SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:o 342.

ÅRSBOK 20 (1926) N:o 3.

BRATTFORSHEDEN

ETT VÄRMLÄNDSKT RANDDELTEKOMPLEX OCH DESS DYNER

AV

N. G. HÖRNER

Med 2 tavlor

English summary

Pris 3,00 kr.

STOCKHOLM 1927
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
263851

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. C. Avhandlingar och uppsatser. N:O 342.

ÅRSBOK 20 (1926) N:O 3.

BRATTFORSHEDEN

ETT VÄRMLÄNDSKT RANDDELTEKOMPLEX OCH DESS DYNER

AV

N. G. HÖRNER

Med 2 tavlor

English summary

STOCKHOLM 1927
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
263851

INNEHÅLL.

Sid.

Förord 5
Glacifluviala bildningar 7
Topografisk orientering 7
Glacifluviala avlagringar söder om Brattforsheden 10
Väseåsen 10
Väse Allmänningshed 10
Sutterhöjden 12
Brattforsheden, beskrivning 16
Deltabildningarna kring Alsterbodviken samt söder och sydväst därom 16
Deltabildningar väster om Alstern 31
Området mellan Sjöbodviken och Hällebergshöjden 32
Alsterstorpsplatån 32
Saras Äng-terrassen 33
Finnbäcksplatån 34
Avlagringar norr om Storöbäcken 35
Sidsjöberget 37
Deltabildningar öster om Alstern 37
Stegeludden och området därifrån till Brohultstjärn—Stegla 37
Alstertjärn—Sundstjärnsområdet 39
Stortjärnsplatån 39
Kotjärnsterrassen 43
Horrskogbäcksplatåerna 46
Kuperad glacifluvialterräng i Horrskogbäcksplatåernas omgivningar 47
Ormtjärnsplatåerna 48
Glacifluvialavlagringar kring Djäknetjärn 49
Sandviksuddens åslandskap 49
Sundsnäsplatån 50
Åsbildningar mellan Sundsnäsplatån och Pardixhyttetrakten 50
Glacimarina avlagringar vid Alsterns norra ände 51
Alstern och dess holmar 53
Mången 56
Lungen 57
Brattforshedens bildningshistoria 58
Lindfors—Fageråsplatån och Gräshöjdsterrassen 58
Isbukten efterträdes av en lob 70
Alsterstorpsplatån 71
Saras Äng-terrassen 72
Israndens tillbakaryckande från Sanddalen till Horrskogbäcken 74
Tillbakaryckningen till israndsläget Finnbäcksplatån—Ö. Ormtjärnsplatån . . . 78
Isavsmältningen från läget Finnbäcken—Ormtjärn till Sandviksudden 82
Israndens tillbakaryckande från Sandviken till Alsterns nordände 82
Glacifluvialavlagringar norr om Alstern, tillhörande samma stråk som Brattforsheden . . 84
Glacifluvialavlagringar öster och väster om Väseås-Brattforshedstråket 86

Sid.

Isrecessionen 86
Marina gränsen 89
Om några orsaker till randdeltans bildning 91
Eoliska bildningar 96
Dynernas utbredning, form och dimensioner 96
Dynfältet vid Hultmossen och övriga dyner inom Brattforshedens sydliga delar . . 96
Dynfältet vid Alsterns nordände och övriga dyner inom Brattforshedens norra delar 99
Dyner i Grässjö—Alsterndalen norr om Brattforsheden 104
Om några morfologiskt framträdande sekundära förändringar hos Brattforsheddynerna 106
Dynernas material och inre byggnad 107
Flygsanden 107
Dynernas skiktning 114
I den inre byggnaden registrerade sekundära omvandlingar hos dynerna 133
Om dyners bildning 134
»Hinderteorier» 136
Teorier för dyners anläggning utan direkt anslutning till hinder 137
Flygmo 151
Om dynbildningstiden och dess vindförhållanden 161
Några anmärkningar om eoliska bildningar framför den nordiska nedisningens äldre, utomskandinaviska israndslägen 173
Jämförelse med några nutida periglaciala vindförhållanden 180
Anförd litteratur 184
Summary 193
Anmärkningar till tavlorna.

FÖRORD.

De fältarbeten som ligga till grund för denna avhandling ha utförts huvudsakligen 1919—1926 i samband med andra, ännu ej slutförda undersökningar.

Mitt intresse för Brattforsheden väcktes dock redan 1917, då jag som extrageolog började deltaga i rekognosceringen för kartbladet Nyed. Jag gjorde då några exkursioner på heden, och mina iakttagelser omnämndes i ett föredrag i Geologiska sektionen i Uppsala samma höst. Emellertid föll det på numera t. f. statsgeologen fil. dr. N. H. Magnussons lott att rekognoscera Nyedsbladets nordöstra parti, inom vilket hela södra delen av Brattforsheden faller. Han karterade också nästan hela detta område efter de principer som gälla för kartbladen i skalan 1 : 50000.

1918 lärde jag ytterligare känna Brattforsheden under en kortare tids förstudier till vissa hydrogeologiska undersökningar i trakten. Sommaren 1919 igångsattes dessa och medförde bl. a. talrika borrningar på heden, vilka som ett led i undersökningarna fortsattes följande somrar. Emellertid hade dr. Magnusson för andra arbeten uppgivit sin plan att fortsätta studierna av Brattforsheden, och jag var oförhindrad att jämte de hydrogeologiska undersökningarna också gripa mig an med hedens geologi som sådan. Ofta har Brattforsheden tagit större delen av fältarbetssäsongen, andra år har jag blott kunnat ägna heden några få veckor. Min kartering har skett helt oberoende av den Magnussonska och efter andra principer samt gått mer i detalj än vid vanlig kartbladsrekognoscering är möjligt.

Avhandlingens deskriptiva delar lämna flerstädes redogörelser som sedan icke utnyttjats för slutsatser. Men vid specialstudier visar sig ofta facklitteraturens torra beskrivningar vara till gagn, och redan en materialsamling kan ju vara ett resultat. De iakttagelser som i samband med den hydrogeologiska undersökningen gjorts över Brattforshedens grus och sand synas i väsentlig utsträckning böra ha sin plats redan i detta arbete.

Vid dispositionen har jag sökt i viss utsträckning hålla isär rent deskriptiva partier från sådana där även slutsatser och diskussion förekomma. Den läsare som så önskar torde utan olägenhet kunna delvis gå förbi de rent beskrivande partierna och senare vid behov med ledning av innehållsförteckningen finna redogörelsen för det område som eventuellt intresserar honom. Att vid denna disposition en del upprepningar och inkonsekvenser kommit med har näppeligen kunnat undgås, men jag har dock hoppats, att fördelarna skulle överväga nackdelarna.

Då nu denna redogörelse för Brattforshedens deltan och dyner samt en del av dem föranledda studier framläggas, vill jag begagna tillfället att få framföra mitt tack åtminstone till några av de många som genom stöd och medverkan möjliggjort arbetets tillkomst.

I första hand gäller min djupa tacksamhet Sveriges geologiska undersökning och dess chef, överdirektören fil. dr. A. Gavelin, som låtit mig som extrageolog syssla med hithörande fältarbete, och vilka nu även ombesörjt resultatens publicering. Ett varmt tack är jag likaledes skyldig statsgeologen fil. dr. Simon Johansson, vilken som min förman och vän på mångahanda sätt understött mig, och med vilken jag haft tillfälle att diskutera många frågor både i fält och annars, samt min föregångare på Brattforsheden, t. f. statsgeologen fil. dr. N. H. Magnusson, som med oegennyttig beredvillighet lämnat mig flerahanda upplysningar, särskilt om av mig icke eller ofullständigt kända förhållanden i hedens fjärmare omgivningar.

Icke sällan berördes för min undersökning aktuella frågor vid den sällsynt intresseväckande undervisning jag åtnjutit av mina lärare i geologi under min studietid i Uppsala, professor A. G. Högbom och docent G. Frödin. Under de år som gått sedan jag bevistade föreläsningar och övningar, har jag alltjämt kunnat påräkna deras välvilliga intresse, och under olika diskussioner har jag fått många goda råd.

I några speciella kvartärgeologiska metoder och problem har jag haft förmånen att införas av professor G. De Geer. Av professor H. G. Backlund har jag erhållit flera upplysningar och anvisningar samt beretts tillgång till en del behövlig litteratur.

Även på främmande ort har jag ibland åtnjutit undervisning och råd vid studier, som i viss mån hade beröring med Brattforshedsundersökningen. Då jag särskilt våren 1921 sökte sätta mig in i några sidor av Nordtysklands kvartärgeologi, lämnade mig i synnerhet professor P. G. Krause icke ringa handledning, och om norsk kvartärgeologi har professor O. Holtedahl välvilligt informerat mig.

Genom att tilldela mig R. Otterborgs resestipendium 1923 har Geologiska sektionen i Uppsala berett mig möjlighet till jämförande iakttagelser utom Brattforshedens område och särskilt till att försöka isrecessionsstudier i hedens grannskap. Naturvetenskapliga studentsällskapet i Uppsala har med ett Linnéstipendium 1925 finansierat en del av detaljundersökningarna över dynernas morfologi och inre byggnad.

Talrika personer i trakten kring Brattforsheden ha på skilda sätt varit mig behjälpliga, särskilt vill jag nämna lantbrukaren A. Melin i Ängebäckstorp, som på undersökningens tidigare stadium förtjänstfullt biträdde vid fältarbetena.

En del av de insamlade jordartsproven ha på Sveriges geologiska undersöknings laboratorium mekaniskt analyserats av ingenjör K. S. Sjöberg. Professor S. Odén har välvilligt ställt till mitt förfogande fördelningskurvor över några prov från Brattforsheden.

Figurernas renritning har till större delen utförts av fröknarna S. André och H. Kindberg. Vid korrekturläsningen ha fil. kand. fröken M. Larsson och fröken M. Olsson välvilligt hjälpt mig.

Några av de många andra som på ett eller annat sätt bidragit till detta arbete får jag tillfälle att nämna i det följande.

Till både de nämnda och de icke nämnda ber jag härmed få framföra mitt tack.

Uppsala den 19 jan. 1927.

N. G. Hörner.

Glacifluviala bildningar.

Topografisk orientering.

Ett sedan gammalt uppmärksammat drag i Värmlands topografi är en markerad dal, som i NNV—SSO-lig riktning genomsätter landskapet, den dal som Klarälven följer från N om Dalby ned till Edebäck. S om denna plats fortsätter dalgången i oförändrad riktning, dock ej längre genomfluten av Klarälven utan intagen av en serie sjöar — Rådasjön, Lidsjön, Grässjön och Alstern — samt sedimentområden mellan dessa (jfr fig. 64, sid. 152). Dalens djup, räknat från bergshöjderna till sjöarnas botten, håller sig här i allmänhet omkring 100—200 m, ibland mer. I trakten av Geijersdals station upphör dalen att som sådan bestämt framträda i den nuvarande topografien, men som en förlängning av dalstråket torde man kunna betrakta den förkastningslinje, som fortsätter ned mot Kristinehamn, bl. a. med en i medeltal inemot 100 m hög, brant sluttning avgränsande Allmänningsberget från Väse—Ölmeslätten. Jfr Sandegren i Beskrivning till kartbladet Väse (1922).

Även själva dalgången fortsätter nog ett gott stycke S om Geijersdal, ehuru svagare utbildad och så fylld av sediment att den ej gör sig topografiskt gällande.[1] Den, så när som på några smärre oregelbundenheter, raka dalen gör intryck att vara tektoniskt betingad, en uppfattning som stöds av att förkastningsbreccior funnits vid densamma. (Jfr även S. De Geer 1911, s. 17.) Hollender (1900) framhåller, väsentligen med stöd av Törnebohms kartläggning, att »Klarelfsdalen bildar gränsen mellan graniterna å östra sidan och jerngneisen å den vestra, d. v. s. gränsen mellan östra och vestra Sveriges urterritorium». Dalen skulle efter denna uppfattning markera en geologiskt mycket viktig linje. Redan Hollenders kartskiss (a. a. fig. 2) visar emellertid att dalen och bergartsgränsen inte följas åt i detalj.

Törnebohm, A. G. Högbom m. fl. ha uttalat åsikten, att dalgången Dalby—Alstern o. s. v. i sin helhet är Klarälvens preglaciala fåra och att floden genom olikformiga nivåförändringar (Törnebohm, Hollender), genom kraftigare erosion av nya nederloppet (jfr Hollender 1900) eller först genom istidsavlagringarnas stora dalspärr vid Edebäck (Högbom) avlänkats till

[1] Sandegren (Beskrivning till kartbladet Väse. 1922) håller före att själva dalgången fortsätter längs Ölmans lopp ned till Vänern, där den bildar Ölmeviken.

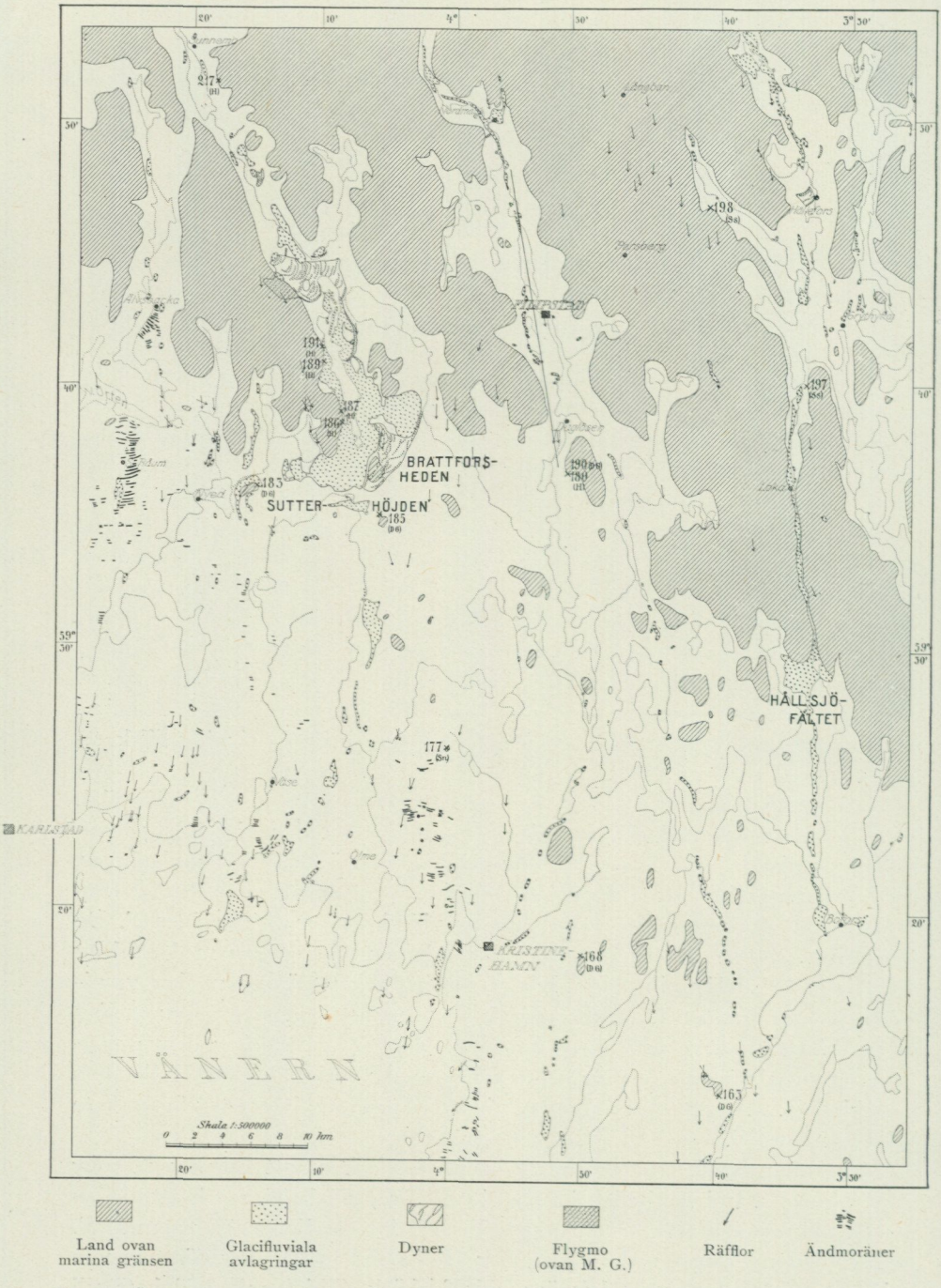


Fig. 1. Översiktskarta över några drag i östra Värmlands och västra Västmanlands senglaciala geologi. Förklaring se not 2 sid. 9.

sitt nuvarande, mer onaturliga lopp nedom denna plats (jfr Dahl 1902). Hur det än må förhålla sig med den preglaciala Klarälven, är det tydligt, att dalgången i fråga varit en viktig dräneringsväg för inlandsisens stora smältvattenmassor. Dessa ha i den gamla dalgången, och särskilt där denna i Geijersdalstrakten vidgar sig mot Vänerbygdens öppnare terräng, avlastat väldiga sedimentmängder. Här kring den $1^1/_2$ mil SV—V om Filipstad belägna sjön Alstern utbreda sig Brattforshedens[1] stora sandmarker, som utgöra huvudföremålet för föreliggande arbete.

Den förmodade forna Klarälvsdalen är inte den enda stora sänkan av dylik riktning inom den östvärmländska Bergslagen och angränsande del av Västmanland, om också de övriga inte kunna mäta sig med Dalby—Edebäck—Alsternlinjen i utsträckning. De nordnordväst—sydsydostliga till nordsydliga dalarna äro de topografiskt mest framträdande dragen inom den i allmänhet storkuperade terrängen.

V om förkastningslinjen Alstern—Kristinehamn sänker sig området långsamt norrifrån söderut ned mot Vänerns nivå, allt under det de i norr relativt stora nivåskillnaderna mellan bergknallar och sänkor bli mindre, och väsentliga odlade sedimentslätter framhäva landskapets flackare karaktär.

Översiktskartan, fig. 1, visar det senglaciala havets ungefärliga utbredning.[2] De förut nämnda dalarna bildade den närmaste tiden efter isens avsmältning långa fjordar, och Brattforsheden ligger där den längsta av dessa mynnade i öppna havet.

Brattforsheden ingår som det mest betydande ledet i den följd av isälvsavlagringar, som, om ock här och var med verkliga eller skenbara avbrott, sträcker sig från Arnön i Vänern uppåt genom den förmodade forna Klarälvsdalen och N om Edebäck genom den nuvarande Klarälvsdalen. För att Brattforsheden skall kunna ses i sitt sammanhang med övriga delar av detta glacifluvialmaterialstråk, behandlas även dessa i den utsträckning jag ansett behövligt.

---

[1] Ursprungligen menades väl med Brattforsheden de sandfält, som ligga SV om Brattfors och kring S änden av sjön Alstern. Hur mycket som rätteligen bör räknas till Brattforsheden, därom tyckas meningarna i trakten vara delade. En del av ortsbefolkningen avgränsar Brattforsheden rätt snävt och inför en mängd lokalnamn för småområden. Men av gammalt har begreppet Brattforsheden också en vidare betydelse, omfattar även »Lindforsheden», »Fageråsheden» o. s. v. I allmänhet räknas nog inte området kring Alsterns nordände till Brattforsheden, dock har jag i trakten hört även detta gebit omtalat som hörande till »Brattforshedarna». I överensstämmelse härmed har jag låtit namnet Brattforsheden gälla hela sandområdet runt Alstern. Brattforsheden eller delar av den finns många gånger omnämnd i den geologiska litteraturen utan att direkt namnges, blott betecknat genom sitt läge i förhållande till Alstern eller Geijersdals station »randterrassen vid Geijersdal», »Geijersdalsdeltat» o. s. v. (Exempelvis Dahl 1902, G. De Geer 1909, Sundius 1922, I. Högbom 1923.) Svenonius (1917 sid. 40) låter namnet Brattforsheden åter komma till heders, och Halden (1923) följer hans exempel. — Att Brattforsheden sedan gammalt varit känd som en märkvärdighet syns av Fernows Värmlandsbeskrivning (1773, sid. 230—231 och 356).

[2] Kartan är sammanställd efter uppgifter hos G. De Geer (1910), Nelson (1910), Sundius (1922) och de geologiska kartbladen Björneborg, Furuholmarna, Kristinehamn, Loka och Väse, ävensom ett flertal rekognoscörers opublicerade kartor och dagböcker i Sveriges geologiska undersöknings arkiv. Uppgifterna från det under utgivning varande kartbladet Filipstad och delvis också från andra lokaler ha välvilligt meddelats av t. f. statsgeologen fil. dr. N. H. Magnusson.

Det raka streck som passerar nära Filipstad markerar en linje kring vilken försök till isrecessionsstudier gjorts. Siffrorna avse M.G.-bestämningar, bokstäverna inom parentes ange källan: D. G.: G. De Geer 1910, Sn: Sandegren 1922, Ss: Sundius 1922, H. betecknar författarens egna bestämningar.

Glacifluviala avlagringar S om Brattforsheden.

Väseåsen.

Väseåsen,[1] som på Arnö har en betydande utsträckning men är flack och låg, löper till att börja med i nordnordostlig huvudriktning genom Väse socken, förbi stationen med samma namn och vidare upp mot Hedtången. Åsen går i dagen som spridda kullar och fält, betydligt utflackade och deformerade genom havets och Storvänerns bränningar. I avsevärd utsträckning döljs isälvssanden och -gruset under leror.

