.68$ ) was determined in all till samples. The determinations show that the volcanics and the basic rocks as diorites and gabbros give the highest percentage of heavy minerals in the till (cf. Fig. 60).

The content of magnetite in the till (Fig. 61) is mainly influenced by the volcanics.

The lithological composition of the till has been studied in the fraction 2—6 mm. The results are shown in Figs. 63—65.

#### FROST PHENOMENA

Frost phenomena are rather unusual in the area, and except the boulder depressions only a few stone pits and sorted polygons (cf. Fig. 66) have been observed.

#### GLACIOFLUVIAL EROSION MARKS

Glaciofluvial erosion marks include canyons, overflow channels, lateral drainage channels, sub-glacial chutes and extra-marginal and frontal erosion marks.

Most of the erosion marks are concentrated in the northern part of the mapped area, where the morphology is more broken.

The canyons have been formed sub-glacially or extra-marginally. They are located to weak zones in the bedrock, and have probably a pre-glacial origin.

Overflow channels are normally cutting through the crest of hills that are descending to the southeast. The overflow channels as well as other erosion marks show that the ice was not totally broken up and probably not completely stagnant during the formation of the erosion marks.

Lateral drainage channels are abundant in the northern and partly southwestern part of the area. Where the terrain is more broken, lateral drainage channels were formed between the hill-slopes and ice lobes. Lateral drainage channels are often connected with sub-glacial chutes where the meltwater poured down between the ice and the hill-slope.

In the central and southeastern part of the area, where the terrain is less broken the extra-marginal and frontal erosion marks are dominating.

#### THE EXTENSION OF THE LATE GLACIAL BALTIC

The highest shore line has not been exactly determined. No localities for such determinations have been found during the field work. The map at Fig. 72 shows roughly the estimated area which has not been covered by the late glacial Baltic. The levels of the sediment plains in the valley of Pite älv and in the Lapmovare area are taken as indicators of the extension of the late glacial Baltic.

#### DEGLACIATION

The reconstruction of the outlines of the deglaciation at Pl. 2 is based on the distribution of the Quaternary deposits and the glaciofluvial erosion marks. In general the ice receded from east and southeast towards west and northwest. The general thinning of the ice made the mountains protruding as nunataks. There is no long front of the ice to be identified, but the ice formed lobes in the valleys during the recession. Only small bodies of dead ice were left in the depressions. In the northwestern part of the area the ice seems to have receded towards the higher pre-montane plateaus, but it is uncertain whether this ice still was active or if it was stagnant.