Från Hedtången blir huvudriktningen mer rätt nordlig, och åsen kan nu, om man bortser från ett avbrott vid en mosse, följas kontinuerligt en nära milslång sträcka, där den dock på sina håll är mycket svagt utbildad. Några kraftiga åskullar, starkt bearbetade av havet, finnas även, så NO om Truve.

Väse Allmänningshed.

Ö om Ölmhult visar åsen en mäktig ansvällning i Allmänningsheden. De delvis rikligt rullstensförande grus- och sandmassorna ha här betydande dimensioner. Åsens högsta delar (V om landsvägen) nå en höjd av omkring 157—158 m ö. h.,[2] medan den strax nedanför flytande Ölman ligger på c:a 90 m.[3] Förmodligen sträcker sig det glacifluviala materialet ännu åtskilligt djupare ned. Åsmassan, som sluter tätt upp mot Mosarsberget i öster, har en bredd av omkring $1^1/_4$ km, ställvis något mer. Några stora, till över 30 m djupa åsgropar,[4] Lempundshålorna, ha sedan gammalt ådragit sig ortsbefolkningens uppmärksamhet genom att de ej ens vid starkaste nederbörd förmå kvarhålla den minsta vattensamling i sina skålformade bottnar.

Allmänningsheden synes ingenstädes ha byggts upp till havsytan, och några fullt jämna deltaplan ha ej utbildats. Att på Allmänningshedens plats en så betydande anhopning av åsmaterial kommit till avsättning synes stå i samband med att berggrundsdalen, som närmast N härom bildar en vid depression, här trängs samman. (Jfr kartskissen, fig. 2.) Det är emellertid påfallande, att ej hela dalförträngningen spärrats av åsen. Denna är direkt ansluten till den höga östra dalsidan, som delvis når upp ovan M.G., men det väsentligt lägre bergpartiet i V är genom en till stor del primär, delvis lerfylld sänka skild från åsen.

N om Allmänningsheden går åsen fram under den stora lerslätten, som utfyller det vida bäckenet från Gräsås till Fageråskullen—Kleveberget, vil-

[1] Se geologiska kartbladet Väse och beskrivningen därtill.

[2] Topografiska kartans fix vid vägskäl på Allmänningsheden kunde ej återfinnas, varför min avvägning utgick från själva vägskälet, som emellertid lutar. Det är därför inte uteslutet, att felet kan uppgå till en meter.

[3] Topografiska kartan anger Ölmans höjd vid N. Ölmhult till 88.3 m. Åns fall dit, under hela den sträcka den flyter invid Allmänningsheden, torde ej överstiga 3—4 m. (Till den lilla dämningen genom en på senare år uppförd kraftstation behöver ej här tas hänsyn.)

[4] Mellan Allmänningshedens krön och bottnen av den nära invid liggande »hålan» är nivåskillnaden till och med $56^1/_2$ m, men då äro gropens omgivningar åt andra håll väsentligt lägre.

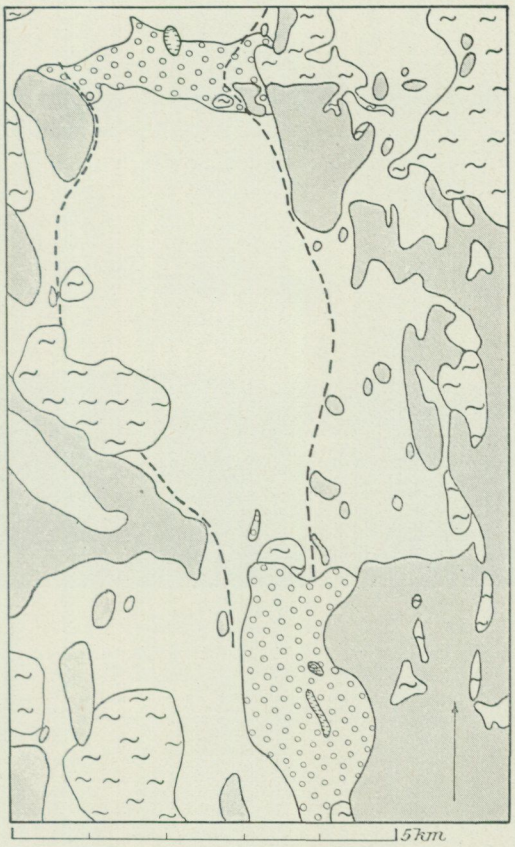
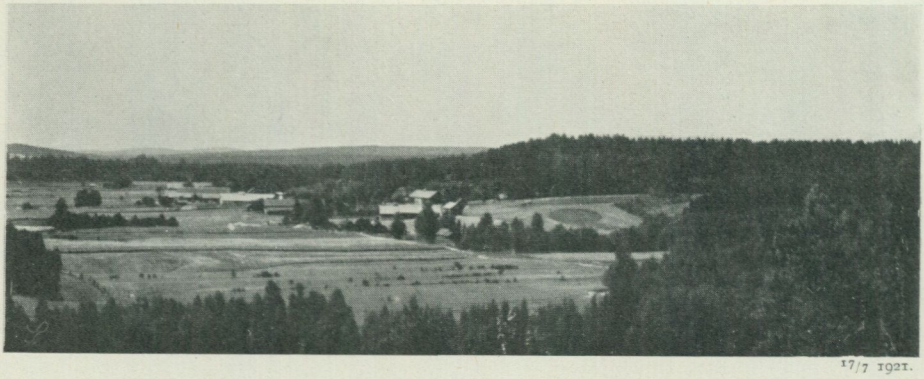


Fig. 2. Kartskiss över Sutterhöjdens (det norra ringade området) och Väse Allmänningsheds (det södra ringade området) läge vid berggrundsdalens förträngningar.

ka markera en ny förträngning av berggrundsdalen (fig. 2). Mellan Fageråskullen och Kleveberget spärras dalen av Sutterhöjdens randås, som synes höra så nära samman med Brattforsheden, att den förtjänar ett något utförligare omnämnande.

Sutterhöjden.

Ifrågavarande åsbildnings östra del, den egentliga Sutterhöjden, är topografiskt starkt framträdande, når omkring 35—40 m:s höjd över lerslätten i S (fig. 3), under det den västra, mot Fageråsen gående utlöparen knappast höjer sig över slätten.



17/7 1921.

Fig. 3. Sutterhöjden sedd från Kleveberget.
Till höger, norr, ses deltaplanet (skogbevuxet). Mitt på bilden kommer distalsluttningen väl till synes. Där distalsluttningens odlade del slutar mot höger, vidtager dess i texten omnämnda branta parti. Framför deltats distalfot utbreder sig en slätt av marin mjäla och lera. Inom detta finsedimentområde skönjas de yttersta utlöparna av ett mycket rikt förgrenat ravinsystem.

I Ö finna Sutterhöjdens sand- och grusmassor direkt anslutning till en bergknalle, som de delvis täcka, men inom större delen av Sutterhöjdens område torde fast berg möta först under mycket mäktiga lösa avlagringar. Det synes icke finnas någon anledning betvivla, att berggrundsdalen med ett betydande djup fortsätter under de lösa avlagringarna. Ytan av en mäktig grundvattenström, som från N till S genomflyter Sutterhöjden ligger på c:a 145—137 m ö. h. Hur stort djup, som återstår till fast berg, är okänt, men att det är betydande har man anledning antaga bl. a. av de avsevärda grundvattenmängder, som här föras fram. Också omgivningarnas topografi talar för att berggrunden ligger lågt. I den till åsområdet gränsande Suttertjärn, vars yta ligger på 145.8 m:s höjd, har något över 20 meters djup lodats. Högst når Sutterhöjden ovan mitten och östra hälften av byn med samma namn. Här är utbildat ett om också helt litet deltaplan på c:a 181 m:s höjd, omkring 55 m ovan Suttertjärns botten. Berggrundsdalens utbildning i angränsande trakter antyder, att de glacifluviala avlagringarnas mäktighet väsentligt överstiger dessa 55 m.

S om Suttertjärn genomsättes höjden av en sänka, i vilken en mycket markerad åsgrop märkes. V och NV om denna sänka höjer sig terrängen åter, men åsbildningarna V om Suttertjärn äro till stor del spolierade av järnvägens stora grustag. V om grustaget ligger en tämligen markerad åsgrop, »Nesthåla». Vid Suttertjärn begränsas höjden proximalt av en

(rasad) iskontaktsbrant, sedan några år dock i stor utsträckning söndergrävd genom järnvägens nya grustag. Den naturliga lutningen synes på fig. 4 vid grustagets bortre ände. Ö om Suttertjärn visa några åsgropar, att en nedanför rinnande bäck ej i högre grad inverkat på brantens karaktär. Längst mot Ö blir den proximala begränsningen oskarp. V om tjärnen når Sutterhöjdens glacifluviala material längre mot N, ända N om järnvägen. Här fattas ej mycket för direkt förbindelse med Brattforshedens sand redan i markytan; att dylik förbindelse finnes något djupare är otvivelaktigt.

Åt Fageråshållet blir proximalbegränsningens karaktär mer svårutredd. Åsmaterialet är här till rätt stor del täckt av lera, och det är troligt att postglacial erosion givit branten dess nuvarande form. Att randåsens nu under glacimarina och postglaciala finsediment dolda proximalbegränsning också här betingats av isranden är sannolikt.

Distalt är åt Fageråshållet begränsningen mycket oskarp. Glacifluvialmaterialet höjer sig föga över lerslätten i S, och över leran har vid landhöjningen sand spolats ut.

Den branta distala sluttningen av den egentliga höga Sutterhöjden har väl knappast någonstans kvar en normal avlastningsbrant. Senare stranderosion har här varit kraftigt verksam och bl. a. åstadkommit en ståtlig terrassering i sluttningen ovanför V delen av byn. Ovanför byns Ö del är sluttningen mindre skarp. Skiktningen i en där befintlig sandgrop kan tack vare det plan, i vilket den färskaste skärningen råkar ligga, ge den falska föreställningen, att ytans lutning skulle vara konkordant med sandlagrens lutning och alltså kunde väntas representera den orubbade avlastningsbranten. En närmare granskning visar emellertid, att ytan är något diskordant mot skiktningen och således påverkad av erosion.

Den östligaste delen visar en för trakten egendomlig företeelse: en distalsluttning, som lutar 30° och mer.[1] Nedanför denna sluttning finns en av lera och sumpmark utfylld sänka, bortom vilken ett svagt markerat sandparti höjer sig. För denna företeelse har jag icke kunnat finna annan förklaring än att ett isparti här avsnörts och hindrat sänkans utfyllning med sand. En åsgrop — om också endast till hälften utbildad — på en distalsluttning är ju tämligen ovanligt och måste ha sin särskilda förklaring. Ett närliggande, nu till stor del i glacifluvialmaterial inbäddat litet bergsparti har förmodligen orsakat isoleringen av den åsgropbildande isresten. Smältningen kring bergknallen torde ha gjort, att ett isstycke i S isolerats och vid den starka sedimentationen delvis inbäddats, så att det ej flutit bort.

[1] Nelson (1910, s. 64) uppger, att i grovt material den primära avlastningsbranten kan nå en maximilutning av 30°, Andrée (1920, s. 124) meddelar, att i av grus bestående »Schrägschichten der Stirnabsätze» iakttagits lutningsvinklar av ända till 35°, medan medeltalet skulle vara 20°—30°. Att så branta skiktlutningar finnas också i Sutterhöjden, ehuru på annat ställe, omtalas längre fram. Våra randdeltans primära distalsluttningar äro emellertid i regel mycket flackare än 30°. Att i här föreliggande fall den så branta distalsluttningen skulle representera en primär avlastningsyta är bl. a. på grund av den stora branthetens helt lokala uppträdande och relationen till angränsande, väsentligt flackare distalsluttningssträckor osannolikt.

Inre byggnad. Deltats material är ju i regel endast i ytan tillgängligt för iakttagelse. Någon föreställning om den inre byggnaden ge oss dock de grustag, som på flera ställen finnas.

I ett grustag i Sutterhöjdens östligaste del, helt nära landsvägen, finns inte nu någon skärning, där det här steniga grusets skiktning kommer till synes. I sandgropen ovanför det östligaste vägskälet i själva byn är materialet mycket finare, övervägande sand, om än varken grus eller sten äro sällsynta.

Det stora järnvägsgrustag, där på topografiska kartan Bergslagsbanans stickspår syns sluta, är nu så igenrasat, att man inte kan bilda sig någon föreställning om avlagringens struktur. Att döma av ett gammalt vykort efter ett fotografi, taget medan schaktningen pågick, tycks en av distalt stupande sand- och grusskikt uppbyggd mittbädd, av vilken väl 12—15 m:s mäktighet syntes, överlagras av en rätt tjock ytbädd av stenigt grus, mycket grövre än mittbäddsmaterialet.

Under de senaste åren har järnvägen börjat grustäkt vid S ändan av Suttertjärn, och den 100 m långa och från schaktningsplanet omkring 25 m höga skärningen ger någon inblick i deltats byggnad (se fig. 4).

De översta sex till åtta meterna uppbyggas av ett i grovlek synnerligen växlande material, vars regellösa och ofta mycket dåliga skiktning ligger i stort sett nästan horisontellt eller åtminstone mycket flackt. Särskilt närmast själva markytan finns sand och ibland t. o. m. någon mo, men nedåt blir materialet i denna flackskiktade zon trots stora oregelbundenheter på det hela taget genomgående grövre och övergår i ett starkt stenmängt grus, ofta utan skiktning. Grovleken kulminerar i en mot hängandet och ännu mer mot liggandet ofta oförmedlat kontrasterande sten- och blockhorisont, som dock i detalj är tämligen ojämn, här och var med ansatser till linsformig förtjockning resp. uttunning och ibland tenderande att upplösas i ett par av grus mellanlagrade nivåer. »Stenhorisonten» är än ett lager av nästan idel stenar och block med ganska obetydlig inlagring av grus, än grus och sten hopvräkta utan synbar ordning. Rullblocken nå icke sällan en halv meters diameter och ibland mer, men smärre block och stenar äro dock övervägande. I nordöstra delen av skärningen ligger blockzonen omkring 7 m under deltats yta, i sydväst synes den ligga ännu något lägre.

Under sten- och blocklagret följa mäktiga, rikligt rullstensförande sand- och grusmassor med mot S och SV stupande skiktning, som då man på avstånd betraktar skärningen förefaller inbördes helt konform och regelbunden, men sedd på närmare håll visar sig mycket olikartad både till lutning, skiktmäktighet och material. Stupningen varierar i allmänhet från c:a 10° till omkring 30°, alltid mot S till SV, och tycks i allmänhet vara brantast, där materialet är genomgående grövst. Skikten äro än tunna och distinkta med ganska god sortering, än uppträda över metermäktiga, synnerligen dåligt sorterade lager: sand, grus och rullsten om vartannat, utan att någon ordning kan skönjas.

Bildningsförlopp. Iakttagelsematerialet är knappast tillräckligt



23/9 1924.

Fig. 4. Från järnvägsgrustaget i Sutterhöjden S om Suttertjärn.

för diskussion av Sutterhöjdens bildningsförlopp. Möjligen har den förut nämnda bergknallen, som skjuter upp ur det lilla deltats östra del, avlänkat isälven mot V och därigenom bidragit att ge Sutterhöjden dess något tväråslika gestalt. På samma sätt har kanske också det antagna distalåsgropbildande isstycket verkat. Men i de centralare delar av Sutterhöjden, där skiktning iakttagits, har den ackumulerande strömmen tydligen kommit från N utan avlänkning. Att mycket grovt material förekommer på de mest skilda delar av Sutterhöjdens egentliga markerade parti tyder på att isälvar på flera ställen inom området haft strömstarka mynningar. Att Sutterhöjden nu ter sig så enhetlig är kanske lättare att förstå, om man antar flera samtidiga älvar än om man söker förklaringen i en enda älvmynnings upprepade »kastningar».

Det djupa läget av sten- och blockhorisonten vid nya järnvägsgrustaget verkar något förbluffande men är en i det tillgängliga iakttagelsematerialet alltför isolerad företeelse för att för närvarande kunna ge anledning till något mer omfattande förklaringsförsök. Blockhorisonten kan tänkas orsakad av helt lokala förhållanden.

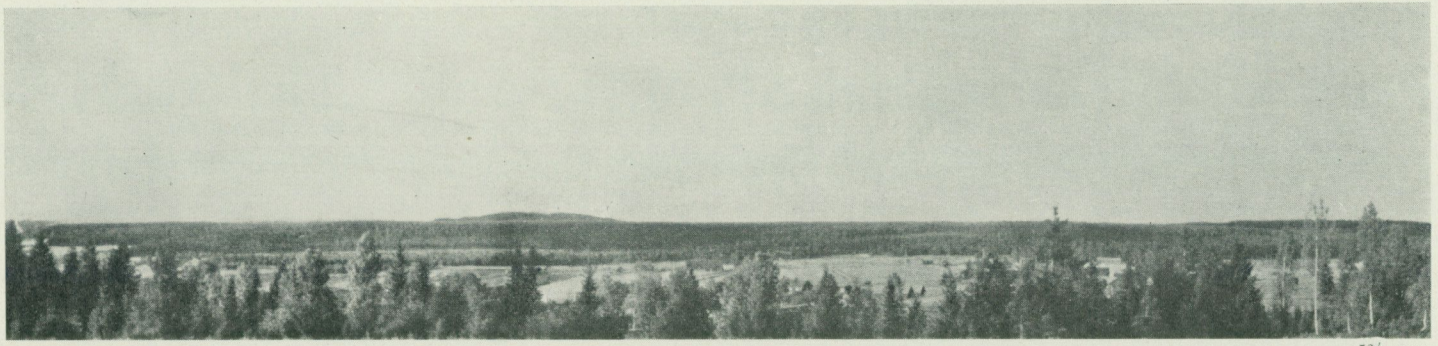
Brattforsheden, beskrivning.

Deltabildningarna kring Alsterbodviken samt S och SV därom.

Kring Alsterns sydände utbreda sig mycket betydande glacifluvialavlagringar. Området gör kanske vid första påseende, trots sin här och var växlande topografi, ett rätt enhetligt intryck — torra, vidsträckta sandmarker, än bevuxna av skog, i allmänhet tall, än genom avverkning eller skogsbrand barlagda. Stora sträckor ligger heden alldeles plan eller så svagt undulerande, att de mjuka, flacka ojämnheterna knappt märkas, då man ser ut över terrängen (fig. 7). På andra ställen finnas betydande ojämnheter. En del egendomliga dalbildningar skära in i heden, och på några håll höja sig buktande sandryggar.

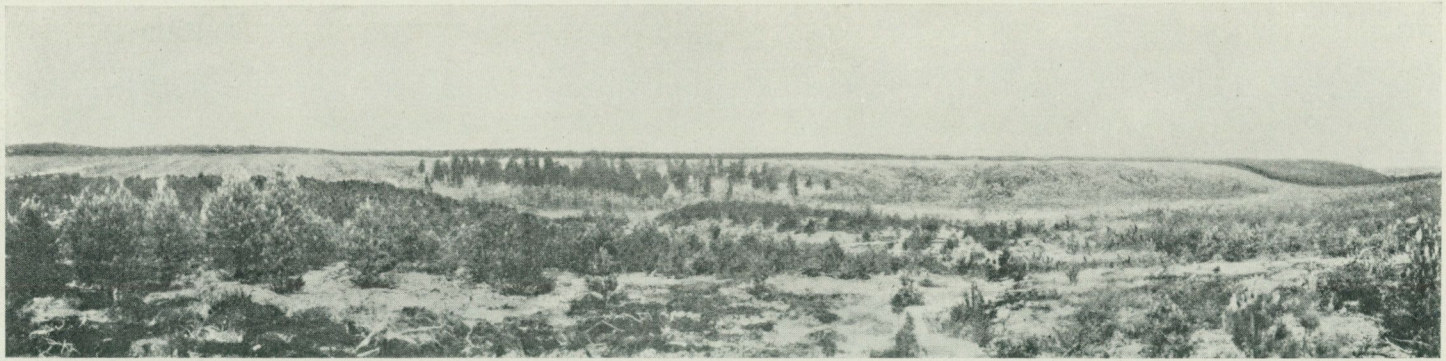
Sandavlagringarna kring Alsterns sydligaste del synas vara ett komplex delvis sammanvuxna deltan, bildade framför olika isälvsmynningar. Från Alsterns sydände mot SV och S till Mången och den mycket utpräglade distalsluttningen ned mot Spätterud—Sånetorp—Fageråssänkan utbreder sig ett idealiskt deltaplan, Lindfors—Fageråsplatån.[1] Ö om Alsterbodviken och Skeppundsdalen och V om Gräshöjden finns också ett deltaplan (här kallat Gräshöjdsterrassen) av betydande utsträckning ehuru ej så stort som det för-

[1] Den västligaste delen kallas av ortsbefolkningen Lindforsheden, området N om Fageråsbackarna kallas Fageråsheden. Då hela denna deltaplatå synes enhetlig, har jag sammanfattat den under benämningen Lindfors—Fageråsplatån. Samtliga i detta arbete samt på kartan, tavla 1, förekommande beteckningar för platåer och terrasser har jag av praktiska skäl måst införa, då lokalnamn ej finnas för de olika, naturligt avgränsade deltaavdelningarna. Beteckningarna i fråga markeras på kartan genom svag brun stil till skillnad från den svarta som begagnats för upptagna egentliga namn, vilka alla äro sådana, som användas i trakten. Platå- och terrassbeteckningarna hänföra sig i regel till någon närliggande gård, tjärn, bäck o. s. v. Införandet av dessa beteckningar har varit en ren nödfallsåtgärd, jag har velat undvika varje opåkallad namnbildning, och mina platå- etc. beteckningar äro endast ett provisorium för detta arbete.



13/9 1925.

Fig. 5. Brattforshedens sydrand sedd söderifrån. Utsiktspunkt: Fageråskullen. Över den odlade slätten höjer sig Lindfors—Fageråsplatåns distalsluttning 35—40 m. Till vänster (väster) synes platåns avslutning vid Spätterud, och mot höger (öster) sänker sig deltaytan ned mot »distalsluttningsinbuktningen» i Skeppundsdalens förlängning. Därbortom skymtar Gräshöjden, och något till vänster om figurens mitt ses Hällebergshöjden resa sig över deltaplanet.



26/6 1923.

Fig. 6. Utsikt över Sanddalen mot deltapartiet SV därom. Märk deltaytans planhet och sluttningens beskaffenhet. Bilden något retuscherad.

2—263851. S. G. U. Ser. C., nr 342. Hörner.

utnämnda. De proximala delarna av dessa deltan äro knutna till den kittelsänka, som bildar Alsterns sydligaste parti (se kartan, tavla 1).

Sand- och grusmassorna höja sig här ganska brant (enligt klinometerbestämning undantagsvis med uppemot 30° lutningsvinkel vanligen betydligt mindre) ur sjön och från Sjöbod- och Sanddalarna (se fig. 6). Av djupkurvorna syns hur den västra uddens branta lutning också fortsätter under Alsterbodvikens yta. På sina håll, t. ex. S om Sjöboden samt Ö om Alsterbodviken, är sluttningen mindre brant. Kartan visar också terrängens lobering närmast Ö om viken. Båda uddarna och deras närmaste fortsättning inåt land ha snarast karaktär av planåsar, särskilt den västra är dock väl bred för denna beteckning. Mot resp. SV och SO vidgas planåsarna till de nämnda stora deltana. Dessa ha också några andra proximalpartier, som böra uppmärksammas, så den lilla udden, som söder ifrån skjuter upp i Alsterbodviken. Se i övrigt kartan.

Det västra deltaplanet når på den proximala udden SO om Sjöboden en höjd av 184 m ö. h.[1] C:a 600 m SO om uddens spets når planet 185 m. Från denna plats lutar deltaytan ytterligt svagt ned mot den omkring 3 km avlägsna distalkanten, som ligger på i medeltal omkring 178 m:s höjd (ovanför Mången 179 m, vid landsvägen ovanför Spätterud något över 178, vid Fageråsbackarna knappt 178 m). I stort är deltaplanets lutning mindre än 1 : 400, på en del begränsade områden ej mer än 1 : 1000. Ofta är det omöjligt att utan instrument iakttaga någon lutning alls hos planet.

Den jämna ytan av planåsen Ö om Alsterbodviken ligger på 181—182 m. Deltat i denna proximalås' fortsättning sjunker också i stort sett något mot de distala delarna. Strax V om vägskälet, $^1/_3$ km SSO om Alsterbodvikens SO-spets, ligger ytan fortfarande på omkring 181 m:s höjd och något däröver, $1^1/_2$ km sydligare något över 178 m. (Topografiska kartans siffra 178.8 torde vara placerad något för långt mot S.) Lutningen av deltaplanet Ö om Skeppundsdalen är i stort sett av storleksordningen 1 : 500.

I detalj finns en del växlingar i deltaplanens utbildning såväl Ö som V om Skeppundsdalen. Det stora deltat V om Alsterbodviken—Skeppundsdalen ligger med betydande partier av sin vida yta praktiskt taget golvplant (fig. 7), och lika jämn är sträckvis terrängen Ö om dalen framemot Gräshöjden. Deltaytan Ö och SO om Alsterbodviken är på sina håll — så omkring landsvägen — något kuperad. Flacka, mjuka sänkor av någon till ett par m:s djup samt något hundratal meters diameter ge terrängen ett svagt undulerande utseende. På några platser, så Ö och S om Hällebergs-

[1] Avvägningarna ha skett i anslutning till topografiska kartans fixar. Ofta har avvägningen utgått från Alsterns yta. Detta har låtit sig göra, då den regelbundet avlästa Alsterpegeln vid Pardixhyttan är avvägd i förhållande till kartverkets fixsystem. Ett flertal av mina längre avvägningslinjer ha lagts så, att vid deras slut kontroll vunnits. Så t. ex. har en linje med fix vid järnvägsövergången NV om Fageråsen som utgångspunkt dragits längs hedens sydvästra del och avslutats med att en provisorisk fix lagts in i en stor jordfast sten nära Mångsmossens NO-spets. Vid denna provisoriska fix har även avslutats en annan avvägningslinje, som utgått från fixen vid Alsterstorp och anknutits till Alstern samt några från annat håll avvägda punkter. Avvikelsen blev i detta fall 9 cm för en avvägningssträcka av c:a $^3/_4$ mil. Avvägningsfelen torde vid tubnivellering icke inom området överstiga en eller annan dm.



20/8 1922.

Fig. 7. Utsikt från Hällebergshöjdens sluttning över deltaplan på Brattforsheden. I bakgrunden synes Gräshöjden.

höjdens södra del, finnas enstaka ensidiga svackor, som åt ett håll ha en rätt markerad terrassluttning på någon meter men i andra riktningar förtona omärkligt mot omkringliggande plana mark.

Några få områden visa vid närmare iakttagelse vidsträckta men mycket låga planytiga terrängförhöjningar med synnerligen mjukt förtonande loberad avgränsning åt distalhållet[1] och i proximalriktningen sammansmältande med deltaplanets angränsande delar.

Något som emellertid radikalt bryter av mot de jämna sandplanens enformighet är ett par dalar, som från Alsterbodviken radiera ut i deltat.



5/7 1920.

Fig. 8. Skeppundsdalens början vid sjön. Bortom Alsterbodviken höjer sig Lindfors—Fageråsplatåns planytiga proximalparti.

Mest betydande bland dessa är den redan förut nämnda Skeppundsdalen, som med ett något vindlande lopp går mot S från Alsterns sydligaste spets. Närmast sjön och endast genom en obetydlig sandbarriär skild från denna kommer en mosse. S om denna övertväras dalen av en bred, av grovstenigt grus uppbyggd vall, vars lägsta parti når drygt 10 m över Alsterns yta. På sydsidan vallen ligger en åsgrop, vars botten intas av en något över 5 m djup tjärn, omramad av mosse. Från denna fortsätter sänkan med det böjda lopp, som kartan visar. Vid landsvägen är dalen ännu 10 m djup, medan bredden mellan dalsidornas överkanter i allmänhet går upp till 300—

[1] Medelst rader av minimala svarta prickar äro på kartan, tavla 1, ett par dylika föga iögonfallande avsatser svagt antydda NO om vägskälet vid siffran 178.6 mitt på Fagerås—Lindforsplatån. Då dessa terrängformer i naturen äro så svaga, ha de också på kartan måst antydas så lätt, att de inte störa totalintrycket av platåns jämnhet.

400 m. Längre söderut blir sänkan allt grundare och dess sidor allt flackare. Se profiler fig. 9. Omkring 1.7 km från Alsterns sydspets förtonar dalen helt och hållet och övergår mjukt i omkringliggande deltaplan. I dalens fortsättning följa emellertid några vida, flacka svackor, delvis bildande en betydande inbuktning av distalsluttningen (se kartan, tavla 1).

Ö om Skeppundsdalens nordligaste del skär en annan kortare dal in ett litet stycke i förlängningen av Alsterbodvikens östra del. Denna sänka, som visar någon tendens till flikighet, sträcker sig ej ens $^1/_2$ km från sjön.

Mer utpräglad dalkaraktär har en depression SV om Alsterbodviken. Som kartan antyder har dalen i fråga en tämligen ofullständig förbindelse med Alsternbäckenet. Den ränna som förbinder de båda depressionerna når endast ganska obetydligt under angränsande deltapartier. Dalen är omkring 600 m lång, frånsett »förbindelserännan», och dess största djup under angränsande slätt är cirka 10 m. Även denna sänka har vid sitt slut en mjuk övergång till det omkringliggande deltaplanet. Se fig. 10. I dalens förlängning ligga några grunda, vida svackor, som endast ytterst svagt antytts på kartan. I dalen och i anslutning till den finnas några små dyner, som delvis förrycka intrycket av sänkans enkla och enhetliga form.

D i s t a l s l u t t n i n g e n har ställvis, särskilt i sina lägre delar destruerats genom senare erosion och delvis även dolts av dyner. Dock finner man på många håll en med all sannolikhet primär avlastningsbrant bevarad, så delvis ovanför strandbranten mot Mången, i sluttningen mellan Mången och norra Spätterud och även i långa sträckor av sydsluttningens övre delar, där man f. ö. i ett sandtag vid Fageråsbackarna kan se, hur skiktningen är fullt konkordant med ytan, jfr nedan fig. 15. Den förmodade primära sluttningens lutning är mycket växlande, jag har klinometerbestämt lutningar varierande mellan 4° och uppemot 15°.

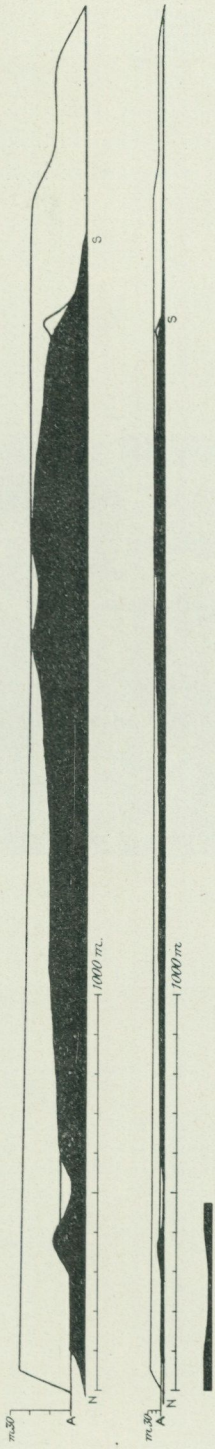


Fig. 9. Längdprofil och (nederst till vänster) tvärprofil över Skeppundsdalen. Tvärprofilen, som går i Ö—V 1.4 km S om Alsterns sydspets, har skalan gemensam med den underst uppritade längdprofilen; höjd- och längdskala lika. I den övre figuren är höjdskalan 5 ggr överdriven. I längdprofilerna betecknar det helsvarta områdets övre begränsningsyta Skeppundsdalens botten. Den lilla ljusa »toppen» i S betecknar en dyn. Den enkla linjen ovanför den svarta Skeppundsdalsprofilen är en profil över Lindfors—Fageråsplatån från Alsterbodviken till Fageråsbackarna.

En egendomlighet hos ifrågavarande distalsluttning är att den inom ett större område sänker sig i två etapper, mellan vilka ligger ett nästan jämnt och endast svagt sluttande plan. De distala delarna av detta plan ligger vid Fageråsbackarna på 164—165 m:s höjd. Planet synes stå i förbindelse med bottnen av distalsluttningsinbuktningen i Skeppundsdalens förlängning. Ifrågavarande sänkas botten ligger strax N om den avspärrande dynen på



5/10 1923.

Fig. 10. Dal som utflackas mot deltaplanet 0.9 km SSV till SV om Alsterbodvikens sydväststrand. Bilden tagen ungefär mot NO.

168 m:s höjd. Ett plan ovanför Sånetorp ligger lägre än det vid Fageråsbackarna.

Material och inre byggnad. Deltaytorna bestå övervägande av sand,[1] ofta dock med spridda rullstenar. Icke sällan är sanden mer eller

[1] I detta arbete tillämpas den vid Sveriges geologiska undersökning för närvarande använda jordartsklassifikationen (som i här berörda delar väsentligen grundar sig på Atterberg). Indelning och benämning av i detta sammanhang viktigaste grovleksgrupper framgår av nedanstående översikt (se för övrigt S. Johansson 1924).

Korndiameter	Benämning
Över 2 dm	block
2 dm—2 cm	sten
2 cm—2 mm	grus
2—0.6 »	sand: grovsand
0.6—0.2 »	sand: mellansand
0.2—0.06 »	mo: grovmo
0.06—0.02 »	mo: finmo
0.02—0.002 »	mjuna

Mjäla är en icke plastisk jordart med övervägande mjuna. Materialet har i övrigt betecknats i överensstämmelse med den kornstorleksgrupp, som bildar dess huvudmassa. Ovan deklarerade

mindre grusblandad, och på sina håll dominera rullsten och grus, under det att finare beståndsdelar träda tillbaka.

Som redan Dahl (1902) omnämner, består proximalåsen SO om Sjöboden av grovt rullstensmaterial,[1] och även ute på deltaplanet, ungefär mitt mellan Hällebergshöjdens syddel och Skeppundsdalen finns ett rullstensspäckat område av närmelsevis NNO—SSV-utsträckning. Normalt tycks deltaytornas rullstensfrekvens i stort sett vara störst i de proximala delarna, närmast Alsterbodviken, om än här och var på små ytor (undantagsvis t. o. m. på deltaplanens distala partier) ett så stenigt skikt kan gå i dagen, att marken verkar stensatt.[2] En schematisk föreställning om ytmaterialet ger kartan, tavla 1. Angående principerna för materialgrovlekskarteringen hänvisas till »anmärkningar till tavlorna»; här må endast framhållas, att beteckningarna avse ytskikten till ett djup av i medeltal omkring $^1/_2$ m eller något mer.

Borrningar och grävningar ha givit vid handen, att mycket stenförande skikt nästan regelbundet uppträder nära ifrågavarande deltaplans yta, dock i något olika nivåer på olika ställen.

De flesta av de talrika borrningsförsök som här gjorts ha misslyckats

terminologi har endast beträffande mekaniskt analyserade prov kunnat strikt genomföras. Flertalet uppgifter om materialbeskaffenheten äro grundade på i fält gjorda uppskattningar, som givetvis äro mycket grova. För att vid rekognoscering kunna någorlunda objektivt skilja mellan sand, grovsand och grus, har jag ofta lagt ut ett litet prov på millimeterskala och uppskattningsvis gjort ett grovt överslag över olika komponenters kvantitativa roll. Ofta har också för jämförelse medförts i preparatrör prov av de olika fraktionerna isolerade.

Att en del feluppskattningar, vanligen överskattningar av de grövre komponenterna, ej undgåtts, har visat sig vid jämförelse mellan anteckningarnas uppgifter om materialbeskaffenheten och de mekaniska analysernas resultat.

Då 1919 borrningarna på Brattforsheden påbörjades, hade S. G. U:s jordartsterminologi ännu inte stabiliserats och fixerats, varför i borrprotokoll och övriga anteckningar använts något avvikande beteckningar, som emellertid i allmänhet lätt kunnat överflyttas till nu gällande termer, då indelningsgrunden varit densamma. I mina originalanteckningar från fältarbetena har dock urskilts sådant material, som innehåller stor procent av såväl sand tillhörande fraktionen 2—0.6 mm som sådan tillhörande fraktionen 0.6—0.2 mm. Då jag emellertid inte funnit skäl att emot nu gängse praxis bibehålla denna blandgrupp, har det dit bokförda materialet vid publiceringen hänförts till mellansand. Jag anser denna generella överföring tillåtlig, då de mekaniska analyser som utförts på prov från »blandgruppen» nästan regelbundet visat övervikt för den finare av de båda fraktionerna. (Jfr vad som nyss förut sagts om överskattning av grövre fraktioner.) För att undvika misstag har emellertid vad som sålunda överförts till mellansand försetts med tecknet +. Endast i de fall, där i originalanteckningarna anförts, att den grövre fraktionen dominerar i blandningen, har denna här hänförts till grovsand, varvid tillfogats tecknet —.

»Grus med till större mängd inblandad sten kallas stenigt grus, sand med stor grushalt kallas grusig sand, eller, om gruset är övervägande, sandigt grus.» (Nelson 1910, s. 21.)

Att jag använt S. G. U:s beteckningssätt innebär icke något personligt ställningstagande i den näppeligen avslutade diskussionen om jordartsnomenklaturen (jfr t. ex. Wentworth 1922, Frosterus 1923, Comité international de pedologie 1924 och Odén 1925) utan har förestavats av nödvändigheten att åtminstone i S. G. U:s publikationer söka genomföra termstandardisering.

[1] Detta döljes dock här i viss utsträckning av ett tunt täcke överlagrande finare sediment.

[2] Sannolikt är det en dylik idagengående stenhorisont av deltats ytbädd, som i folkfantasien blivit spåren efter en gammal stad. Efter att ha konstaterat att vi, då »oss tryter skriftelige bewis», måste »nöga oss med den slitne berättelsen at före Digerdöden stådt en Stad på Brattforshed» fortsätter Fernow (1773, sid. 230—231): »Stället utwises ännu under namn af Stensätningen ej långt från Skeppundsdalen». Numera tycks ingen längre kunna utpeka platsen, och rullstensrikedom förekommer på fler ställen av hedens yta. Fernow överdriver, när han påstår, »at på denna stora Sandhed knapt synes en enda sten, mer än här, där tjenlig sten til gatuläggning finnes, tämeligen jämnt til en åttondedels mil». Men det är med rätta Fernow framhåller den påfallande skillnaden mellan de delar av heden, där stenskiktet går i dagen, och de ojämförligt mycket större områden, där det är svagare utbildat eller döljs av ytligare sand.

på grund av dessa stenskikt. I de jämförelsevis få fall, där jag lyckats komma förbi dessa skikt, har borrningen med till buds stående resurser och redskap ej kunnat föras ned längre än till relativt obetydliga djup, här

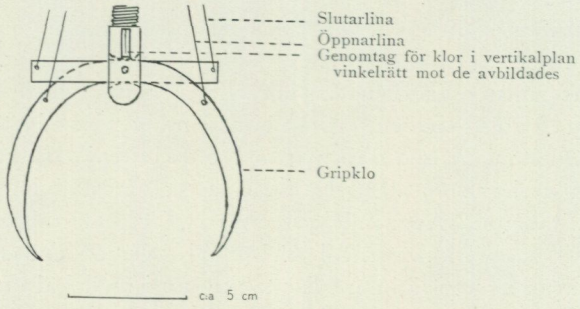


Fig. 11. »Stenplockare».

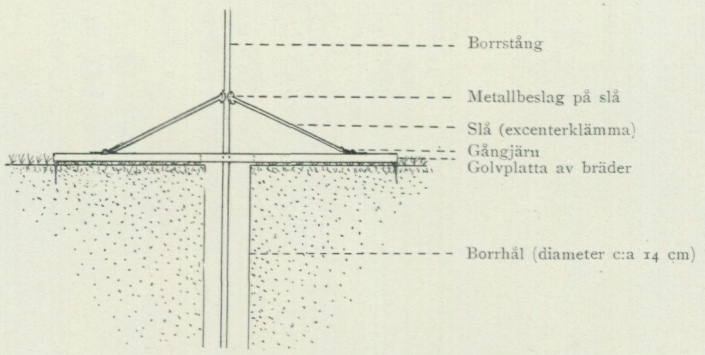


Fig. 12. Slåförsedd golvplatta som hjälpredskap vid borrning.

högst 12—13 m, på ett par andra ställen inom undersökningsområdet något mer. Grundvattnet har bildat ett oöverstigligt hinder för borrningens fortsättande mot djupet med använda metoder.[1]

[1] Borrningar i sand ha utförts med skopborr (standardborr), i mo och finare jordarter med skruvborr eller skopborr. (Se t. ex. Statens järnvägars Geotekniska kommission, 1917, Bil. 2 och 4.) Några hjälpanordningar, som i en del fall använts, böra kanske omnämnas, då de möjligen kunna vara också andra till nytta.

I glacifluvialt material hindras borrningen ofta av rullstenar. Äro dessa mycket talrika eller av storlek, som närmar sig eller överskrider borrhålsdiametern, omöjliggöres borrningen. Har man inte tillgång till hjälpredskap nödgas man stundom för en enstaka mindre rullsten, inbäddad i i övrigt borrbart material, avbryta en borrning. Dylika stenar kunna emellertid ofta avlägsnas med »stenplockaren» (fig. 11). Denna har konstruerats efter den pedicellarielika sockertångens idé med nödiga förändringar. Stenplockaren fastskruvas vid borrstänger och nedföres i hålet till stenen, plockarens klor regleras uppifrån med linor, en grupp som öppnar och en som sluter klosystemet, vilket således kan gripa en sten i borrhålets botten.

Också en annan anordning visade sig stundom vara till nytta. Borrningen kunde ibland företagas, först sedan det grova ytskiktet bortschaktats. Borrningen har sålunda ofta börjats i bottnen av en (i allmänhet omkring 2 m djup) nygrävd grop. För att stabilisera dennas botten och därigenom i möjligaste mån förhindra ras härifrån ned i borrhålet täcktes gropbottnen med en matta av gräs- eller ljung- eller annan vegetationstorva, så stort sammanhängande stycke som möjligt, som därefter stampades jämnt och belades med en liten »golvplatta» av bräder, genombruten av ett hål tillräckligt stort att släppa igenom borrskopan. Vid golvplattan voro med gångjärn fästade två slåar, som, då man ej önskade använda dem, fälldes utåt så att de utan att vara i vägen lågo på plattan. Sammanfällda bildade de på lämpligt sätt metallbeslagna slåarna en excenterklämma kring borr-

Resultaten av ett par borrningar i de centrala delarna av detta delta förtjäna återges.