## LITTERATUR

- AS = Atlas över Sverige, Stockholm  
 BGIU = Bull. Geol. Inst., Uppsala  
 GA = Geografiska Annaler, Stockholm  
 GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar  
 SGU = Sveriges geologiska undersökning, Stockholm
- AHLENIUS, K., 1900: Beiträge zur Kenntnis des Seenkettenregion in Schwedisch-Lappland. — BGIU 5.  
 — 1901: Sjöforskningar i Lappland. — Ymer 21.  
 AHLMANN, H. W:SON, 1938: Über das Entstehen von Toteis. — GFF 60.  
 — och THORARINSSON, S., 1937: Vatnajökull. Scientific results of the Swedish-Icelandic investigations 1936—1937. — GA 19.  
 — och LAURELL, E. och MANNERFELT, C., 1942: Det norrländska landskapet. Särskilt dess topografiska och kvartärgeologiska utveckling. — Ymer 62.  
 BARANOWSKI, S., 1970: The origin of fluted moraine at the fronts of contemporary glaciers. — GA 52 A.  
 BERGDAHL, A., 1953: Israndbildningar i sydöstra- och mellansverige med särskild hänsyn till åsarna. — Medd. fr. Lunds Geogr. Inst. Avhandl., 23.  
 BERGSTRÖM, R., 1968: Stratigrafi och isrecession i södra Västerbotten. — SGU C 634.  
 BESKOW, G., 1935: Praktiska och kvartärgeologiska resultat av grusinventeringen i Norrbottens län. Föredr. — ref. — GFF 57.  
 BOULTON, G. S., 1972: Modern Arctic glaciers as depositional models. — Jour. of the geol. soc. London, 128.  
 DANIEL, E., 1972: Some ridges formed in the open crevasses of a melting ice sheet in northern Sweden. — GFF 94.  
 DE GEER, G., 1898: Om den senkvartära landhöjningen kring Bottniska viken. — GFF 20.  
 — 1940: Geochronologia Suecia Principes. — K. Sv. Vet-Akad. Handl. 3 ser., 18:6.  
 DE GEER, S., 1926: Norra Sveriges landformsregioner. — GA 8.  
 DERBYSHIRE, E., 1958: The identification and classification of glacial drainage channels from aerial photographs. — GA 40.  
 DYSON, I. L., 1952: Ice ridged moraines and their relations to glaciers. — Am. Jour. Sc. 250.  
 ENQUIST, F., 1918: Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. — SGU C 285.  
 FALK, L., 1973: Vulkaniska gråvackor och vulkaniter i Arvidsjaurfältet. — Geol. Inst. Lunds Univ.  
 FLINT, R. F., 1971: Glacial and quaternary geology. New York.  
 — och DEMOREST, M., 1942: Glacier thinning during deglaciation. — Am. Jour. Sc., 240.  
 FREDHOLM, K. A., 1886: Öfversigt af Norrbottens geologi inom Pajala, Muonionalusta och Tändö socknar. — SGU C 83.  
 — 1892: Bidrag till kännedomen om de glaciala företeelserna i Norrbotten. — SGU C 117.  
 FRIETSCH, R., 1972: A late-metasomatic iron mineralization in the Narken area and its occurrence as glacial boulders at Kihlauki, both in Northern Sweden. — SGU C 672.  
 FROMM, E., 1949: Datering av den senglaciala utvecklingen i Norrbottens kustland. — GFF 71.  
 — 1953: Nedisning och landhöjning under kvartärtiden. — AS, bl. 19—20.  
 — 1962: Om isrecessionens kronologi i övre Norrland. — GFF 84.  
 — 1965: Beskrivning till jordartskarta över Norrbottens län nedanför Lappmarksgränsen. — SGU Ca 39.  
 — 1965a: Kursudalar och blockdeltan vid Messaure kraftverks dämningssområde. — SGU C 601.  
 FRÖDIN, G., 1954: The distribution of late glacial subfossil sandurs in northern Sweden. — GA 36.  
 FRÖDIN, J., 1914: Geografiska studier i St. Lule älvs källområde. — SGU C 257.  
 GANDAHL, R., 1952: Bestämning av kornstorlek med hydrometer. — GFF 74.  
 GAVELIN, A., 1906: Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NV om Kvikkjokk. — GFF 28.  
 GAVELIN, A. och HÖGBOM, A. G., 1910: Norra Sveriges issjöar. En sammanställning af hittills gjorda undersökningar. SGU Ca 7.