Schaktning och borrning c:a 1 km SO om sjön Mångens SO-strand, c:a 400 m N om landsvägen. Siffrorna beteckna djup under markytan.



11/8 1920.

Fig. 13. Borrning på Brattforsheden. Borrningen utföres från botten av en schaktad grop.

0—0.9 m	Mellansand $^{+}$ (stenfri). Under 0.5 m:s djup iakttogos med varandra parallella skikt i sanden.
0.9—1.2 m	Grovsand $^{-}$ med spridda stenar, huvudsakligen fördelade på ett par horisonter.
1.2—2.6 m	Mellansand $^{+}$ (stenfri). Så djupt schaktningen nådde (till 2 m) konstaterades hos detta lager inbördes parallella skikt, stupande c:a 7° ungefär mot SSV.

stången. Genom att stödja foten mot en av slåarna kunde man ytterligare säkra dess grepp om borrstången. Särskilt vid djupa borrningar med dess ideligen upprepade partiella isärskruvning och hopsättning av borren var denna klämma till nytta.

Vid djupa borrningar är ett stöd för den upphalade borrstången synnerligen önskvärt. Ofta kunna närstående träd nyttjas. Och ibland användes en för ändamålet förfärdigad borrbock, försedd med block och lina för borrens upphissande. Särskilt vid borrning från botten av en grävd grop visade sig den över gropen placerade bocken vara till gagn. Hissanordningen lider ännu av så stora brister, att den inte i sitt nuvarande skick kan rekommenderas.

Då det gäller djupa skopborrningar (över 10—12 m) torde det, särskilt om effektivt stöd kan anordnas, vara arbets- och tidsbesparande att schakta sig ned c:a 2 m — även om icke materialet gör det nödvändigt — och först på detta djup börja borrningen. Att vid borrningar över 10 m tack vare schaktningen kunna ha borrstången ett par m kortare än en borrning direkt från markytan skulle krävt är i regel så stor fördel, att schaktningen väl lönar sig.

2.6—3.6 m Grus. På 3.5 m:s djup började relativt stora stenar finnas i gruset.
3.6—3.8 m Mycket stenigt lager, kunde ej genomborras.

Borrningar i närheten gåvo analogt resultat. Ett stenigt skikt nära ytan eller på någon meters djup tycks komma igen på större delen av deltaplanet, om ock i något växlande höjdläge. Det undre stenskiktet, på c:a 4 m:s djup i nyss anförda borrning, är däremot en lokal företeelse och betecknar ingalunda någon allmänt utbredd stenhorisont. En borrning några hundra meter från den föregående hindrades ej av något undre stenskikt. (Jfr även den i fig. 14 återgivna, något schematiska sammanställningen av några profiler.)

Schaktning och borrning 200 m NO om vägskälet 1.8 km S om Hällebergshöjdens triangelpunkt.

0—0.4 m Sand.
0.4—0.8 m[1] Grusig sand.
0.8—1.0 m[1] Stenlager med grus och sand.
Skarp kontakt.
1.0—1.35 m[1] Mellansand.
1.35—2.0 m Grus med stenar och sand.
2.0—8.4 m[1] Sand, som nedåt synes bli finare.
8.4—8.45 m[1] Sandig mo.
8.45—10.4 m Mellansand.
På 10.4 m:s djup tunt mjälaskikt.
c:a 10.4—12.8 m Mellansand, ej genomborrad.

Valda typiska prov från denna borrning ha underkastats mekanisk analys. Resultaten framgå av följande tabell.

Provets djup under markytan i m.	Material	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.							
		0.002—0.006	0.006—0.02	0.02—0.06	0.06—0.2	0.2—0.6	0.6—2	2—20	> 20
0.7	Grusig sand	—	—	0.60	7.00	37.35	*45.35*	9.70	—
0.85	Rullsten med grus och sand	—	—	0.09	0.42	2.00	6.48	7.9	*83.1*
1.1	Mellansand	—	—	0.60	12.80	*76.95*	9.65	—	—
6	Mellansand + ...	—	—	0.55	3.30	*54.75*	41.40	—	—
8.5	Sandig mo	1.05	1.25	8.25	*65.95*	22.20	1.30	—	—

Dessa liksom övriga i detta arbete upptagna mekaniska analyser av denna typ äro utförda av ingenjör K. S. Sjöberg på Sveriges geologiska undersöknings laboratorium. Analyserna äro utförda genom kombinerad slamning och sållning. Instrument och förfaringssätt enligt Atterberg. För samtliga

[1] Betecknar skikt från vilket mekanisk analys föreligger.

dessa analyser av glacifluvialmaterial ha som utgångsmaterial tagits 20 gr vattenbadtorkat prov.[1]

En i fält företagen stenräkning, dock omfattande blott 67 stenar (i allmänhet med diametrar mellan 4 och 12 cm, den största 25 × 19 × 11 cm), från lager på 0.8 m:s djup gav följande resultat:

Filipstadsgranit (även något pressad medräknad)	c:a 33 %
Gnejs av i trakten anstående typer	» 22 %
Sandsten av Dalasandstenens typ	» 15 %
Porfyrer (sannolikt från övre Dalarna)	» 9 %
Diabas	» 7 %
Granit av såvitt jag vet för trakten främmande typ	» 6 %
Ljus, tämligen klar kvartsit	» 5 %
Icke bestämda	» 3 %

Procenten av för trakten främmande bergarter (sandstenar och porfyrer) förefaller anmärkningsvärt hög.

En borrning strax Ö om vägen 1.4 km S om gården Mången (gården som ligger Ö om sjön med samma namn) visade följande profil:

0—5.2 m	Grovsand — med åtskilliga för borrningen besvärande stenar
5.2—6.4 m	Mellansand.
6.4—6.6 m	Mellansand +.
6.6—12.6 m	Mellansand.
12.6—12.9 m	Mellansand +, ej genomborrad, betydligt grövre än föregående.

Ett prov från det understa grövre skiktet visade sig ha följande sammansättning:

Provets djup under markytan i m.	Material	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.							
		0.002–0.006	0.006–0.02	0.02–0.06	0.06–0.2	0.2–0.6	0.6—2	2—20	>20
12.6	Mellansand + ...	—	0.10	0.80	9.95	46.65	42.50	—	—

En del borrningar strax V om Gräshöjden visade, att även här ett mer eller mindre stenigt skikt var utbildat nära ytan eller till ett djup av omkring 1 meter. På sina håll iakttogs även djupare — t. ex. på c:a 3 m — lokala, grusiga skikt med talrika stenar. Därunder kom åter finsand.

För hela deltaområdet S om Alstern gäller, att materialet under det nämnda grova ytskiktet blir finare, oftast mellansand, ställvis t. o. m. mo. Ofta förekomma helt lokala skikt av grovt material också på större djup,

[1] Enda undantaget utgör ovannämnda grusiga och sandiga rullstensprov från 0.85 m:s djup. Här har först från hela provet, 2228.5 gr, frånskilts sten och grus, som bestämts i % av hela provet. Av återstoden, allt med kornstorlek under 2 mm, underkastades sedan ett 20-grams prov analys på samma sätt som övriga undersökta prov.

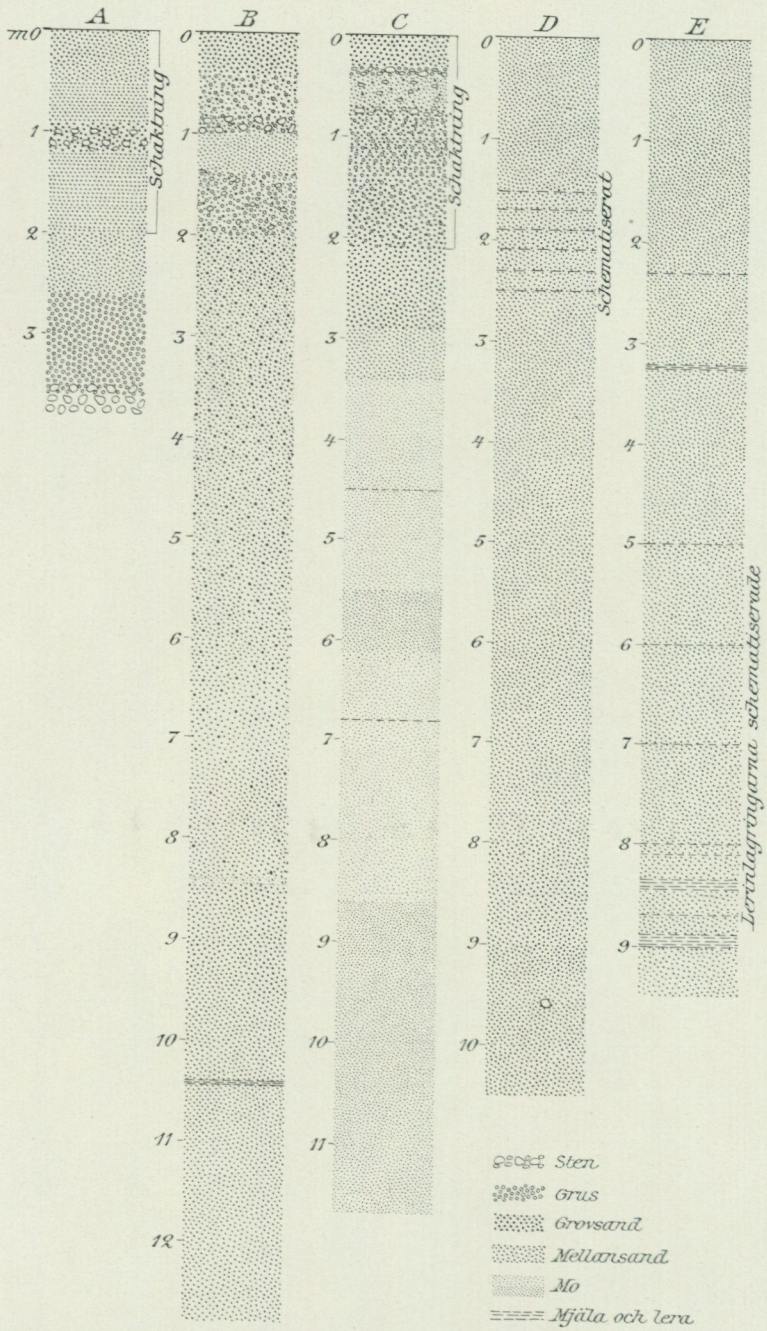
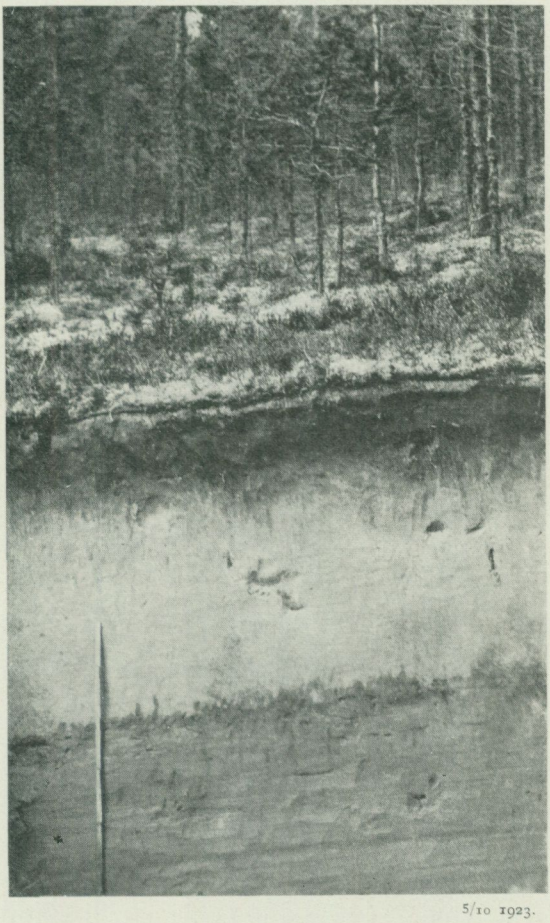


Fig. 14. Schematiserade profiler från Brattforshedens sydliga delar; A—C från borrningar på deltaplan (märk det regelbundna uppträdandet av grovt skikt på ringa djup), D—E från borrningar i distalsluttningen eller dess avsats (grovt skikt saknas).

A. C:a 1 km SO om Mångens SO-strand och 400 m N om landsvägen.
B. 200 m NO om vägkorsningen 1,8 km S om Hällebergshöjdens triangelpunkt.
C. 300 m N om vägskälet på Gräshöjdsterrassen, 1 km V om Gräshöjdens gård.
D. Distalavsatsen Ö om dynen vid Fageråsbackarna.
E. Distalsluttningen NO om Spätterud.

men i stort synes sanden nedåt bli finare. I ett par fall har dock materialet på c:a 12 m:s djup visat tydlig tendens att åter bli grövre. (Jfr borrningen 1.4 km S om gården Mången.)

Redan i deltats centrala delar uppträder stundom något enstaka, lokalt ler- eller mjälaskikt på djupet (se fig. 14). I Gräshöjdsplatån är materialet



5/10 1923.

Fig. 15. Skärning i (den övre) distalsluttningen vid Fageråsbackarna. Skiktningen övervägande konform med markytan. Även den ljusa sanden i skärningens övre hälft var skiktad parallellt med markytan, ehuru detta ej kommit fram på bilden. (Den i verkligheten ganska svaga färgkontrasten mellan sanden i skärningens undre och övre hälft har på fotografiet framträtt med betydligt överdriven skärpa.)

under det grova ytskiktet till stor del mycket fint. På några meters djup efterträdes sanden av mo med ett och annat lerskikt.

I deltats distala partier bli lerinlagringarna ofta talrikare och mer betydande (se fig. 14). I distalsluttningarna saknas i regel det grova steniga ytskiktet. Att dock även i elier under distalsluttningen förekomma rull-

stenar visar en anrikningshorisont i bottnen av inre delen av den källeroderade Tjuvdalen.

Vid Fageråsbackarna, strax NO om vägskälet mellan höjdsiffrorna 177.8 och 164.7 (se kartan, tavla 1), gjordes invid ett litet sandtag en skärning genom distalsluttningens ytligare delar. Materialets byggnad torde i någon mån framgå av fig. 15.[1] I en finsand, enkelt och regelbundet snedskiktad, med en sluttning av 7°—8° funnos inlagrade dels en lerhorisont,

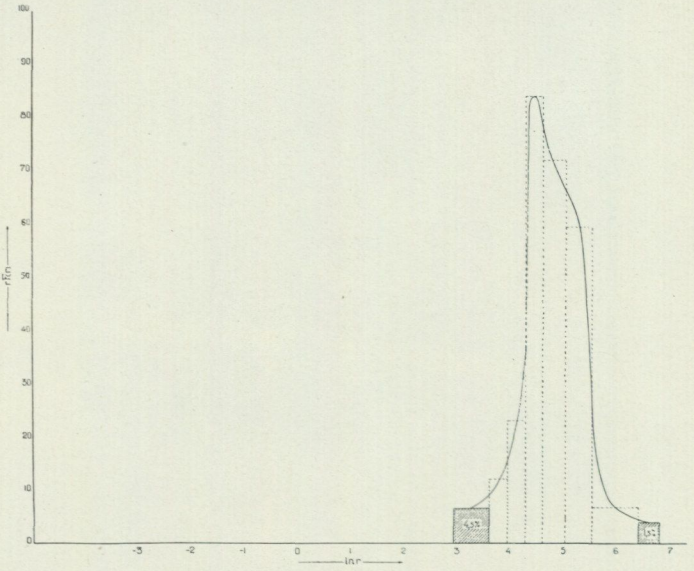


Fig. 16. Fördelningskurva enligt S. Odén över prov av glacifluvial sand från Fageråsbackarna.

dels ett parti »strömskiktad», moig sand. En del prov ha underkastats mekanisk analys, vars resultat framgår av nedanstående tabell.

Provets djup under markytan i m.	Material	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.							
		0.002–0.006	0.006–0.02	0.02–0.06	0.06–0.2	0.2–0.6	0.6—2	2—20	>20
0.85	Mellansand [2]	—	—	—	14.55	78.00	7.45	—	—
0.95	Moig sand [3]	—	—	—	41.40	57.55	1.05	—	—
1.6	Mellansand [2]	—	—	—	6.05	91.75	2.30	—	—
1.7	Mellansand [2]	—	—	—	5.60	91.75	2.65	—	—

[1] I nyframgrävda skärningar var det stundom svårt att ordentligt urskilja skiktningens detaljer. För att göra dessa något tydligare förfor jag på följande sätt: Den omsorgsfullt jämngrävda vertikala sandväggen fick torka en stund. Därefter »beblåstes» hela ytan undan för undan med en som bälg använd cykelpump. Givetvis tillsågs att inom varje litet område varje punkt »beblåstes» i möjligaste mån lika kraftigt. Då jag tillgrep denna metod önskade jag efterbilda den objektiva »framkallning» av sandskiktningen, som vinden ofta åstadkommer.

Att man vid studium av skiktningen bör lägga vertikalsnittet noga vinkelrätt mot lagrens strykningsriktning behöver knappast framhållas.

[2] Materialet regelbundet snedskiktat.

[3] Materialet »strömskiktat».

Av analyserna framgår bl. a., att sorteringen av den regelbundet skiktade sanden är mycket väl genomförd. I de båda proven från 1.6 och 1.7 m har över 90 % av materialet en kornstorlek av 0.2—0.6 mm.

Det översta provet är ej lika välsorterat som de djupaste utan håller större procent så väl grövre som finare beståndsdelar. Detta sammanhänger möjligen med att det översta provet representerar ett större antal skikt, vilka på detta ställe voro mycket tunna. I provet från 0.95 meters djup, där skiktningen helt avviker från den annars i skärningen vanliga, var materialet avsevärt finare.

En närmare inblick i sandens mekaniska sammansättning ger det Odénska fördelningsdiagrammet fig. 16. Diagrammet gäller ett generalprov av sanden under lerskiktet på den anförda lokalen vid Fageråsbackarna. Provet har för prof. S. Odéns räkning och på dennes laboratorium utförts av civilingenjör G. Lindelöf, och diagrammet har av prof. Odén med största beredvillighet ställts till mitt förfogande. Beträffande undersökningsmetoden och apparaturens principer hänvisas exempelvis till Odén 1919.

Fördelningskurvan är så konstruerad, att abskissan anger radien uttryckt i ln r, d. v. s. naturliga logaritmen ($\log_e r$) för radien i μ. Ordinatan anger funktionen r F (r), som är sådan att den yta, som begränsas av tvenne ordinator, mellanliggande del av kurvan och abskissaxeln, är lika med den procentuella del av provet som utgöres av partiklar med radien i det av ordinatorna i fråga begränsade radieintervallet.

Den bild som schaktningar och borrningar givit av deltats inre byggnad är visserligen ganska ofullständig, men några huvuddrag av deltats materialbeskaffenhet torde dock, för så vitt det rör delar ovan grundvattenytan, ha belysts. De borrningar som gjorts ha huvudsakligen gällt andra undersökningar än de här framlagda och ha därför fördelats efter andra principer än sådana som bort tillämpas, om det endast gällt en undersökning av deltats inre beskaffenhet. I stället för att tynga texten med många borrprotokoll har jag valt ut några få karakteristiska.

Att endast så ytterst blygsamma bidrag kunnat lämnas till kännedom om deltamaterialets struktur beror på frånvaron av skärningar. Schaktningar av den omfattning, som behövts för utredande av deltats struktur, har jag av kostnadsskäl måst avstå från.

Deltabildningar V om Alstern.

Från trakten av Sjöboden—Hällebergshöjden upp mot S. Västerud sträcker sig V om Alstern en serie glacifluviala bildningar av växlande karaktär — åsar, lateralterrasser, deltaplatåer och kamelandskap.[1]

[1] Thwaites (1926) påyrkar en snävare avgränsning av kame-begreppet än annars är vanligt. Kames skulle enligt Thwaites vara bildade på land eller i några fall i »small poles», men »the term should not be applied to deltas formed where the ice margin was in standing water». Denna uppfattning har jag icke kunnat biträda. Den betydelse termen efter sitt införande i svensk geologisk litteratur

Området mellan Sjöbodviken och Hällebergshöjden avviker genom sin växlande topografi från det stora, jämna deltat i S. Det låga området vid Sjöbodviken står genom två små dalar, skilda av en NO—SV-lig liten platå, i förbindelse med det sydligaste partiet av en depression, som med skiftande dimensioner och utseende sträcker sig — till stor del lateralt — från närheten av Alsterbotorp till mittför Hällebergshöjden, där den slutar som en vid, flack sänka av omkring 300 m:s diameter och 8—10 m:s djup under angränsande deltaplan. Sänkan övertväras delvis av ett par mycket låga, något åsliknande ryggar med grovt rullstensmaterial, som starkt sticker av mot omgivande sand. Drygt 1 km SV om Sjöboden förtonar den vida svackan mot deltaplanet. Dock har den i SV antydan till förbindelse med en bågböjd, svagt rännformig depression, vars lägsta del intas av en liten mosse ungefär $^1/_2$ km Ö om Hällebergshöjdens triangelpunkt.