- GEIJER, P., 1917: Om landisens avsmältningförhållanden inom Nautanenområdet vid Gällivare. — SGU C 277.
- 1948: Några synpunkter på isavsmältningens förlopp i nordligaste Sverige. — GFF 70.
- GRANLUND, E., 1943: Beskrivning till jordartskarta över Västerbottens län nedanför odlingsgränsen. SGU Ca 26.
- GRIP, E., 1946: Arvidsjaurfältet och dess förhållande till omgivande berggrund. — SGU C 474.
- GRIPP, K., 1929: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. — Naturwissenschaftlicher Verein. Abh. 21—22 Hamburg.
- HAMBERG, A., 1906: Öfversikt af Lule älfs geologi. — SGU C 202.
- 1910: Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. — GFF 32.
- HOLDAR, C.-G., 1952: Problemet Torne-issjön. — GA 34.
- HOPPE, G., 1948: Isrecessionen från Norrbottens kustland i belysning av de glaciala formelementen. — Geographica 20.
- 1950: Några exempel på glaci-fluvial dränering från det inre Norrbotten. — GA 32.
- 1951: Drumlins i nordöstra Norrbotten. — GA 33.
- 1952: Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norrbotten. — GA 34.
- 1957: Problems of glacial morphology and the ice age. — GA 39.
- 1959: Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden. — GA 41.
- 1963: Subglacial sedimentation with examples from northern Sweden. — GA 45.
- 1967: Case studies of deglaciation patterns. — GA 49A.
- 1969: Norrlandsälvarnas naturvärden. — Statens naturvårdsverk. Publ. 1969:13.
- och LILJEQUIST, G., 1956: Det sista nedisningsförloppet i Nordeuropa och dess meteorologiska bakgrund. — Ymer 76.
- och SCHYTT, V., 1953: Some observations on fluted moraine surfaces. — GA 35.
- KINDBLOM, B.-O., KLEIN, K., och KLINGSTRÖM, E. och A., 1959: Glacialmorfologi och isrörelser i ett lappländskt fjällområde. — GA 41.
- HÅKANSSON, S., 1972: University of Lund radiocarbon dates V. Radiocarbon 14.
- HÖGBOM, A., 1931: Praktisk-geologiska undersökningar inom Jokkmokk. — SGU C 369.
- 1935: Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. — SGU C 389.
- och LUNDQVIST, G., 1930: Beskrivning till kartbladet Malingsbo. — SGU Aa 168.
- HÖGBOM, A. G., 1895: Om elfaflagringar och nivåförändringar i Norrland. — GFF 17.
- 1896: Om högsta marina gränsen i norra Sverige. — GFF 18.
- 1899: Till frågan om den senglaciala hafsgränsen i Norrland. — GFF 21.
- 1901: Om några fluvioglaciala erosionsföreteelser. — GFF 23.
- 1904: Nya bidrag till kännedomen om de kvartära nivåförändringarna i norra Skandinavien. — GFF 26.
- 1905: Studien in nordschwedischen drumlinslandschaften. — BGIU VI.
- 1906: Norrland. Naturbeskrifning. — Norrländskt handbibl. 1.
- 1920: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. — SGU C 140.
- HÖGBOM, B., 1916: Einige fluvioglaziale Erosionsrinnen in nördlichsten Schweden. BGIU 15.
- HÖRNSTEN, Å., 1964: Ångermanlands kustland under isavsmältningsskedet. Preliminärt meddelande. — GFF 86.
- JOHANSSON, H. G., 1972: Moraine ridges and till stratigraphy in Västerbotten, Northern Sweden. — SGU C 673.
- KUJANSUU, R., 1967: On the deglaciation of western Finnish Lapland. — Bull. Comm. Géol. Finl., 232.
- LJUNGNER, E., 1943: Isdelarstudier vid polcirkeln. — GFF 65.
- 1945: Den sista nordiska nedisningens förlopp. — GFF 67.
- 1949: East-west balance of the quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. — BGIU 33.
- LUNDQVIST, G., 1935: Isavsmältningen inom Bergslagen. — GFF 57.
- 1940: Bergslagens minerogena jordarter. — SGU C 433.
- 1942: Jordarterna och deras fördelning inom Norrland och Dalarna. — Ymer 62.
- 1943: Norrlands jordarter. — SGU C 457.
- 1946: Blekingemoränens blockhalt. — SGU C 478.
- 1948: Blockens orientering i olika jordarter. — SGU C 497.
- 1951: Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. — SGU Ca 21.
- 1952: Atlas över Sverige. Rullstensåsar och isälvsdelta. — AS 17—18.
- 1958: Beskrivning till jordartskarta över Sverige. — SGU Ba 17.

- 1961: Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. — SGU Ba 18.
- 1963: Beskrivning till jordartskarta över Gävleborgs län. — SGU Ca 42.
- och SAHLSTRÖM, K. E., 1950: Jordarterna. — AS 15—16.
- LUNDQVIST, J., 1952: Bergarterna i Dalamöränernas block- och grusmaterial. — SGU C 525.
- 1957: Övre Klarälvens kvartärgeologi. — SGU C 550.
- 1958: Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. — SGU Ca 38.
- 1962: Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. — SGU C 583.
- 1969: Beskrivning till jordartskarta över Jämtlands län — SGU Ca 45.
- 1969a: Problems of the so-called Rogen moraine. — SGU C 648.
- 1972: Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. — Boreas 1.
- 1972a: Geologiska kartor — en förutsättning för riktig markanvändning. — Ymer 92.
- 1973: Isavsmältningens förlopp i Jämtlands län. — SGU C 681.
- LUNDQVIST, M., 1953: Landytans brutenhet. — AS 3—4.
- MACCLINTOCK, P., and DREIMANIS, A., 1964: Reorientation of till fabric by overriding glacier in the St. Lawrence valley. — Am. Jour. Sc., 262.
- MANNERFELT, C., 1938: Das Hervorschmelzen des Städjan-Berges aus dem absterbenden Inlandseis. — GFF 60.
- 1945: Några glacialmorfologiska formelement. — GA 27.
- 1949: Marginal drainage channels as indicators of the gradients of quaternary ice caps. — GA 31.
- MIKKOLA, E., 1932: On the physiography and late-glacial deposits in northern Lapland. Helsingfors.
- MUNTHE, H., 1900: Några iakttagelser öfver Yoldiagränsen inom Norrbotten. — SGU C 186.
- MÖLLER, J. J. och SOLLID, J. L. 1972: Deglaciation chronology of Lofoten — Vesterålen — Ofoten, North Norway. — Norsk Geogr. Tidskrift, Bd 26.
- NELSON, H., 1910: Om randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. — SGU C 220.
- PADGET, P., 1966: The geology and mineralization of the Radnejaure area, Norrbotten county, Sweden. — SGU C 609.
- EK, J. & ERIKSSON, L., 1969: Vargisträsk, a case-history in ore prospecting. — Geoexploration 7.
- PENTILLÄ, S., 1963: The deglaciation of the Laanila area, Finnish Lapland. — Bull. Comm. Géol. Finl., 203.
- RAMSDEN, J. and WESTGATE, J. A., 1971: Evidence for reorientation of a till fabric in the Edmonton area, Alberta. — Ur: Till. A symposium. Ed. by Richard P. Goldthwait. Ohio State Univ. Press.
- RUDBERG, S., 1949: Kursudalar i Norrbotten. En preliminär översikt. — GFF 71.
- 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av preglaciala erosionsgenerationer i Sverige. — Gographica 25.
- 1955: Norrlands natur. — Norrländsk tidskrift nr 4.
- 1959: From the Bothnian Gulf through southern and central Lapland to the Norwegian Fiords. — GA 41.
- 1962: Geology and morfology of the "fjells". — Biulletin Peryglacialny 11.
- SANTESSON, G., 1927: Undersökningar angående det senglaciala havets största utbredning inom Norrbottens län. — SGU C 348.
- SCHYTT, V., 1956: Lateral drainage channels along the northern side of the Moltke glacier, northwest Greenland. — GA 38.
- SVENONIUS, F., 1882: En åsbildning vid Hornavans sydöstra strand. — GFF 6.
- TAMM, O., 1934: En snabbmetod för mineralogisk jordartsgranskning. — Svenska skogs-vårdsfören:s tidskrift, 32.
- TANNER, V., 1915: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lapland och angränsande trakter. — Bull. Comm. Géol. Finl., 38.
- 1928: The problems of an Esker. Kollaz'jokk'gaece in Petsamo, Lapland. — Fennia 50:38.
- WALLÉN, C. C., 1957: Inlandsisens ablationsförhållanden under avsmältningsskedet i de nordvästra fjälltrakterna. — GFF 79.
- VIRKKALA, K., 1955: On glaciofluvial erosion and accumulation in the Tankavaara area, Finnish Lapland. — Acta geographica 14. Helsingfors.
- ÖDMAN, O. H.: 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. — SGU Ca 41.