Den lilla planåsen SV om Sjöboden når en höjd av 184 till nära 185 m, och dess ytliga lager innehålla rikligt med rullsten.

Genom dalen på nordsidan om denna planås flyter åtminstone vid våta årstider en liten bäck, och denna dal torde därför i motsats mot den sydligare fått sin definitiva gestaltning av postglacial erosion.

N om dalen i fråga vidtar ånyo ett litet jämnt deltaplan *Alsterstorpsplatån,* i vars förlängning mot N går en delvis synnerligen utpräglad ås längs Alsterns V-strand till mittför Alsterbotorp. Deltaplanets nordliga del ligger på 187 m:s höjd, dess sydliga $1^1/_2$ m lägre. Lutningen är i stort sett omkring 1 : 300. Frånsett den delvis något undulerande nordligaste delen är deltaytan i stort sett jämn, dock finnes söderut en åsgrop. Deltat begränsas av branta sluttningar utom åt SV, där en svag sluttning för ned till den här helt grunda depressionen i V.

Åsen, som fortsätter ifrågavarande delta norrut, visar på sina håll nästan tendens att anta kamekaraktär, så mittför Alsterstorp, där gropar omväxla med kullar av den typ, som syns på fig. 17. Här finnas ställvis flyttblock på åskullarnas sluttningar. Inom åsens nordligaste del torde man kunna urskilja några åscentra på ett avstånd av 200—300 m från varandra.

I V begränsas åsen av den förut omnämnda sänkan, som delvis intas av en mosse på c:a 172—173 m:s höjd. I sänkan höja sig på sina håll ett par smärre sand- och gruskullar delvis med riklig rullsten. Mot den moränklädda bergssluttningen ha avlagrats här föga betydande laterala sandbildningar, som ofta gå upp till ungefär 186-metersnivån. Strandhak och spolningsgräns i morän synas bestyrka det genom den glacifluviala sandens här vanliga övre gräns antydda värdet på M.G., omkring $186^1/_2$ m.

Vid Hällebergshöjden, nedanför triangelpunkten, går sanden upp till be-

fått hos oss särskilt genom Munthe (t. ex. 1903, s. 31, 1905, s. 91, 1906, s. 77, 1910, ss. 1245—1246), Nelson (1910, ss. 29—33), Ahlmann (1912) synes varken behövligt eller önskvärt att i princip ändra. En sådan detalj som om kamelandskapsänkornas bottnar äro vatten- resp. torvfyllda eller ej (jfr t. ex. Munthe, a. a.), synes helt ovidkommande. Jag ansluter mig här närmast till Nelsons (anfört ställe) uppfattning om kames.

tydligt större höjd. Ett mer eller mindre tunt sandtäcke, även innehållande enstaka rullstenar, fortsätter där att kläda bergsluttningen åtskilliga m ovanför deltaplanets nivå och ovanför den nivå, som av närliggande strandhak att döma betecknar M.G. Den högt belägna sanden vid Hällebergshöjden torde vara supramarin, kanske avsatt i någon liten nunatakksjö.

Även vid Alsterstorp och Alsterbotorp finnas lokalt små sandförekomster ovan den förmodade M.G., ehuru så obetydliga att de icke markerats på kartan.



Fig. 17. Åskulle Ö om Alsterstorp.
Bortom sjön syns en del av området från Stegeludden till Sanddalen.

Saras Äng-terrassen. Från strax N om Alsterbotorp norrut till den på kartan utmärkta mosstrimma, som kallas Saras Äng, sträcker sig mellan bergssidan och sjön en enhetlig lateralterrass. Den skiljs vid Saras Äng från bergssidan och fortsätter norrut längs sjön, först som en bred planås, sedan smalare och nordligast som en något oregelbunden ås med åtskilliga gropar. Lateralterrassens yta är i detalj icke fullt plan, ehuru ojämnheterna i regel äro helt små. Ytan ligger c:a 181 till något mer än 182 m ö. h. Ofta är östligare delen en smula högre än den västra, ehuru nivåskillnaden, frånsett i N, är ringa, ibland nästan omärklig. I norr blir skillnaden betydlig. NO om Saras Äng når planåsen en höjd av något över 184 m.

En del borrningsförsök ha givit viss föreställning om materialbeskaffenheten i terrassens ytliga delar, ehuru den stora stenmängden avhållit från försök till djupare nedträngande.

En borrning 550 m NO om Alsterbotorp och c:a 30 m V om terrassbrantens krön visade grusig sand till sandigt grus med talrika rullstenar. Då borrningen redan på 3 m:s djup avbröts, hade ännu inget annat material nåtts. För att ge uppfattning om stenfrekvensen kan anföras, att i ett hål med c:a 10 cm:s medelradie redan från djupet 0—1.5 m plockades upp 37 stenar (talrikast uppträdande på mellan $^1/_2$ och 1 m:s djup). Stenarnas maximidiameter växlade i regel mellan 2 och 9 cm, enstaka voro större, det alldeles övervägande flertalet hade en största dimension av 4—8 cm. Stenarna voro ofta mycket ofullständigt rundade; ibland blott kantrundade.

En borrning vid vägen rätt V om föregående visade:

0—1.2 m	Sand.
1.2—2.6 m	Grusig grovsand och sandigt grus, ej genomborrat.

På 2.5—2.6 meters djup talrika stenar.

I terrassens norra delar spela rullstenarna ännu större roll, och där fanns åtminstone lokalt en verklig rullstenshorisont utbildad med stenar ofta upp till 20 cm:s diameter och mer.

Ett flertal grunda grävningar och borrningar ha givit vid handen, att Saras Äng-terrassens ytliga material är vida grövre i öster än i väster. De ovan anförda borrningarna tyckas antyda, att materialet på någon till ett par meters djup blir av samma grovleksordning i V som i Ö.

N om Saras Äng, till Blötäng och något förbi Finnbäcken, äro åsavlagringarna mycket oregelbundna, som framgår av kartan, tavla 1. Saras Äng är infiltrationsstället för en del vatten, som från angränsande moränområde söker sig ned till sandmarken och sipprar in där utan att som ytligt vattendrag fortsätta till sjön. Den sänka som härifrån fortsätter ned till Alstern spärras av några sandkullar och har tydligen inte varit utsatt för någon bäckerosion.

Mellan denna sänka och Finnbäcken ligger ett litet miniatyrdelta med planet på 184.5 m:s höjd och med en största utsträckning av c:a 300 m. Deltat skiljs ofullständigt av en liten svacka från den breda åsen Ö om Finnbäckens nedersta lopp. Området har i sin norra del talrika åsgropar, och även invid det lilla deltat finnas sådana, delvis belägna på sluttningar och då mer eller mindre öppna på den mot sluttningen vända sidan. (Alltså såsom den av De Geer 1909, fig. 3 sid. 526 avbildade åsgropen ovanför Lilla Le.) Udden Ö om Blötäng visar benägenhet till kametopografi.

Väster om Finnbäckens nedre lopp ligga först ett par smärre åskullar, och bortom dessa ett delvis nästan modellartat litet randdelta, här kallat *Finnbäcksplatån,* som breder ut sig från en »feeding esker», utbildad som planås med den jämna ytan stundom över hundra m bred.

Själva deltat är ungefär solfjäderformigt och dess största utsträckning i såväl längd som bredd $^1/_2$ km. Den norra delen av planåsen når 187 m ö. h., deltats distalkant knappt 185. Insänkt i platån ligger en rätt vid men grund åsgrop (något mer än 6 m djup). Från deltats NV-hörn fort-

sätter en helt obetydlig liten åssporre mot NO. På den breda proximalåsens östra sluttning finnas talrika åsgropar. Påfallande är, att ehuru av de många åsgroparna att döma talrika små isberg strandat här, flyttblock äro mycket sällsynta, ja, nästan helt saknas. Detsamma gäller också det förut omtalade åsgropsförande området Ö och SO om Blötäng.

Utöver vad kartan upplyser om Finnbäcksplatåns ytmaterial må resultatet av några grunda borrningar anföras.

Borrning vid distalkanten, just vid vägbackens krön:

0—2.4 m	Mellansand, ibland med, ibland utan inmängning av grovsand, på 1.5—1.9 m:s djup också med gruskorn.
2.4—2.9 m	Grovsand $^{-}$.
2.9—4 m	Mellansand, ej genomborrad.

På Finnbäcksplatåns SV-del, c:a 20—25 m från SV-hörnet borrades 3 m i mellansand, utan att annat material nåddes.

Borrning på platån vid vägen c:a 25 m innan nedförbacken mot Storöbäcken börjar:

0—1.2 m	Mellansand.
1.2—3 m	Grovsand $^{-}$ med enstaka rullstenar. Grovsanden ej genomborrad.

Borrning på Finnbäcksplatån strax S om avsmalningen $^{1}/_{2}$ km S om Storöbäcksmynningen:

0—1.6 m	Mellansand $^{+}$ med spridda gruskorn och enstaka rullstenar.
1.6—4 m	Mellansand, nedåt övergående i mo, ej genomborrad.

N om Storöbäcken vidtar ett gebit av mycket växlande topografi. Vid Storöviken har området närmast karaktär av ett litet kamelandskap. Här förekomma ett antal åskullar av olika storlek och orientering. Än bestå kullarna av sand, än av grus, späckat med rullsten. Närmare vägen blir topografien mittför Storöviken lugnare. Också här finnas kullar och sänkor, men flackare. Kartbilden är tämligen schematisk. Väster om vägen och N om Storöbäcken synes det glacifluviala materialet till större eller mindre mäktighet bemantla en föga markerad häll- och moränrygg. 100 m V om vägövergången över Storöbäcken och vidare norrut är terrängen flackt undulerande med en skillnad mellan sänkor och upphöjningar uppskattningsvis från en till ett par meter. Ingen bestämd orientering kunde iakttagas. Materialet växlade från fin sand till grus. Spridda, smärre rullstenar funnos i sanden i svackorna.

C:a 0.8 km N om Storöbäckens starka krök dyker det nyss nämnda häll- och moränområdet upp ur sandtäcket, som övergår till en obetydlig liten lateral terrass på östra sidan av moränmarken. Mittför Storöns nordspets och ovan den på kartan synliga, i en betydande sänka belägna lilla mossen, blir lateralterrassen, på vilken vägen här går, bredare. Dess yta ligger på något över 189 m ö. h. De högsta delarna nå 189.5 m. Då moränen ovan-

för denna nivå förefaller orörd, torde M.G. här få sättas till omkring 189.5 m. N om mossen fortsätter terrassen på en liten sträcka fram mot Alstern. Området närmast ovanför den branta sluttningen mot sjön är dock mycket ojämnt. Här finnas en mängd delvis sammanhängande åsgropar. Det åsparti, som härifrån går söderut och löper ut i udden som begränsar Storöviken mot NO, har att uppvisa ett par markerade kullar. C:a 600—700 m VNV om Storöns nordspets är lateralterrassen tvärt avskuren av en ungefär mot N riktad brant. Materialet är där mycket grovt och delvis späckat med rullsten. Den djupaste delen av sänkan nedom branten utgöres av en åsgrop, vars botten når något under 170-metersnivån.

En km NV om Storön ligger ett litet deltaplan av 400 m:s längd och ej fullt 200 m:s bredd. Ytan är något ojämn. Dess högsta partier ha vid avvägning befunnits ligga 191.6 m ö. h. Sluttningen mot Alstern är således 34 m hög. På deltaytan finnas ställvis talrika rullstenar, men på sina håll är själva ytmaterialet fint. En liten grävning på ett sådant ställe visade under ett 0.3 m mäktigt, moartat ytskikt med enstaka gruskorn ett lager av till decimeterstora stenar, kantrundade till helt rundade, därunder mellansand. I en vägbacke vid deltats norra ände kommer ett mycket grovt och rullstensmängt material till synes.

Till deltats nordvästra del ansluter sig en under svag, omvänd S-böjning nordriktad liten ås av blott 300 m:s längd men med mycket karakteristiskt utbildad åsform; Bosjöbanans grustag visar att åsgruset och -sanden här håller avsevärt med rullsten. Skilda från detta område bl. a. genom några små åsgropar ligga vid stranden ett par åskullar.

$^1/_2$ km S om sydligaste gården i Västerud upphöra de glacifluviala bildningarna och efterträdas av den mo- och moränmark, där Västeruds åkrar brutits.

V om de förut skildrade glacifluvialavlagringarna mellan Storöviken och S. Västerud vidtager morän. Inom de närmaste delarna av detta moränområde finnas en del egendomliga kullar, vilka vid första påseende närmast likna korta drumlins. I motsats mot vad fallet brukar vara med drumlins ha dessa dock rätt växlande orientering. En del ha något N—S-lig utsträckning, andra NV—SO-lig, några visa delvis ett mer Ö—V-ligt förlopp. Lokalt iakttogs stundom något sorterat och skiktat material (sand och grus) i de annars av blockrik morän uppbyggda kullarna.

1 km V om Storön finns en liten ungefär Ö—V-lig randbildning, delvis utbildad som ås, delvis som ändmorän. Bildningen i fråga är av mycket blygsamma dimensioner och tycks vara helt lokal.

Några delvis starkt stenförande sand- och grusförekomster i närheten av Västerud synas väsentligen vara strandbildningar. Vid och strax under M.G. torde en del skiktad sand ha fått sin definitiva karaktär genom vågornas inverkan på morän »in statu nascendi», därpå skulle den stundom oskarpa övergången mot och växlingen med morän tyda.

I närheten av Västerud ersättes den här vanliga mon på ett par ställen av mjäla. Drygt ett par hundra meter NV om nordligaste gården i Vä-

sterud iakttogs årsvarvighet i mjälan. C:a 300 m NV om nämnda gård framgrävdes omkring 15 varv, i mäktighet varierande mellan 2.5 och c:a 25 cm. Underlaget nåddes ej, men borrning gav vid handen, att mjälan nedåt småningom övergick i mo. En egendomlighet hos åtskilliga av dessa varv var, att de rödaktiga leriga skiktens undre begränsning mot den grövre grå mjälan var fullt skarp, den övre däremot något diffus. Någon konnektion mellan denna varvserie och sådana från annat håll har jag ej lyckats få.

Sidsjöberget. Medan de förut skildrade glacifluvialavlagringarna mer eller mindre direkt anslutit sig till berggrundsdalens sida, ligga Sidsjöbergets åsbildningar mer isolerade ett stycke ut i dalgången.

Topografien är här rätt oregelbunden, åskullar och -ryggar skiljas av åsgropar och flacka sänkor. Närmast N om vintervägen till Stora Udden höjer sig ett västligt och ett östligt åsparti bestående av breda och betydande kullar, skilda av en sänka, i vilken ligger en miniatyrtjärn med omgivande mosse. I sänkans fortsättning mot N följa några åsgropar, men i övrigt sammansmälta här det östra och det västra åspartiet. För en av åsens högre delar spegelbestämdes höjden till c:a 183 m ö. h. Mittför Svarttjärns nordligaste spets delas åsen åter i två grenar, som bilda var sin udde i Alstern.

Materialet inom Sidsjöbergets åsbildningar är tämligen varierande. I stort sett består områdets södra delar av sand, medan de norra, särskilt nordöstra, äro grövre. Där synas stundom rullstenarna dominera över det mellanlagrande gruset. I de norra delarna av Sidsjöberget överlagras rullstensgruset ofta av mo till ställvis nära en meters mäktighet, men moförekomsterna här äro dock icke så betydande, att jag ansett mig böra markera dem på kartan.

I samband med Sidsjöberget förtjänar den till stor del mycket horisontella moslätten mellan Stora Udden-vägen och Riskastet uppmärksammas. Den ligger endast obetydligt över Alsterns nuvarande yta.

Deltabildningar Ö om Alstern.

Stegeludden och området därifrån till Brohultstjärn—Stegla. Udden V och S om Stegelviken har en tämligen oregelbunden topografi. Den norra delen intas av en bred åsbildning, som utåt den egentliga Alstern har brant lutning, mångenstädes tillskärpt genom sjöns erosion. De höga glacifluviala sandavlagringarnas övre yta är här kullig och gropig. Åtskilliga av sänkorna äro alltför flacka och grunda för att kunna uppfattas som vanliga åsgropar, men andra äro rätt typiska sådana, så t. ex. två små, av mossar intagna hålor i östra sluttningen omkring 400 m från uddens spets. Åspartiets östra delar äro lägre än de västra, och sluttningen är på östsidan mindre brant. Vid pass 800 m från nordspetsen blir halvöns östra del helt låg och förblir så i stort sett också i fortsättningen söderut. Dock finns även i den östra delen några långsluttande och rätt låga kullar

av glacifluvialt material. Västerut nå åsbildningarna större höjd, så när som vid en sänka som 1 $^1/_2$ km S om uddens spets går tvärsigenom hela halvön. Närmast N om denna sänka ligga invid Alstern några starkt markerade åskullar. Särskilt iögonfallande äro de som bilda udden 1.6 km V om Stegla. I några kullar förekommer grovt material, även rikligt med rullsten. Hela det nordligare partiet av Stegeludden tycks annars bestå övervägande av sand om än här och var med sparsam inblandning av grus och rullsten. I erosionsbranten vid Stegeluddens nordspets syns dock tämligen rikligt med rullsten.

ONO och Ö om den nordliga Sjöbodsholmen ligger vid Alsterns Ö strand ett vackert, litet kulligt åslandskap. Kring en större sänka grupperar sig en serie åskullar, delvis uppbyggda av grovt material, bl. a. mycket rullsten. Medan åt de flesta håll en enkel gördel av kullar omger sänkan, gränsar denna i S till en mer sammanhängande om ock kuperad, relativt hög glacifluvialterräng, som sträcker sig ned till Sanddalen i S och förbi landsvägen i SV. Mot S och Ö blir materialet allt finare, och rullsten förekommer mycket sparsamt i sanden. Topografien är mjukt undulerande. Den rika växlingen av grunda sänkor och låga kullar är endast schematiskt återgiven på kartan.

Medan Sanddalen på S-sidan (eller rättare mot SV) begränsas av en distinkt, markerad, brant sluttning (se fig. 6), är den norra mycket mer långsluttande, något loberad och ej på långt när så starkt framträdande. Inåt förtonar dalen successivt mot angränsande, delvis flackgropiga terräng, som svagt kuperad och i stor utsträckning täckt av flygsandsbildningar långsamt sänker sig ned mot Brohultstjärnarna och Hultmossen.

Som en direkt fortsättning av Stegelviken sträcker sig från dennas innersta del en vid sänka förbi och S om Stegla. I samma sänka ligger också Hultmossens nordligaste del. Sänkans lägsta del ligger vid landsvägen omkring 162 m ö. h., medan mossens yta 1 km SO om Stegla når 170 m. Liksom i Sanddalen spelar i Stegladalen flygsand rätt stor roll. Men här hade före dennas bildning betydande mängder glacimarin mo och även någon mjäla kommit till avsättning, vilket möjliggjort den egentliga Brattforshedens enda bebyggelse: Stegla eller Marhyltra, ett par små fattiga gårdar, vilkas magra tegar dock bjärt sticka av mot de omgivande skogarnas, hyggenas och brandmarkernas karghet.

Mon synes här i allmänhet gå rätt djupt; så genomborrades vid Stegla 9 m utan att underlaget nåddes, och ett flertal andra borrningar ha bekräftat dessa bildningars mäktighet. Dock har vid borrningarna ibland ett tunt mjälalager passerats. Under brunnsgrävning vid Stegla syntes i mo mycket flack skiktning med inbördes parallella lager.

Även N och S om Stegelviksmossen består området delvis av mo, som visar så kontinuerliga övergångar mot angränsande otvetydigt glacifluvial sand, att jag icke kunnat på kartan avgränsa moförekomsterna. För jämförelse må nämnas, att mo icke påträffats vid borrningar i Sanddalen men väl lokala stenskikt i dess inre delar. I Steglasänkan finns en del

småkullar av sand eller mo, delvis belamrade med drivisblock, så t. ex. ett par hundra m S om Stegelviksmossens sydligaste del.

Alstertjärn—Sundstjärnsområdet. Inom området närmast N om Stegelviken finns ett ovanligt vackert kittelfält. Området är delvis fullkomligt späckat med åsgropar, av vilka några nå nära 20 m:s djup, enstaka ännu mer. På en halv kvadratkilometer räknas mer än 20 åsgropar av växlande dimensioner. I de djupaste kittlarna finnas små tjärnar eller mossar, andra äro torra. De flesta groparna visa typisk »kittel»-form, några V om Sundstjärn sända en långsluttande och mindre djup »utlöpare» mot NNO. Området mellan Alstertjärnarna och Stegelvikens inre del består mest av mellansand, delvis t. o. m. mo, men uppemot udden vid Sundstjärn blir materialet mycket grövre och något rullstensförande.

Stortjärnsplatån. Med detta namn betecknar jag här Brattforshedens stora östliga deltalob Ö om en nordsydlig linje genom Steglamossens östligaste punkt. Från trakten mellan Steglamossen och Lövsängarna sprider sig Stortjärnsplatån solfjäderformigt mot NO, Ö och SO, åt vilka håll utsträckningen är 2 $^1/_2$—3 km.