## Kornstorleksanalyser

Nedanstående sammanställning utgör ett urval av de analyser som gjorts på jordarter inom kartbladet 25 J Moskosel. Laboratoriets analysnummer har angivits i vänstra kolumnen. Kornstorleksfraktioner och förkortningar använda i tabellen:

Grovgrus	20 - 6 mm	Mellansand	0.6 - 0.2 mm	Grovmjäla	0.02 - 0.006 mm
Fingrus	6 - 2 mm	Grovmo	0.2 - 0.06 mm	Finmjäla	0.006 - 0.002 mm
Grovsand	2 - 0.6 mm	Finmo	0.06 - 0.02 mm	Ler	< 0.002 mm

sbl. = storblockig (with large boulders), rbl. = rikblockig (rich in boulders), nbl. = normalblockig (with medium boulder content), blf. = blockfattig (with low boulder content), m. = morän (till), gr. = grusig (gravelly), sa. = sandig (sandy), mo. = moig (with fine sand and coarse silt)

Nr	Lokal	Jordart	Grus		Sand		Mo		Mjäla		Ler
			Grov	Fin	Grov	Mellan	Grov	Fin	Grov	Fin	
Morän (Till)											
10521	6.5 km O om Skirvo (0h)	nbl. sa. mo. m.	9.0	6.5	13.0	18.5	21.0	19.0	8.0	2.5	2.5
10525	2 km VSV om Benbryteforsen (3h)	rbl. gr. m.	27.5	17.5	16.5	9.0	12.5	12.0	4.0	0.5	0.5
10542	3 km SO om Lill-Varjisträsket (7b)	sbl. sa. m.	21.0	12.0	18.0	15.5	16.0	11.0	4.5	0.5	1.5
10544	3 km NO om Trollforsen (6a)	nbl. sa. mo. m.	17.5	8.0	12.0	14.0	19.0	18.5	7.5	1.0	2.5
10546	1.5 km S om Erik Larssaberget (3d)	nbl. mo. gr. m.	23.0	13.0	13.0	12.0	14.5	15.0	6.0	2.0	1.5
10547	2.5 km SV om Storliden (0a)	nbl. sa. mo. m.	13.5	8.5	12.0	14.5	18.0	20.0	8.5	3.5	1.5
10548	1.5 km NV om Tabmokåive (5e)	nbl. sa. m.	11.5	8.0	28.0	16.0	13.5	17.5	4.0	1.0	0.5
10557	1 km NO om S. Hundträsket (2d)	blf. mo. m.	7.0	5.5	8.5	10.5	23.5	31.0	10.5	2.5	1.0
10562	3 km SSO om Skirvo (0h)	rbl. gr. m.	49.0	14.0	9.0	10.0	11.0	5.0	1.5	0.5	-
10563	4 km SSO om Skirvo (0h)	blf. mo. m.	13.0	7.0	12.5	11.5	14.5	25.0	12.0	3.5	1.0
10564	Mellan Ö. och V. Gåbdejaure (1g)	nbl. sa. m.	12.0	11.0	23.5	23.0	17.0	10.0	2.0	1.0	-
10568	2 km S om Öv. Ljusseliforsen (4d)	blf. sa. mo. m.	16.0	10.5	13.5	15.0	19.0	15.0	6.5	1.5	3.0
10577	7 km SO om Benbryteforsen (3i)	rbl. sa. mo. m.	8.0	10.0	15.5	15.0	16.5	21.5	8.5	3.5	1.5
10581	2.5 km SO om Sillre (6h)	nbl. sa. mo. m.	11.0	11.0	17.0	18.5	19.5	14.5	6.0	1.0	1.5
10584	3 km NV om Piellovare (7g)	nbl. sa. mo. m.	10.0	9.5	15.0	17.0	20.0	18.5	6.0	2.5	1.5