Deltaplanet är i allmänhet något undulerande. På några ställen, särskilt i västra och nordvästra delen, är ytan visserligen nästan jämn, men man har aldrig här samma intryck av fullständigt plan som exempelvis SO om Mången. Stora delar av Stortjärnsplatåns yta är svagt och mjukt gropig. Förtonande svackor av högst 1—2 m:s djup och c:a hundra m:s diameter äro vanliga, i synnerhet inom »Trekanten», området mellan de tre vägarna. Denna deltaytans föga markerade relief har icke medtagits på kartan.

Några större sänkor finnas också inom området. Mest betydande är den depression, i vilken Stortjärn, Lilltjärn och mossen mellan dem ligga. Stortjärns yta ligger uppskattningsvis 4—7 m under angränsande deltaplan. Sluttningarna synas ingenstädes nå rasvinkelns branthet utan äro avsevärt svagare, stundom mycket flackare. V om Stortjärns sydliga del märkas dessutom ett par sänkor med karaktär av mindre åsgropar. Såväl Ö som V om Lilltjärn finnas vida men grunda sänkor i sandheden. 200—400 m V om Stortjärns västligaste del går längs en i stort NV—SO-lig linje en mot SV riktad, obetydlig lutning, som något påminner om en distalsluttning i miniatyr. Det distalsluttningsliknande haket har föga mer än 300 m:s längdutsträckning och förtonar omärkligt mot såväl SO som NV. På flera ställen, så Ö om Stegla och strax NV om Stortjärn höja sig bergknallar över den kringliggande heden. Några av dessa uppstickande bergpartier ha sina sluttningar delvis klädda av ett sandtäcke, som når åtskilliga meter högre än det av till synes likartat material bestående sandplanet omkring.

Stortjärnsplatåns yta ligger i allmänhet i sina norra delar 177—178 m över havet. NV om Stortjärn når dock deltaytan på ett mindre område

nära bergssidan 180-m:s-nivån, under det att de undulerande sydliga delarna ligga på 174—176 m:s höjd.

Distalsluttningen. Längst i NO är deltats distala begränsning något diffus. Men i närheten av Tullen sänker sig den glacifluviala heden i en svag distalsluttning mot ONO ned under Lungälvsänkans moavlagringar, här intagna av Brattfors bruks stora åkerfält. Moslätten lutar sakta ned mot Lungälven och den dal denna skurit sig i de lösa sedi-



4/11 1923

Fig. 18. Djupa Dalen sedd från övre änden nedåt.
Typiskt exempel på källeroderad dal som skär in i deltas distalparti.

menten, men själva distalsluttningens lutning är så pass mycket starkare än moslättens, att de båda bildningarna rätt väl kunna topografiskt skiljas.

Längre söderut har distalsluttningens ursprungliga form i hög grad förvanskats genom överlagring av flygsand och uterodering av bäckraviner. På sina håll återstå endast fragment av den primära distalsluttningen. Den fortsätter från Tullen med mycket svag lutning och ett även i detalj loberat förlopp söderut till Dalen. (Se på kartan särskilt distalsluttningens buktande utbildning NV om Dalen.) Gränsen mellan glacifluvialmaterial och marina finsediment är ofta svår att dra exakt, men felet torde här bli ganska litet. Ungefär vid distalfoten efterträdes deltats sand av mo.

Från trakten av Dalen söderut synes distalsluttningen uppdelad i två »trappsteg» — så vitt man kan döma av de rester av primär topografi, som ännu återstå efter dynavlagring och ravinbildning. De sydöstra de-

larna av det egentliga deltaplanet ligga på något över 174 m:s höjd. Nedanför detta plan ligger emellertid en ganska jämn horisontell avsats, vars höjd ö. h. V om Hult är 166 m och något mer. Sluttningen mellan det övre planet och denna avsats är till stor del bortskuren genom Djupa Dalens uterodering (jfr fig. 18), men där man ser något av sluttningen i fråga är den mycket flack.

Den lägre avsatsen, vilken liksom deltat i övrigt intas av skogsmark, avslutas mot V av en starkt loberad sluttning ned mot de framförliggande odlade fälten vid Hedenskog och Hult (fig. 19). Rätt V om det sistnämnda stället ligger »distalfoten» på något över 154 m.

Stortjärnsplatåns material och inre byggnad. Redan i sina västligaste delar, mellan Hultmossens nordutlöpare och Lövsängarna, är Stortjärnsplatån åtminstone på ytan uppbyggd väsentligen av sand, söderut oftast finare, norrut grövre, grusig och med spridda rullstenar. Materialet växlar något i såväl horisontell som — efter vad åtskilliga borrningar visat — vertikal led.

En borrning vid vägen 200 m N om det $^1/_2$ km NO om Stegla belägna vägskälet visade överst 2 m mellansand+, därunder 2.5 m grovsand, på en del nivåer grusig och på ett ställe med spridda rullstenar. Så följde 0.5 m mellansand, som nedåt blev något grövre. Efter ytterligare nära 2 m var detta material ej genomborrat. I närheten företagna borrningar ha också visat växling i materialbeskaffenheten, men någon lagbunden förändring i grovleksvariationerna har ej iakttagits, annat än att materialet norrut blir grövre.

I stort sett synes sedimentet ännu i trakten kring Stortjärn vara grövre norrut än sydligare.

En borrning 300 m V om den större berghällen vid Stortjärn gav följande resultat:

0—0.2 m	Sand.
0.2—0.6 m	Grusig sand.
0.6—0.8 m	Mo.
0.8—1.2 m	Grov sand med gruskorn, på 1.0 m:s djup mycket stora.
1.2—2.5 m	Mycket enhetlig grovsand med genomsnittlig kornstorlek omkr. 1 mm.
2.5—2.9 m	Tilltagande materialgrovlek. Den grova sanden stod ställvis på gränsen till grus. Kornstorlek c:a 2 mm.
2.9—3.75 m	Mellansand +. Ej genomborrad. Grundvatten omöjliggjorde vidare borrning.

Drygt 350 m V om Stortjärns västligaste del gav en borrning följande resultat:

0—1.2 m	Sand.
1.2—1.25 m	Tunna, mjäliga skikt.
1.25—1.8 m	Grus.
1.8—2.6 m	Sand.

2.6—4.1 m	Grus, ej genomborrat.

Borrningen hindrades på 4.1 m:s djup av grundvatten.

Borrning omkring 30 m Ö om Stortjärns östligaste punkt:

0—0.9 m	Sand.
0.9—1.3 m	Fint grus.
1.3—1.5 m	Något grövre grus, jämngrovt.
1.5—1.9 m	Mellansand.
1.9—2.4 m	Grus.
2.4—c:a 5.0 m	Sand, mellan 4 och 5 m:s djup tämligen grov.
c:a 5.0—9.25 m	Mellansand, ej genomborrad.

Grundvatten omöjliggjorde djupare borrning.

Stortjärnsplatåns östligare, distalare partier synas i ytliga delar oftast helt bestå av sand, på större områden stenfri och ställvis mycket fin.

På den förut omtalade »distala avsatsen» nedanför den översta distalsluttningen i platåns sydöstra hörn var materialet genomgående fint. Vid en borrning 150 m V med någon dragning åt S från vägskälet V om Djupa Dalens innersta ände växlade på de översta 6.5 meterna mellansand- och molager av skiftande mäktighet. Därunder vidtar mellansand; på 10.6 m, där grundvatten omöjliggjorde vidare nedträngande, hade mellansanden ännu ej genomborrats. I denna fanns dock på 8.6 m:s djup under markytan några tunna lerskikt. Högre upp i serien, c:a 1.5 m under markytan, fanns ett något tjockare lerlager.

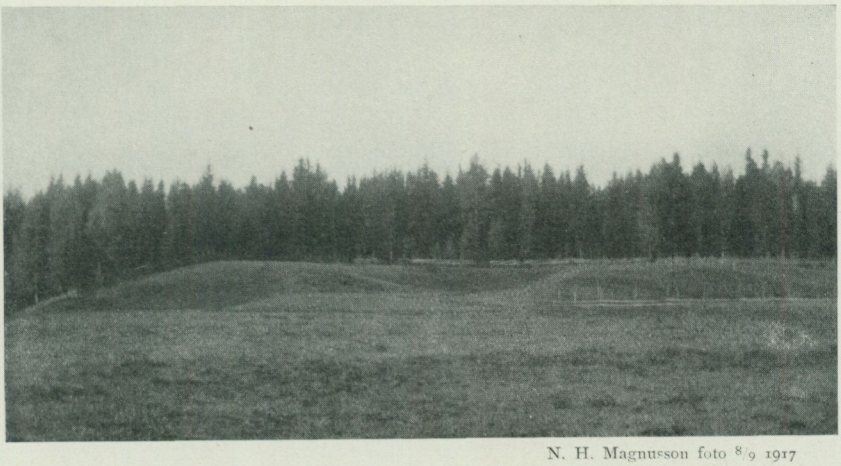
En borrning 0.5 km VSV om Hult visade följande profil:

0—0.4 m	Mellansand.
0.4—1.4 m	Mjäla.
1.4—2.4 m	Växellagring av mellansand och mjäla.
2.4—c:a 5.1 m	Mo.
c:a 5.1 m	Mycket tunt lerlager.
c:a 5.1—7.0 m	Sand.
7.0—7.2 m	Lera (eller mjäla).
7.2—7.6 m	Sand, ej genomborrad.

Under ett ytligt sandtäcke ha vi således ett par m mjäla med sandinlagringar, därunder mo och sand med ett par mindre lerinlagringar. Det är anmärkningsvärt, att så fint material som den här förefintliga mjälan i så stor utsträckning ingår i ett glacifluvialt delta, och att trots materialets finhet den vackra distalsluttningen ned mot Hult—Hedenskogfälten kommit till utbildning. Det ligger därför nära till hands att söka tolka denna nedre »brant» som något annat än en distalsluttning, och man har då icke annat att tänka på än ett erosionshak, närmast ett sådant bildat av Lungälven vid ett tidigare stadium. Fälten kring Hult visa dock inga spår av sådan floderosion. Vad som synes avgörande är emellertid den ifrågavarande sluttningens mjukt loberade förlopp,[1] som svårligen torde

[1] Kartan ger här en alltför »hård» bild.

kunna återföras på ett eroderande vattendrags serpentinisering. »Branten» avviker också till sitt utseende från den jordflytningstopografi, som man har tillfälle iakttaga på åtskilliga ställen i Brattforshedens omgivningar, såsom vid Lungälven och S om Sutterhöjden. Loberingen verkar primär avlastningstopografi i ett deltas distaldel, och det synes antagligt att på de sandavlagringar, som betingat topografien, senare under något lugnare förhållanden avsatt sig ett glacimarint och eventuellt postglacialt mjälatäcke, som noggrant återger det glacifluviala underlagets former. Den här och var över mjälan lagrade sanden kan ha svämmats ut över leran genom vågornas verksamhet på den övre distalsluttningens sand.



N. H. Magnusson foto 8/9 1917

Fig. 19. Del av den nedre sluttningen V om Hult.

I detta sammanhang torde böra omnämnas, att strax utanför kartgränsen c:a 400 m NNO om Hult ett par rundade sandkullar höja sig åtskilliga meter över omgivande fält. Hur dessa kullar bildats är ej klarlagt. Deras form förefaller svårligen förenlig med antagandet, att de skulle vara erosionsvittnen, och inlagrade lerskikt visa, att de ej kunna vara flygsandsbildningar.

Kotjärnsterrassen. Den breda lateralterrassen mellan å ena sidan Lövsängsmossen och berg- och moränsluttningen Ö om Bjurtjärn, å andra sidan Steglasänkan, Alstertjärnarna och Galtvikens öststrand, kallar jag för bekvämlighets skull Kotjärnsterrassen efter en liten åsgropstjärn som ligger i den. Terrassen, som norrut sträcker sig till Horrskogbäcken, sammanhänger mot SO med den förut beskrivna Stortjärnsplatån, vilken topografiskt som geologiskt är Kotjärnsterrassens direkta fortsättning. Mitt särskiljande i texten av de båda bildningarna är godtyckligt och helt betingat av praktiska hänsyn.

Från terrassens huvudområde är dess västligaste del, åt Galtviken och Tobakshålet, nästan skild genom några delvis sammanhängande sänkor, fortsättningen av det depressionssystem, i vilket Alstertjärnarna ligga. Detta

västliga terrassparti övergår mot S i det tidigare beskrivna åsgropslandskapet kring Sundstjärn. Även i själva Kotjärnsterrassen finnas åsgropar, och det av rätt ansenliga dimensioner: utom den av 5 eller om man så vill 6 kittlar bestående Kotjärnskomplexet märkas ett par sammanhängande, åt ett håll öppna sänkor några hundra meter N och NV om Kotjärn. Nämnda tjärns djup är icke lodat, men dess yta ligger 13 m under deltaplanet omkring. Så djupa eller djupare äro de flesta nämnda kittlarna, både i Kotjärnskomplexen och de båda nordligare. En del andra åsgropar äro av blygsammare mått.

Terrassens yta är ställvis mycket plan. Kring Kotjärn såväl som strax Ö om Galtviken ligger deltaytan ungefär 180 m ö. h., 0.8 km S om Kotjärn 179 m. Ytan sänker sig därifrån ned till föga över 177 m vid övergången mot Stortjärnsplatån.

Mellan det jämna deltaplanet och bergssidan i Ö sträcker sig hela vägen från Horrskogbäcken S-ut en bred men grund sänka i sand- och grusavlagringarna. Sänkan har i allmänhet en bredd av 200—300 m och intas till stor del av den i dess längdriktning utsträckta Lövsängsmossen. Sänkans botten skiljs från deltaplanet genom en liten sluttning av något olika höjd, på en större del av sträckan, omkring 2 m, söderut mindre. Denna sluttning lutar svagt, ofta ej mer än ett par grader. Mot N och NV begränsas Kotjärnsterrassen mot Horrskogbäckens sänka av en brant sluttning, som fått sin definitiva gestaltning genom bäckens erosion.

Kotjärnsterrassens material. På terrassens nordligaste parti, NV om Bjurtjärn, går här och var mycket rullsten i dagen, så i vägbacken ned mot Horrskogbäcken. Det grova materialet synes här mest tillhöra ganska ytliga skikt. Grävning och borrning invid den skarpa vägkröken strax V om Bjurtjärns norra del visade:

0—0.9 m	Grovsand (dominerande kornstorlek 1—2 mm) med ytterst talrika stenar av 2—15 cm diameter. Delvis nästan blott sten med föga sand emellan.
0.9—2.2 m	Stenfri eller mycket stenfattig, grusig sand till fint grus i lager av växlande tjocklek.
2.2—5 m	Mest mellansand. Ej genomborrad. Kontakten mellan grus och sand på 2.2 m:s djup mycket skarp. I mellansanden märktes ett par inlagringar av något grövre sand.

Ett så stenmängt ytskikt som här förekommer knappast på Kotjärnsterrassen annat än inom de nordligaste delarna. Längre söderut bestå de östliga åt bergssidan belägna delarna av särskilt i ytan alltjämt rätt grovt och oftast stenförande material, medan västerut, närmare sjön, sanden är finare, och stenar helt eller nästan saknas.

Sammansättningen av terrassens ytliga delar åskådliggöres av följande borrningar:

Borrning något över hundra meter NV om NV-spetsen av den lilla mossen kring Kotjärn:

0—0.4 m	Sandigt grus med småsten.
0.4—1.8 m	Grovsand med gruskorn.
1.8—c:a 2.8 m	Mellansand, nedåt grövre. Övergår i
c:a 2.8—c:a 3.0 m	Grovsand.
c:a 3.0—4.0 m	Mellansand +, ej genomborrad.

Enstaka stenar påträffades under borrningen på olika nivåer.

Borrning strax ovanför Horrskogbäckens dal, $^1/_2$ km V om Kotjärns S-spets:

0—0.6 m	Föga sorterat glacifluvialmaterial från sand till grus och sten.
0.6—4.0 m	Mellansand, mycket jämn. Dominerande kornstorlek något under $^1/_2$ mm. Ej genomborrad.

Borrning 600 m Ö om Galtryggens N-spets, på deltaplan mellan liten åsgrop och sluttningen ned mot sjön:

0—2.9 m	Mo.
2.9—	Mellansand+, så torr att den så när som på en obetydlig rest rasade ur borrskopan och således ej kunde borras. (Anmärkningsvärt, då borrningen företogs i oktober 1923 efter en mycket nederbördsrik eftersommar och förhöst.)

Att ytmaterialet på området för ifrågavarande borrning avviker från det för heden karakteristiska sandiga eller grusiga framgår redan av vegetationens utseende. Här finns rikligt med gran och björk inmängd bland tallen, som annars är hedens nästan allenarådande karaktärsträd.

Borrning 150 m S om SV-delen av sydligaste mossen i Kotjärnskomplexet:

0—0.5 m	Mellansand med enstaka gruskorn upp till 5 mm.
0.5—c:a 1.6 m	Mellansand +, ställvis med talrika gruskorn och enstaka små stenar.
1.6—4.0 m	Mellansand, ej genomborrad.

Borrning något över 300 m Ö om S-spetsen av den mellersta av de tre största Kotjärnsåsgroparna:

0—1.3 m	Mellansand. De översta 3 decimetrarna med rätt talrika stenar.
1.3—c:a 4 m	Mellansand + med talrika gruskorn.
c:a 4—5.7 m	Grovsand. Ej genomborrad.

I alla genomborrade nivåer funnos talrika stenar, vid hela borrningen påträffades c:a 44 stenar av 2 till över 6 cm:s maximidiameter. 6—7 stenar funnos på de översta 3 decimeterna, de övriga föreföllo någorlunda jämnt fördelade i borrningens undre del.

Borrning 90 m Ö om föregående i Kotjärnsterrassens förut omtalade laterala sänka på 2 m:s lägre nivå än föregående:

0—1.1 m	Grov, stundom grusig sand. Mycket stenig. (Se nedan.)
1.1—3.1 m	Mellansand, i vilken dock ingår en mindre grovsandinlagring.
3.1—4 m	Mo. Ej genomborrad.

Vid denna borrning iakttogs på den översta metern 44 stenar, talrikast inom de översta 3 decimeterna. På 1—4 m:s djup syntes blott 4 stenar.

Vid en på ett enda ställe gjord jämförelse visade sig att på själva deltaplanet invid sänkan fanns omkring 2 stenar per dm^2 i det översta 3-decimeterskiktet, i sänkans botten var motsvarande siffra något över 5 stenar per dm^2. Den större stenmängden i sänkan synes kvantitativt rätt väl motsvara vad man borde få som residuum, om från angränsande delar av deltaplanet allt fint material avlägsnades till i nivå med sänkans botten, och endast det grövsta bleve kvar. Det finns icke tillräcklig grund att förklara stenanrikningen på detta sätt; endast en enda beräkning på obetydligt iakttagelsematerial föreligger. Stenanrikningen vid sänkans botten torde knappast kunna vara blott en erosionsanrikning, ty även något under den egentliga stennivån finnas rikligt spridda stenar i sanden, talrikare än på motsvarande nivåer under det jämna deltaplanet.

Som sammanfattning kan om Kotjärnsterrassen sägas, att åtminstone det ytliga materialet förefaller grövst i NO och finare mot S och särskilt mot V. I terrassens västliga delar saknas ofta det grova ytskiktet, och sanden är fin och stenfri ända upp i ytan. På sina håll överlagras sanden i terrassens västra delar t. o. m. av mo.

Horrskogbäcksplatåerna. Omkring det ungefär rätvinkliga knä, som Horrskogbäcken gör bortåt $^1/_2$ km V om Kotjärn, rinner bäcken i botten av en c:a 17—20 m djup ravin i den glacifluviala sanden. De här förekommande åsgroparna och övriga topografiska ojämnheter göra det troligt, att redan primärt funnits en sänka, men större delen av den djupa dalen har bäcken säkerligen själv skurit ut. Deltapartiet N härom, som jag här kallar Västra Horrskogbäcksplatån, torde således rätteligen vara den nordliga fortsättningen av Kotjärnsterrassens västra del. Platån i fråga har, som kartan visar, en rätt oregelbunden begränsning.

I NO ligger den mindre Ö. Horrskogbäcksplatån, genom en i N djup, i S grund och obetydlig sänka skild från sin västra granne. Det östra partiet uppvisar knappast någon fullt jämn yta, och det torde vara osannolikt, att den byggts upp till vattenytan. Bildningen i fråga kan kanske bäst karakteriseras som en bred och mycket flack åskulle. Den västra platån har däremot att uppvisa helt plana ytor, som i de nordligare delarna ligga drygt 184 m ö. h., i de södra något över 183 m. På platån finnas några små åsgropar.

Material och inre byggnad. Den östra »platåns» norra del visar närmast ytan mängder av rullsten med i allmänhet 3—7 cm:s diameter, enstaka äro dm-stora och större. Det rikt stenförande skiktet är blott ett fåtal dm mäktigt, därunder följer stenfattig sand av växlande

grovlek, från grov, grusig till mellansand. Längre söderut på platån saknas i regel det så starkt stenmängda ytskiktet.

200 m NO om vägövergången över Horrskogbäcken sticker en liten häll upp ur glacifluvialavlagringarna. Kring denna häll är materialet grusig sand och sandigt grus med riklig inblandning av rullsten. Här följer således närmast på berggrunden grovt material, grövre än åskullens huvudmassa.

Ytan av V. Horrskogbäcksplatån består i regel av sand, i den översta halvmetern eller metern oftast med mer eller mindre sparsamt, i V tämligen rikligt, inmängda rullstenar. På platån har endast gjorts 6 grunda borrningar (till 4 m). Intill detta djup synes materialet rätt växlande: sand av olika grovlek i hastigt växlande lager. Mellansand dominerar, men icke oväsentliga mängder grov, ja, t. o. m. grusig sand finnes också. Från områdets nordliga, särskilt NO-liga, del, där grov sand spelar stor roll, tycks materialet bli allt finare ned mot trakten av åsgropen 300 m S om platåns nordgräns. Särskilt V om denna åsgrop har vid borrningen iakttagits nästan endast mellansand. Genomgående för platåns N-del synes vara ett några dm mäktigt skikt av grov, ofta grusig sand på omkring 3 m:s djup. Detta grova lager sträcker sig fram under den fina sanden Ö om den förut nämnda åsgropen men saknas V om den och tycks också saknas längre söderut på platån.

I platåns sydligare delar finnas betydande inlagringar av även grov sand.

Kuperad glacifluvialterräng i Horrskogbäcksplatåernas omgivningar. Kring Horrskogbäckens nedersta lopp, nedanför dess genombrott vid de stora deltaplatåerna, finnas grus- och sandavlagringar med växlande topografi, runda, flacka kullar och små åssträckningar, grunda sänkor och bättre markerade åsgropar. C:a 150 m uppströms mynningen bryter sig bäcken igenom en liten ås av stenig sand. Innanför denna ås ligger en sänka, som kanske ursprungligen varit väsentligt djupare men sedan delvis fyllts av det vid bäckens genombrott genom deltaavlagringarna i Ö medförda materialet. Nu bildar fördjupningens botten närmelsevis ett plan i bäckens nivå. Sänkan skjuter in en nordlig, ej fullt så djup men delvis något avsnörd flik i Västra Horrskogbäcksplatån. Denna nordliga flik av sänkan är starkt topografiskt framträdande, har åt tre håll rätt branta sluttningar och liknar närmast en söderut nästan öppen åsgrop.

Egendomligare än bäckens omgivningar ter sig den bisarrt kuperade och även till materialgrovleken mycket växlande sänkan N och NV om Horrskogbäcksplatåerna. Denna depression har nära sjön en bredd av omkring 400 m och ett djup av 20—25 m, en halv km från sjön är bredden omkring 100 m och djupet 10 m. Därefter vidgar sig sänkan mot NO och når åter en största bredd av omkring 300 m. En enda begränsad grop når ned 17—18 m under angränsande deltaplan, i övrigt är sänkan mot NO mycket grundare och övergår österut i det laterala utfyllda område, som skiljer deltaplatåerna från häll- och moränområdet i Ö.

Sänkan N om Horrskogbäcksterrasserna genomsätter med växlande djup och bredd hela glacifluvialområdet i SV—NO-lig riktning från Alstern till det östliga bergsområdet. Den kulliga och gropiga detaljtopografien och särskilt de helt slutna sänkorna visa, att denna dal icke har utformats av postglacial erosion.

Ormtjärnsplatåerna. På var sin sida om Stora Ormtjärn ligga de små deltan, jag kallat Västra och Östra Ormtjärnsplatåerna. De förbindas inbördes av en ås, som mot SV avstänger Ormtjärnsbäckenet från Alstern. Denna ås har delvis ett något platåartat krön och anknyter sig norrut till ett åsgropsområde, som bildar den västra platåns södra del. Det nordligare partiet ligger delvis helt plant och når en högsta höjd av drygt 185 m ö. h. Platåns ytliga delar bestå av sand och grus med spridda rullstenar.

Den östra Ormtjärnsplatåns översta skikt är norrut mycket stenmängt. Vid grävning syns här och var nästan endast sten med föga sand eller grus emellan. Söderut avtar ytskiktets stenfrekvens mycket, och SO om tjärnen förekommer rullsten endast sparsamt vid platåytan.

Om sålunda ytmaterialet visar en tydligt avtagande grovlek från N till S, är grovleksväxlingen i horisontalled i lägre skikt däremot knappast lika påtaglig till sin riktning. Endast några ytliga, intill 4 m djupa borrningar ha gjorts. Därvid har i allmänhet visat sig en tät växling av fingrus och sand av olika grovlek, ofta med en enstaka sten här och var inte sällan hindrande borrningen. I stort blir materialet finare mot S, men i det fina materialet kan här och var uppträda en grov, stundom grusig inlagring, grövre kanske än vad som påträffats under ytskiktet i närmast nordligare lokal. För att något belysa platåns inre byggnad anföras några av borrningarna:

Borrning på norra delen av den östra av platåns nordliga utlöpare:

0—0.4 m	Stenskikt. Vanlig grovlek omkring 5 cm, normalmaximum 10 cm.
0.4—1.7 m	Övervägande mellansand. Övergår nedåt i
1.7—2.0 m	Grovsand med enstaka gruskorn.
2.0—3.0 m	Mellansand.
3.0—3.3 m	Grusig grovsand.
3.3—4 m	Mellansand växlande med grov. Ej genomborrad.

En borrning på den västligare av de nordliga flikarna visade i ytan ett något mindre extremt stenskikt, om också stenarna även här voro ytterligt talrika. De under ytskiktet följande delarna däremot voro grövre än i den östliga fliken, och finsand saknades helt.

Borrning 200 m Ö om den södra av de båda små holmarna i Stora Ormtjärn.

0—0.9 m	Mellansand.
0.9—1.1 m	Grusig sand till sandigt grus.
1.1—1.8 m	Mellansand.

1.8—1.9 m Grusig sand.
1.9—3.9 m Mellansand.
3.9—4.0 m Grovsand.

På 4.0 m:s djup vidtar grusig sand. Borrningen avbruten på detta djup.

Borrning strax S om den oansenliga åsgropen SO om Stora Ormtjärn:

0—2.1 m Mellansand. Upptill nära mogränsen, nedåt inmängning av grovsand.
2.1—2.2 m Grovsand.
2.2—4 m Mellansand, ej genomborrad.

De anförda borrningarna visa materialets allmänna tendens att bli finare mot S. I platåns östra delar hindras borrningen ofta av de spridda stenar, som förekomma här och var i sandskikten.

Från platåns östligaste del sträcker sig mot S och SSO en helt kort liten åsrygg av grovt och stenigt material. Strax N om Stora Ormtjärn ligga ett par rikligt rullstensförande åskullar, N om dessa liksom N om Västra Ormtjärnsplatån sträcker sig en sänka från Alstern fram mot mossen kring Lilla Ormtjärn.

Glacifluvialavlagringar kring Djäknetjärn. I trakten av denna tjärn förryckes intrycket av isälvsavlagringarna genom att en större dyn, Höga Mana, genomtvärar området. Från dynen bortses i detta sammanhang.

Vid och något Ö om vägen kläder ett mer eller mindre tunt täcke av växlande mo och sand (ibland grusig) delvis häll- och moränmarken, som emellertid på några ställen sticker upp och ett stycke Ö om vägen definitivt höjer sig över sanden.

Vid Djäknetjärns östra strand reser sig en ungefär i N—S ryggformigt utsträckt kulle av rullstenssand och -grus. Strax S om tjärnen ligger ett litet planytigt och åtminstone överst rätt rikt stenförande delta, nästan tudelat av en söderifrån inskärande sänka, som når i det närmaste fram till deltaplanets nordkant. Ett stycke SV om tjärnens SV-spets höjer sig ännu en större åskulle, som når fram till Alstern. En mindre del av den 300—400 m breda och långa kullen har en någorlunda plan yta. Materialet är mest sand, dock ingår även åtskillig rullsten, särskilt i NV.

NV om Djäknetjärn vidtar en hög och bred, något planåsliknande bildning, i ytan bestående av stenfattig sand. Denna breda ås sänder en flik mot V och NV och övergår i

Sandviksuddens åslandskap. Området närmast S och även SO om Sandviken intas av några delvis mycket markerade åsar, ofta med talrika rullstenar i ytliga skikt. En del av åsarna visa tendens att sammansmälta, så de som bilda huvuddelen av udden S om Sandviken.

200—300 m Ö om Sandvikens innersta del höjer sig en bred och delvis hög men särskilt mot Ö långsluttande åssträckning, som skiljer Sandvikssänkan från den vida sänka mellan glacifluvialavlagringarna och moränområdet i Ö, i vilken Lilla Svarttjärn och angränsande mossar ligga. Åssträckningens sydliga del bildar en mycket flackytig kulle, som genom

en ungefär mot N riktad liten sluttning mer eller mindre iögonenfallande sticker av från nordligare områden. Ifrågavarande kulle visar i ytan delvis mycket stor rullstensmängd. Enligt topografiska kartan når den en höjd av 185 m ö. h., en siffra, som jag inte kontrollerat. N om kullen fortsätter den breda åsen mot N och NV och är genom en bred och relativt låg, icke planytig anastomos mot V förbunden med

Sundsnäsplatån, som strax Ö om Sundsnäs höjer sig 30 m över Alsterns yta och når 187.5 m och något mer ö. h. Deltats västra, horisontalytiga del är genom en liten avsats skild från en likaledes plan yta, som på något lägre nivå bildar en intill 100 m bred terrass längs Sundsnäsplatåns östra sida. Platåns västra sluttning är mycket oregelbunden. Den norra delen av platån är genom en liten sänka ofullständigt skild från en kraftig åskulle, som närmast gör intryck att vara dess nordliga avslutning. Denna åskulle visar till stor del ett mycket stenmängt material, och även själva platån för, särskilt i sina norra delar, mycket rullsten.

Den låga Sundsnäsudden består till väsentlig del av mo.

Åsbildningar mellan Sundsnäsplatån och Pardixhytte-trakten. Den från trakten mellan Sandviken och Lilla Svarttjärn nämnda åsen fortsätter Ö om Sundsnäsplatån, om ock genom en utvidgning delvis sammansmält med platåns sydligaste del. Från Sundsnäsplatåns norra del skiljes den breda och åt sidorna långsluttande åsen av en 200—300 m vid sänka. Åsen som fortsätter upp mot Klämmets udde synes till största delen bestå av stenfri sand. De åt Alstern till liggande partierna äro dock delvis rikligt rullstensförande. Så kommer ett mycket stenigt material till synes, där en liten väg tar sig ned till viken Ö om Kärrön. Mellan Jättrösviken och den tjärn som kallas Dagkarlsängarna höja sig (frånsett dynen) endast några låga sandkullar från den obetydligt över sjöns nivå liggande sandslätten, som delvis är överdragen av ett mycket tunt torvtäcke.

S om Skansviken höjer sig en av sand uppbyggd åskulle av omkring 400 m:s längd och 200 m:s bredd. Denna höjd är genom en sänka skild från en östligare, delvis dynklädd åssträckning, som norrut sträcker sig längs Alstern till udden omkring 400 m N om Pardixhyttan och mot S syns sluta i en liten tämligen flackytig men ej plan lob NO om Dagkarlsängarnas N-spets. Åsmaterialet är ställvis mycket fint[1] och åsen delvis belamrad med block och moränmaterial. På sina håll har åskrönet närmast utseende av typisk moränmark.[2] Så är t. ex. fallet V om vägskälet en halv km S om Pardixhyttan. C:a 50 m V om detta vägskäl företogs grävning och

[1] Det mofina materialet synes — efter vad borrningar givit vid handen — verkligen kunna bygga upp ås och ej endast utgöra ett mer eller mindre tunt täcke.

Strax öster om Dagkarlsängarna ligger en rätt markerad liten ås, vars krön befinner sig omkring 12 m över tjärnens yta och c:a 7 m över omgivande flackare mark. Här borrades (omedelbart invid stenblock) 5 m i något sandig mo, utan att annat material nåddes. Generalprov från 3—5 meters djup visade vid mekanisk analys 74 viktsprocent tillhörande fraktionen 0.06—0.2 mm och 26 % tillhörande 0.2—0.6 mm.

[2] Kartbilden är här schematiserad, såtillvida som det »pseudomorän»-underlagrande materialet, som dock i stort är bestämmande för åsen, fått dominera kartdetaljen, medan det täckande, moränliknande materialet endast representeras av några blocktecken.

borrning i det moränliknande området på en plats mellan ett par stenar, där själva ytan bestod av mo. Resultat:

0—0.3 m	Mo.
0.3—c:a 2.0 m	Moränliknande material (mofint och ännu finare stoft utan ordning blandat med sand- och gruskorn och icke rundade stenar av växlande dimensioner).
c:a 2.0—c:a 2.8 m	Utomordentligt jämn mo. Tilltog i grovlek nedåt och övergick i
c:a 2.8—3.6 m	Mellansand.
3.6—	På 3.6 m:s djup skarp kontakt mot tydligt glacifluvial sand avsevärt grövre än föregående.

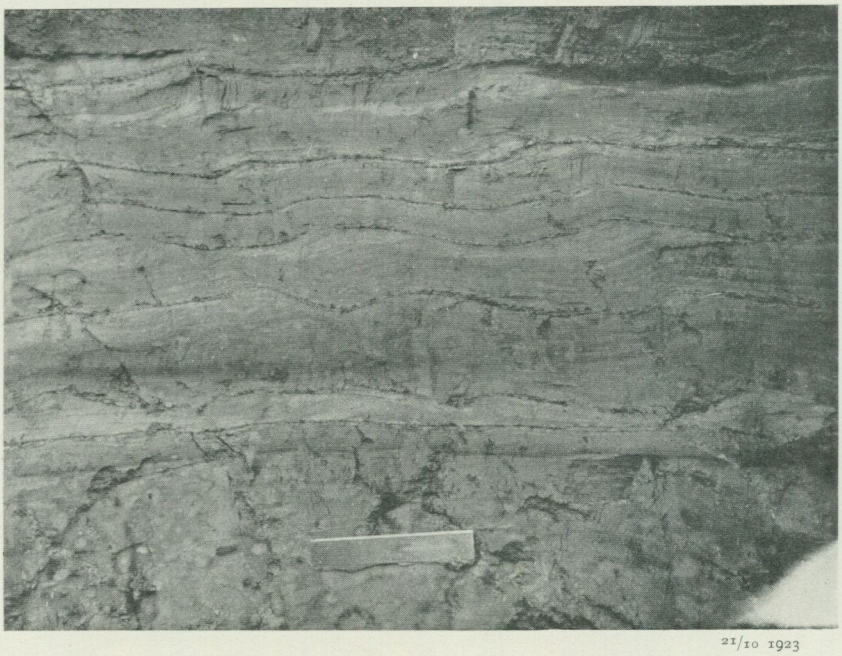
På andra ställen undersöktes underlaget till stora block på höjdryggen och befanns vara åssand. De små åkertegarna vid Pardixhyttan ha först genom en flitig odlares arbete under de sista åren blivit så stenfria som de nu ligga där, förut belamrades de med mängder av block ända fram till kanten av den djupa erosionsdal som Alsterns avloppså skurit genom åsen. Åsskärningen S om ån visar under den förut blockströdda ytan idel sand och praktiskt taget ingen rullsten. De talrika block som nu ligga i branten ha ditförts från åkern ovanför.

Glacimarina avlagringar vid Alsterns norra ände.

En stor del av området kring Alsterns nordände intas av flygsandsbildningar. Men Ö om sjön ligger den delvis något kuperade mo- och finsandslätt som underlagrar dynerna blottad inom fält av intill några hundra meters vidd. V om sjön täcker flygsanden det allra mesta av marken i närheten av stranden, men även här finns mo och någon vattensedimenterad sand under flygsanden. Under flygsand och torv torde nästan hela trakten kring Alsterns nordände fram mot bergssidorna i Ö och V bestå av mo och mellansand, oftast bildande en stundom nästan plan, stundom svagt kuperad slätt, som i närheten av sjön ligger några få meter över dennas yta. Här och var, särskilt på de små kullar, som förekomma t. ex. vid Pardixgård, finns på moavlagringarnas yta talrika block.

I den fina, delvis mjäliga mon finns på sina håll utbildad en egendomlig vågformad skiktning (fig. 20). I mon ingå tunna men uthållande mjälaskikt, fördelade med påfallande regelbundenhet. Huruvida det här rör sig om årsvarv är synnerligen tvivelaktigt. I så grova sediment äro årsvarven oftast vida mäktigare. De på varandra följande mjälaskikten gå ibland alldeles konformt, i vilket fall också den mellanliggande mons fina skiktning noga ansluter sig till mjälalamellernas böjningar. (Se på fotots övre hälft de tre likformigt och jämnlöpande vågiga mjälaskikten och mon mellan dessa.) Ibland gå de olika mjälaskikten ej alls eller endast ofullständigt konformt med varandra. En upphöjning i ett skikt kan motsvaras av en »vågdal» i det överliggande. I sådana fall får mon en mer

oregelbunden skiktning; bland förekommande skiktningstyper återfinnas även de i fig. 21 schematiskt återgivna.



21/10 1923

Fig. 20. Vågformigt skiktad i mo med inlagringar av mjäla. Vid Alstern NV om Nygård. Skärningen är vertikal, har ostvästlig utsträckning och ses från N. Skalans längd är 16.7 cm.

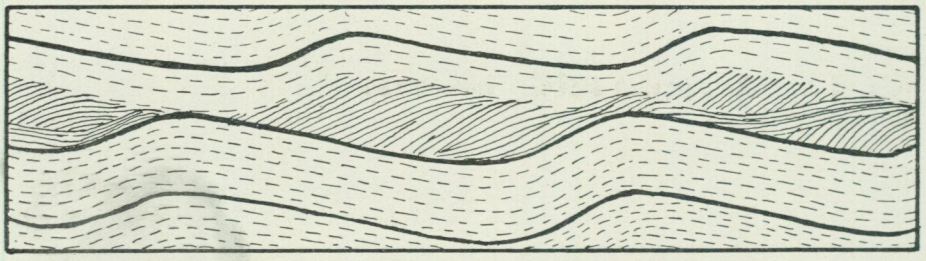


Fig. 21. Schema över ett par skiktningstyper i mo NV om Nygård. Ett lager av »ripplemarkskiktad» mo mellan konformskiktad mo som följer ripplemarksformen. De grova, svarta, heldragna våglinjerna markera mjäla.

Lagrens vågformiga böjning (fig. 21) påminner om »ripple marks» närmast »current ripples». Verkliga »current ripples» äro under sin bildning stadda i ständig rörelse och förnyelse, huvudsakligen genom erosion på uppströmssidan, ackumulation på nedströmssidan.[1] I skiktningen bör detta registreras som snedskiktning med ständiga diskordanser. Sådan förekom-

[1] I själva verket äro ripplemarks bildningsförhållanden betydligt komplicerade (jfr t. ex. Johnson 1916 samt 1919 sid. 489—512, ävensom Kindle 1917), men ovanstående generalisering torde i föreliggande fall vara berättigad.

mer också. (Se mitten av fig. 20 samt schemat fig. 21.) Den konformitet i den vågformiga skiktningen, som ofta utmärker mon och mjälan i ifrågavarande avlagring, kan däremot knappast vara framkallad av normal ripplemarkbildning. På verkliga ripplemarks synes under lugnare förhållanden (ingen eller ytterst obetydlig ström i bottenvattnet) ha sedimenterats alldeles jämna mo- och mjälaskikt, vilka således troget följa och återge detaljerna i underlagets ytkonfiguration. En skiktning av det växlande slag som på fig. 20 och 21 antyder alltså upprepade växlingar i sedimentationsbetingelserna: än ripplemarkbildande rörelse i vattnet, än så stilla bottenvatten, att mycket jämn sedimentation inträder.

Den ripplemarkbildande mon är genomgående grövre än den »konformskiktade». Analyser av karakteristiska prov gåvo följande resultat:

Material	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.					
	0.002–0.006	0.006–0.02	0.02–0.06	0.06–0.2	0.2–0.6	0.6–2
»Konformskiktad» mjälig mo . .	5.0	14.2	61.5	18.6	0.6	0.1
»Ripplemarkbildande» mo	—	4.5	27.7	67.1	0.7	—

Alstern och dess holmar.

Alstern ligger mitt i den tektoniska dalen och på ett synnerligen iögonenfallande sätt orienterad längs denna. Sjön har en längd av $12^1/_2$ km, under det att bredden endast på ett par ställen uppgår till 1 km eller obetydligt mer; i allmänhet är den något mindre. Om således sjön har fått sin allmänna orientering bestämd av berggrundsdalen, har dock dess karaktär i övrigt präglats av lösa sediment. Som förut beskrivits visa stränderna och de närmaste omgivningarna i allmänhet isälvsavlagringarnas karakteristiska topografi, och detta är i betydlig utsträckning fallet även med sjöns botten.

I stort utmärkes Alstern av i sjöns längdriktning orienterade djupbäcken, grund och holmar, om också ett par runda hålor förekomma.

Det vackraste runda bäcken bildas av Alsterns sydligaste parti, Alsterbodviken, som når ett djup av 40 m. Då deltaytorna omkring ligga c:a 25 m över sjöns yta (de västra 27 m, de östra 24), blir den stora gropens hela djup, från deltaplatåerna till botten, omkring 65 m. I Alsterbodvikens östra flik lodades ej större djup än knappa 12 m.

Det smala sund, som förbinder Alsterbodvikens djuphåla med sjön i övrigt, är mycket grunt. Det synes ej nå 2 m:s djup.