Nr	Lokal	Jordart	Grus		Sand		Mo		Mjåla		Ler
			Grov	Fin	Grov	Mellan	Grov	Fin	Grov	Fin	
10585	1 km N om Kallakvare (8j)	blf. mo. m.	6.0	6.5	8.5	17.0	25.5	23.0	8.0	3.0	2.5
10589	7 km SO om Gåskatvare (4a)	blf. sa. mo. m.	16.0	10.5	10.5	13.0	20.5	20.0	6.0	1.5	2.0
10592	1.5 km ONO om Sauturjaure (1d)	sbl. sa. mo. m.	14.5	13.0	16.5	16.0	14.5	13.5	7.0	3.0	2.0
10601	4 km SSO om Skräckselet (4j)	nbl. mo. m.	10.5	8.5	11.5	12.0	14.5	25.5	11.5	5.0	1.5
10602	2.5 km S om Njallavaratj (5f)	nbl. sa. m.	14.0	18.0	18.0	13.5	14.0	14.5	5.5	1.0	1.5
11157	3.5 km ONO om Vitmossaberget (7j)	blf. sa. mo. m.	7.5	9.0	12.0	17.5	21.0	19.0	9.5	2.0	2.5
11160	1.5 km SSV om Åroivare (7i)	nbl. sa. mo. m.	12.0	11.0	16.0	18.0	18.0	16.0	5.5	2.0	1.5
11166	2 km NV om Luovveåive (9e)	nbl. sa. mo. m.	12.0	10.0	15.0	15.5	16.0	15.5	9.5	4.0	2.5
11172	2.5 km N om Tjirsavare (9c)	rbl. sa. gr. m.	19.0	22.5	24.0	17.5	9.5	3.5	2.0	1.0	1.0
11176	1 km NO om Kainolatjvare (7h)	nbl. sa. m.	17.0	13.5	18.0	18.0	16.5	10.5	3.5	1.5	1.5
11177	3.5 km SO om Njallavaratj (5f)	nbl. sa. mo. m	9.5	10.5	11.0	15.5	19.0	20.5	8.5	2.5	3.0
11189	4 km NO om Plidgavarats (8b)	blf. sa. mo. m.	11.0	12.5	15.5	16.5	17.5	17.5	7.0	1.0	1.5
Isälvsavlagringar (Glaciofluvial deposits)											
10512	1.5 km O om Moskosel stn (2d)	sa.	1.5	3.0	72.5	21.0	2.0	-	-	-	-
10515	1.5 km SSO om Tallsund (0e)	st. sa. gr.	26.5	25.5	33.5	8.5	3.5	1.5	-	-	-
10517	2.5 km NV om Moskosel stn (2d)	st. sa. gr.	23.0	34.0	34.0	3.0	1.5	2.5	1.5	-	0.5
10520	1.5 km O om Gåskatvare (4a)	gr. sa.	17.5	27.5	32.0	18.0	4.0	-	-	-	-
10524	5 km SSO om Nästråsk (4i)	gr. sa.	9.5	26.0	56.0	8.5	-	-	-	-	-
10528	1 km O om Sarvasmyran (3g)	st. gr. sa.	22.0	25.5	43.0	6.5	1.5	0.5	-	-	1.0
10534	1.5 km SV om S. Hundträsk (1c)	st. gr. sa.	15.5	14.5	18.5	20.0	16.0	9.5	4.0	0.5	1.5
10579	3 km SO om Tabmokåive (5e)	gmo.	-	-	-	5.0	55.5	36.0	2.5	-	1.0
10582	3.5 km OSO om Sillre (6h)	sa. gr.	25.0	15.5	22.5	23.0	8.5	4.5	0.5	-	0.5
10586	0.5 km SV om Kattekvare (8h)	gr. sa.	15.5	14.0	23.5	20.5	16.5	7.0	1.5	-	1.5
11183	0.5 km NV om Kåddevaratj (5c)	sa. gr.	35.0	27.5	17.0	10.5	5.0	3.0	1.0	-	1.0

Nr	Lokal	Jordart	Grus		Sand		Mo		Mjåla		Ler
			Grov	Fin	Grov	Mellan	Grov	Fin	Grov	Fin	
Issjösediment (Glacial lake sediments)											
10527	1.5 km NO om Ö. Tabmokåive (2f)	gmo.	-	-	-	-	71.5	25.5	2.0	-	1.0
10551	1.5 km SSV om Serpra (2c)	sa. mo.	3.0	3.0	8.0	35.0	41.0	6.0	2.0	-	2.0
10558	3 km NNV om Serpra (2c)	mo.	5.5	1.0	3.5	18.5	43.0	22.5	4.0	1.0	1.0
10590	2.5 km O om Ö. Tabmokåive (2f)	sa. gr.	21.5	33.5	35.0	7.5	1.0	0.5	0.5	-	0.5
11181	4.5 km NNV om Reuna (8c)	msa.	-	-	3.0	76.0	20.0	-	-	1.0	-
11185	1.5 km NV om Sauturjaure (1d)	gmo.	-	-	-	3.5	78.0	16.5	1.0	-	1.0
Flygsand (Eolian sand)											
10573	3.5 km S om Gåskatvare (4a)	sa. mo.	-	-	-	40.0	56.0	4.0	-	-	-
11165	2 km VSV om Aktseberget (5j)	sa.	-	-	3.5	53.5	40.5	-	2.5	-	-



Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Statens lantmäterverk 1975-10-16.

**MORÄN  
TILL**

- Moig morän  
Till, silty to fine sandy
- Sandig-moig morän  
Till, sandy
- Sandig och grusig morän  
Till, gravelly

**MORÄNENS BLOCKHÅLT I YTAN  
THE BOULDER FREQUENCY OF THE TILL SURFACE**

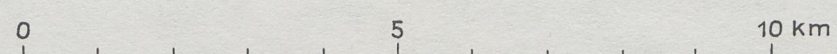
- Blockfattig  
Low boulder frequency
- Normalblockig  
Medium boulder frequency
- Stor- eller rikblockig  
High boulder frequency

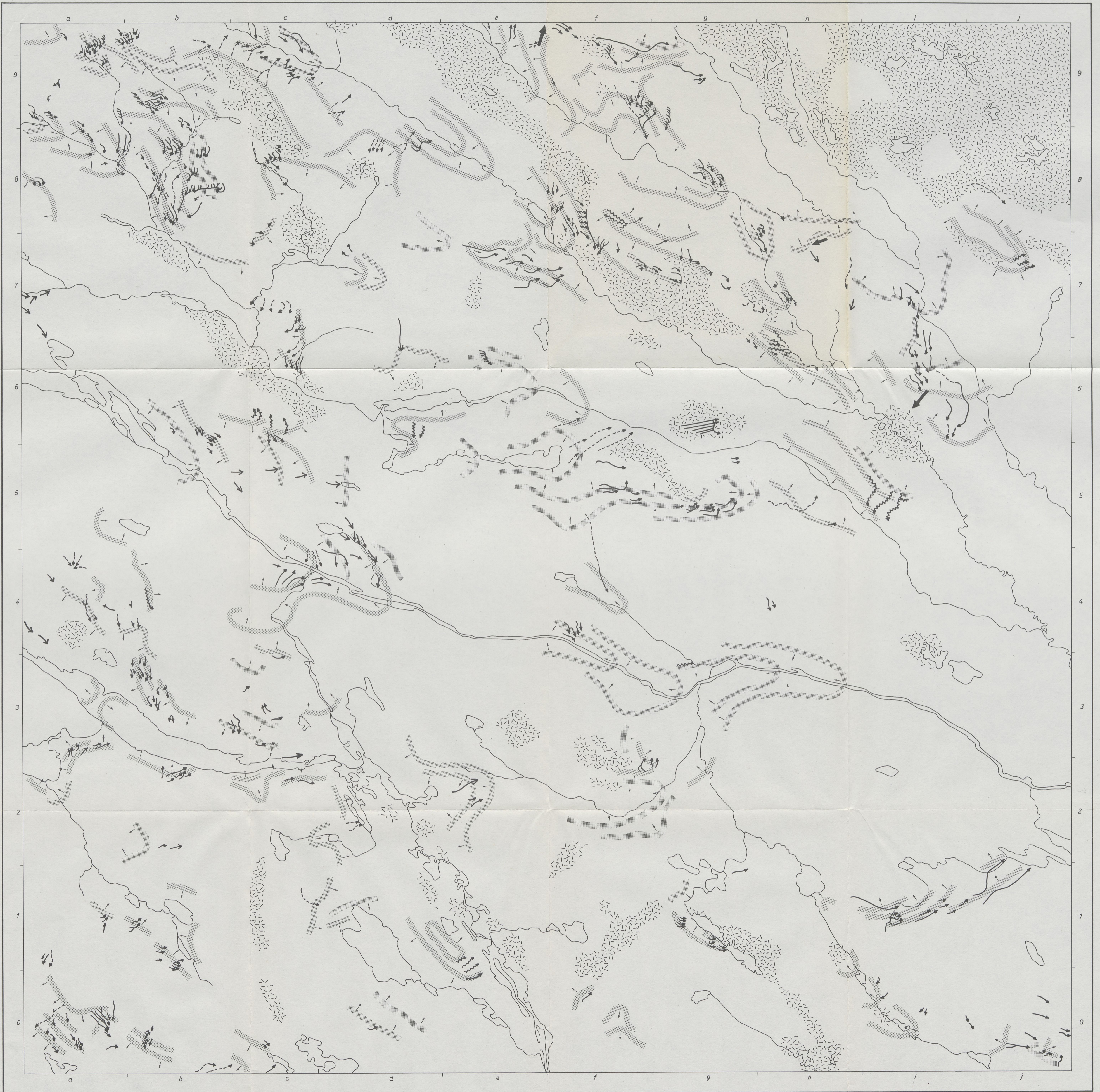
**ISÄLVSÄVLÄGRINGAR  
GLACIOFLUVIAL SEDIMENTS**

- Sand  
Sand
- Grus  
Gravel
- Rullstensås  
Esker

**HAVS- OCH SJÖSEDIMENT  
MARINE AND LACUSTRINE SEDIMENTS**

- Finmo  
Coarse silt
- Grovmo  
Fine sand
- Sand  
Sand
- Grus  
Gravel
- Flygsand  
Eolian sand
- Blockmark  
Boulder fields
- Myr  
Peat
- Berg i dagen  
Exposed bedrock





Godkänd ur sekretessynpunkt för spridning. Statens lantmäterverk 1975-10-16.

~ Lateral, marginala och submarginala erosionsformer  
Lateral and marginal erosion marks

~ Överspolningsrännor  
Overflow channels

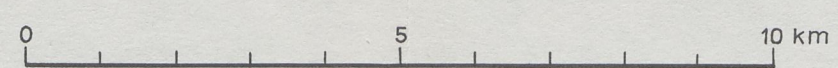
➔ Kursudalar  
Canyons

➔ Större extramarginala och frontala erosionsformer  
Extra-marginal and frontal erosion marks

➔ Diffusa erosionsformer  
Diffuse erosion marks

— Iskant. Pilarna visar avsmältningsriktningen  
Ice border. Arrows show the direction of recession

~ Moränbacklandskap  
Hummocky moraine



PRISKLASS H

Distribueras genom

**LiberTryck**

162 89 VÄLLINGBY

Växjö 1975 C Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden

ISBN 91-7158-080-8