N om detta sund dela ett par små holmar, Sjöbodholmarna, på en kort sträcka upp sjön i en västlig och en östlig del. Den västra delen, Sjöbodviken, når ett djup av något över 20 m, under det sjön öster om holmarna är grundare. Holmarna äro till sin kärna åsbildningar. På den södra går

rullstensförande material i dagen i den sydöstra sporren, medan för övrigt åtminstone ytan bildas av flygsand. Huruvida den höga kullen på ifrågavarande holmes norra del är helt och hållet en flygsandsdyn eller en av en flygsandsmantel täckt åskulle har inte utrönts. På 1 m:s djup var flygsanden ännu ej genomgrävd. Den norra Sjöbodholmen består till sin sydliga del av glacifluvialt material med spridda rullstenar, norra delen är uppbyggd av mo. Tvärs över holmen går en ungefär Ö—V-lig dyn. Med undantag av denna är holmen låg, den N (mo-)delen dock något högre än sydänden och mot sjön begränsad av en liten erosionsbrant.



Fig. 22. Utsikt från Stommen mot SSO över Alstern.
Närmast ligger den grunda och av flacka stränder omgivna Västerudsviken, där bortom den egentliga Alstern med dess karakteristiska omgivningar: delvis flackytiga deltapartier, det ena bakom det andra, begränsade av ofta branta sluttningar ned mot sjön. Ur denna höjer sig Storön.

Från Sjöbodholmarna och c:a 1 $^1/_4$ km norrut intas sjön av en enhetlig längdsänka, som når c:a 30 m:s djup. Sänkan fortsätter även längre norrut, där med betydligt ökat djup. Men i närheten av Stegelvikens mynning är inte Alsterns djupbäcken längre enhetligt över sjöns hela bredd, utan en del grund finnas. Från det mot V utskjutande partiet av Stegeludden, 600 m från dennas nordspets kan mot NV och N på tilltagande djup under vattenytan följas en ås på en sträcka av $^1/_2$ km. Denna ås synes på sätt och vis ha sin fortsättning i det likaledes ryggformiga grund, som $^1/_2$ km VNV om Stegelviksmynningen når upp till endast 6 m under vattenytan. Udden N om Stegelviksmynningen fortsättes ett stycke norrut av ett grunt område, från vilken den lilla åsholmen Galtryggen höjer sig.

N om grunden kring Stegelviksmynningen blir Alsterns djupbäcken åter enhetligt till uppemot höjden av den lilla steniga Löjön. C:a 800 m NV om Galtryggen lodades det största djupet, 64 m. Det djupaste partiet, från och med 45 m:s kurvan och nedåt, bildar en rund och tämligen flack depression i botten av det i övrigt långsträckta djupbäckenet.

NV om den djupaste depressionen höjer sig som ett grund en ungefär i sjöns längdriktning mot NNV och N utsträckt ås, av vilken Storön reser sig som ett högsta parti. Här anastomoserar Storöåsen genom ett grund med glacifluvialavlagringar på sjöns Ö sida. V om Storön löper däremot en, såvitt av lodningarna kan dömas, regelbunden åsgrav. Från Stor-

ön fortsätter åsen som ett grund ytterligare 1 km norrut men upphör sedan mittför Sandviken. C:a 250 m N om Storöns N-spets ligger grundets krön endast något mer än 4 m under vattenytan. I intet av de båda bäcken, som begränsa ifrågavarande ås N om Storön, har vid lodningen fullt 40 m:s djup nåtts. Från mittför Sandviken är djupbäckenet åter enhetligt ett stycke norrut, men från och med Kärrön börjar åter en uppdelning i skilda depressioner.



25/1 1921.

Fig. 23. Rullstensås, som sticker upp ur Alstern. Närmast Kärrön, där bortom Geijermana. Den skogiga udden till vänster i bakgrunden är Sidsjöberget.

Till sin skapnad helt avvikande från sjön i övrigt är Västerudsviken. Frånsett en grop utanför N. Västerud, där 16 m lodades, är viken grundare än 10 m och i stort sett tämligen flackt tallriksformig.

Kärrön är den sydliga avslutningen av en ås (fig. 23) som genomlöper Alsterns norra del och där bildar ytterligare ett par holmar, de långa, smala, delvis höga och utomordentligt vackra åsryggarna Geijermana och Stormana. Dessa uppbyggas av ofta grovt och ytterligt rullstensmängt material, här och var med enstaka rullblock till över en halv m:s diameter. Mindre partier med nästan stenfri sand saknas dock inte heller. Åsen har rätt växlande höjd och en del tämligen markerade kullar visa någon likhet med åscentra i den De Geerska meningen. Huruvida dessa »pucklar» på åsen här verkligen representera årsackumulationer torde icke kunna avgöras. Höjdskillnaden mellan »centra» och »intercentra» är rätt obetydlig i förhållande till åsens hela höjd från sjöbotten räknat. Kartan

återger endast mycket ofullständigt detaljtopografien. Då pucklarna äro som bäst utbildade, håller sig avståndet mellan dem ungefär kring storleksordningen ett par hundra meter, dock med mycket stora avvikelser, en del ligga avsevärt tätare. Det nämnda, grovt ungefärliga måttet gäller endast begränsade sträckor och anföres med all reservation. Det kan ingalunda utan vidare tolkas som recessionssiffra.

På sidan om Stormana och Geijermana löpa betydande åsgravar, Hyttsjön och Sidsjön, av något växlande djup. I allmänhet nå de 20—30 m under Alsterns yta. SV om Geijermanas N-spets lodades 38.6 m, NV om Pardixhyttan 38 m.

N om Stormana fortsätter ryggen i en udde i förbindelse med Sidsjöbergets åsar, vilka höja sig mellan Alstern och den ganska grunda Svarttjärn. (Största lodade djup 9.8 m.)

Från den nämnda udden fortsätter Geijermana—Stormana-åsen mot NV till sjöns norra ände som ett grund, på båda sidor begränsat av djupare bäcken. SV om Pardixgård uppmättes 35.8 m:s djup.

Av den föregående skildringen liksom av kartan framgår i huru hög grad de glacifluviala bildningarna tryckt sin prägel på Alstern. Av en helt avvikande typ äro de båda närliggande sjöarna Mången och Lungen, vilka för jämförelse också beskrivas.

Mången.

Hela södra delen av sjön, ungefär till linjen holmen — gården Mången,[1] är grund och har en mycket regelbunden, flack bottenform. Djupet torde här icke på något ställe uppgå till 6 m, och hade lodningen räknats efter ett lågt vattenstånd i stället för det nu som o-plan använda, hade 5-meterskurvan endast obetydligt överskridit nämnda linje holmen — gården Mången.

Den N om denna linje belägna delen av sjön intas av ett djupare, tämligen regelbundet format bäcken, där det största lodade djupet uppgår till 23.2 m. Medan sjöns S grunda del sannolikt fått sin bottenform — och vad S och SO-stränderna beträffar även sin strandform — bestämd av lösa avlagringar (jfr fig. 24), torde i N delen berggrunden vara för topografien bestämmande och sediment spela en underordnad roll.

Det är möjligt, att även under sjöns S del berggrunden ligger ganska djupt och att denna sänka fortsätter ned förbi Spätterud och Sånetorp, fast till väsentlig del utfylld av sediment.

Det stora deltats distalsluttning framträder mycket vackert längs Mångens SO-strand, om också på en del av sträckan skärpt genom sjöns erosion (se fig. 24). Om den mycket svagt sluttande slätten på Mångens botten (S-delen) är en mo-, mjäla- eller lerbildning lik dem, som på andra håll utbreda sig utanför deltats distalgränser, eller om vi här ha att göra med en

[1] Den på kartan, tavla 1, utsatta gården strax Ö om sjön Mången.

lägre deltaavsats, jämförlig med den vid Fageråsbackarna och den V om Hult, är icke avgjort. Vid lodningarna i sjöns S del har stundom medföljt sand i provkannan, men denna sand kan ju vara utsvämmad som ett tunt skikt över mo eller lera. Inga som helst borrningar ha företagits på sjöbotten.



H. Olivecrona foto 1919

Fig. 24. Mången uppdämd av lösa avlagringar i SO och S. Deltats (Lindfors—Fageråsplatåns) distalsluttning ses avskuren av erosionsbranten mot sjön. Den smala sandstrimman bortom strandens krök är en »Nehrung» som skiljer Mången från Mångsmossen.

Lungen.

Denna sjö visar någon likhet med Mångens typ. Också Lungen har en tämligen enkel bottenform. Sjöns västra del är av en ganska regelrätt »tallrikstyp». NO om Korshammaren, den ungefär mitt på Lungens SV-sida utskjutande udden, övertväras sjön av ett grund. Ö om detta grund bildar bottnen en ny, flack sänka.

I den större västra, mycket regelbundna depressionen var det största lodade djupet 18.1 m, under det i den östra intet större djup än 14.1 m nåddes. Grundet, som övertvärar sjön, synes tvärs över hela sjön nå ovan 5-m-djupkurvan.

Som av kartan framgår, äro lodningarna i Lungen ej talrika nog att tillåta ett säkert uppdragande av djupkurvorna, utan dessa äro starkt schematiska. I stort sett torde dock kartan ge en någorlunda riktig uppfattning av Lungenbäckenet.

Grundet NO om Korshammaren är sannolikt ett bergparti. Sänkorna

äro däremot troligen i rätt hög grad utfyllda av sediment, av omgivningarna att döma förmodligen mo-artat. (Jfr även materialet i Lungälvens dal nedåt Brattfors och Hedenskog.) Lungensänkornas form är mycket regelbunden, och av glacifluvialavlagringarnas topografi har här inte ett spår kunnat upptäckas.

Vid sjöns västra hälft försiggår en mycket effektiv recent abrasion, som utskurit synnerligen vackra strandhak i torv och mo. Den sublakustrina

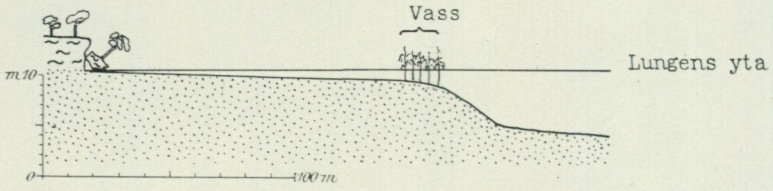


Fig. 25. Profil av Lungens strand c:a 200 m S om älvinloppet.

strandterrassens ytterkant markeras på en längre sträcka av ett smalt vassbälte, som löper konformt med stranden något hundratal meter utanför denna (fig. 25).

Brattforshedens bildningshistoria.

Med den kännedom vi nu äga om Brattforshedens topografi och byggnad torde man — med tillbörligt beaktande av från andra håll kända förhållanden — kunna försöka en rekonstruktion av bildningsförloppet.

Lindfors—Fageråsplatån och Gräshöjdsterrassen. Som av föregående beskrivning framgår, ha inom området för dessa platåer knappast några iakttagelser gjorts, som tyda på att avlagringarna i fråga huvudsakligen skulle vara succesivt uppbyggda framför en tillbakaryckande isrand, utan topografi och inre byggnad, så långt den genom borrningar är känd, synas snarast tala för att vi här ha att göra med till större delen enhetliga bildningar, avlagrade framför under en tid relativt stationära isälvsmynningar.

Dock tyckes ytmaterialets beskaffenhet möjligen antyda åtminstone ett äldre älvmynningsläge inom Fagerås—Lindforsplatån. Som syns av kartan och av redan lämnade beskrivning går mycket grovt material i dagen c:a 1.3 km SV till SSV om nämnda platås nordände. Man får osökt intrycket att ha att göra med ett gammalt proximalparti, senare inbäddat i ett något yngre stadiums avlagringar. Men det lilla som är känt om detta grovskikts underlag — tyvärr blott ytterst obetydligt, från några perifera delar — synes snarast tala för att det grova materialet vore en senare överlagring; resultatet av en sen, kraftig strömbanas gång över deltat. Saken är emellertid icke avgjord.

Stenskikt som här och var funnits på något djup, t. ex. i en av de fig. 14 avbildade profilerna (från borrningen 1 km SO om Mångens SO-strand), äro helt lokala (jfr ss. 26 och 27) och jäva knappast uppfattningen, att is-

älvsmynningen befunnit sig ganska långt borta (jfr även nedan, s. 62). Upplysande synes särskilt en serie borrningar vara, som företagits längs en ungefär N—S-lig linje ett stycke V om Gräshöjden. Här finns ingenstans material, som kan misstänkas vara proximalt, sten och grus förekommer mycket underordnat, om man bortser från det nästan alltid steniga ytskiktet. Den på något djup förhärskande mon med dess låt vara sparsamma och lokala lerskikt antyder avlagring långt från isranden.

Man måste ju a priori anta, att åtskilligt material avlagrats vid isens recession över området, men den övervägande delen av sand- och grusmassorna i heden S om Alstern synes ha spritts ut från isälvsmynningar inom nordligaste delarna av här avhandlade deltaområden, speciellt mynningar i närheten av det nuvarande sundet mellan Alsterbodviken och sjön i övrigt.

De proximala bildningarnas branta begränsning mot Alsterbodviken samt mot Sjöboddalen och Sanddalen kan icke tolkas annat än som en med deltats anläggning sammanhängande företeelse. Vad Alsterbodvikens djupa kittel beträffar, är det tydligt, att en senare erosion omöjligt kan ha åstadkommit denna till större del slutna grop. Också N-sluttningarna av de båda proximalåsarna ha ytterst obetydligt eller icke alls påverkats av postglacial erosion. Stängande trösklar av åsmaterial visa, att inga bäckar varit i verksamhet i Sanddalen eller den dal, genom vilken vägen från Sjöboden mot SV går. Då så väldiga sedimentmängder här stått till förfogande, att de fyllt ut stora områden kilometervis söderut, kan utsparandet av de låga partierna omedelbart vid sidan av proximalåsarna knappast ha berott på annat än att de nuvarande sänkorna ej voro tillgängliga för sanden vid dess avlagring. Ifrågavarande depressioner måste vid den tid, då deltana S om den nuvarande Alstern bildades, ha varit fyllda av is, och branterna kring deltanas proximaldelar äro således iskontaktföreteelser.

För israndens förlopp vid Lindfors—Fageråsplatåns och Gräshöjdsterrassens bildning synes finnas två väsentligen olika rekonstruktionsmöjligheter. Det ena alternativet vore, att isen skjutit fram en tunga i Alsternbäckenets sydligaste del, och att isälvar mynnat på olika ställen vid brämet av denna tunga, delvis vidgande sina mynningstunnlar resp. -vikar så mycket att breda »feeding eskers» kunnat bildas där. Vissa partier av istungan kunna ha begravts i sedimenten och hindrat utfyllning. Dylika utskjutande istungor äro kända från många nutida isbräm, och istungornas inflytande på avlagringarnas morfologi är klarlagt för flera senglaciala randbildningar, bl. a. nyligen av Holtedahl (1924).

Emellertid förefaller det som om avlagringarna kring Alsterbodviken finge en naturligare förklaring genom det andra rekonstruktionsalternativet, enligt vilket här funnits en bukt i isranden, en bukt vars förlopp markeras av ifrågavarande deltapartiers sluttningar ned mot Sanddalen och Sjöboddalen.

Senglaciala israndsbukter voro synnerligen vanliga företeelser och finnas flerstädes upptagna i litteraturen såväl i text som på kartor. Särskilt äro de diskuterade av G. Frödin (1916) och M. Sauramo (1923, ss. 144—

147).[1] Liksom de av Frödin och Sauramo beskrivna torde denna isbukt vara betingad av kalvning. Då inlandsisen nått ut i hav eller sjöar, ha stycken brutits loss ur isbrämet, där detta blivit så tunt, att vattnet förmått lyfta det.[2] Ju djupare vattnet varit, dess mäktigare is har det lyft. Över en depression i underlaget ha alltså tjockare partier av den mot randen uttunnande inlandsisen av vattnet lyfts och brutits loss än över kringliggande, mindre djupa områden. En någorlunda betydande sänka i underlaget har därför kommit att motsvaras av en inbuktning av isranden, under förutsättning att denna går ut i vattnet. (Se t. ex. Sauramo 1923 fig. 17 och 18 s. 146).

Antagandet av en isbukt Sanddalen—Sjöboddalen stödes i viss mån av analogier från angränsande trakter. De på översiktskartan, fig. 1, skönjbara ändmoränerna S om Älvsbacka markera exempelvis i själva verket rätt vackert israndens bukt i Ö. Örtensänkan och bevisa ett israndsförlopp, som motsvarar de förmodade förhållandena vid Alsterns sydände.

Möjligen kan NNO- till NO-riktningen hos några räfflor på Gräshöjden stå i visst samband med ett tidigare stadium av isbukten i Alsternsänkans förlängning.

Isbergen ha i regel drivit bort från våra senglaciala isbräckor och småningom smält utan att lämna andra spår efter sig än block, stenar, grus o. s. v., som funnits på isen eller infrusna i den och sedermera sjunkit till botten. Ibland ha emellertid isstycken (vare sig lösa isberg eller partier av is, som aldrig lyfts från underlaget) bäddats in i glacifluvial sand, och då isen i sinom tid smält, har en sänka i sanden markerat dess plats. Att åtminstone de flesta åsgropar ha detta ursprung torde numera vara allmänt erkänt. Thoroddsen (1905—06 bl. a. s. 45) har på Island iakttagit åsgropars bildning på detta sätt, ehuru supramarint. Ävenledes på Island ha Ebeling (1910) och Reck (1911) närmare studerat bildningen av »Sölle».[3]

Som outfyllda sänkor, utgörande spåren efter ispartier vilka en gång

[1] Recenta isbukter synas exempelvis på tyska polarexpeditionens av 1901—03 karta över Posadowsky Bai (v. Drygalski 1921, Tafel XVI), och en antydan till isbukt finns också på Nathorsts glaciär enligt Hambergs karta över Baie Recherche etc. 1905.

[2] Isberg synas dock ej alltid behöva brytas loss omedelbart där isbrämet blir flytande. Flytande glaciärändar tyckas vara tämligen sällsynta, men ha dock beskrivits från skilda områden. Enligt v. Drygalski (1897, Tafel 43) skulle den grönländska Stora Karajakglaciärens yttersta ände ej nå fjordbottnen. Engell (1910) drar av kalvningsmekaniken i Isfjorden vid Jakobshavn slutsatsen, att här finnas flytande glaciärändar. Möjligen flyter också yttersta delen av Turner-glaciären i Alaska (jfr Tarr 1909, ss. 39—40). Den antarktiska Ross-barriären, som bl. a. på grund av avvikande näringssätt ej är direkt jämförlig med förutnämnda isar, anses vara flytande till en längd av 260 miles och en bredd 230 miles (Wright and Priestly, 1922, s. 207). De fåtaliga exemplen på »simmande» glaciärändar synas endast vara sällsynta undantag från den allmänna regeln, att en i hav eller sjö mynnande glaciär- eller landis ej håller samman som sådan längre än den vilar på bottnen.

[3] Förklaringen att vissa kittelsänkor bildats genom inbäddning och senare smältning av ispartier lär enligt Øyen (1924) redan 1841 ha framförts av Hitchcock. I en tid, då frågan om sådana sänkors genes ännu var mycket omtvistad, fann den nämnda teorien förfäktare bl. a. i Ule 1892, Chamberlin 1893 och Steusloff 1896.

Ett annat tolkningsförsök, som gjorts för »Sölle» eller »Pfuhle», att de skulle vara ett slags jättegrytor, urholkade i löst material av från isen nedströmmande vatten (se t. ex. Berendt 1880), kan tydligen omöjligen tillämpas på vårt område, hur det än kan vara med teoriens rimlighet i vissa andra fall.

hindrat sedimentutfyllningen, torde man få anse icke blott Alsterbodviken utan också de båda av mossar resp. öppet vatten intagna groparna S därom i Skeppundsdalens nordligaste del. Nelson (1910)[1] har tolkat dylika »kittelrader» såväl som en mängd andra sänkor på randdeltan såsom de sista spåren efter ett uttunnat och i upplösning statt istäcke, vars alltmer reducerade rester kommit att ligga kvar som små dödisar på samma ställe, där de lågo, då de så småningom förlorade förbindelsen med det sammanhän-

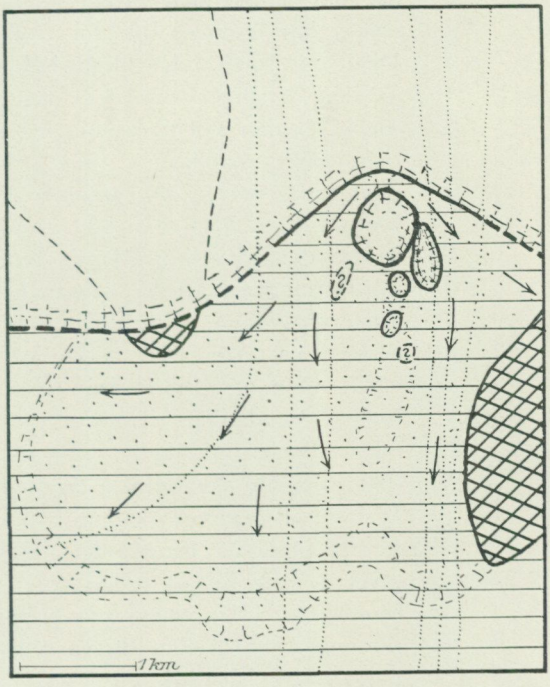


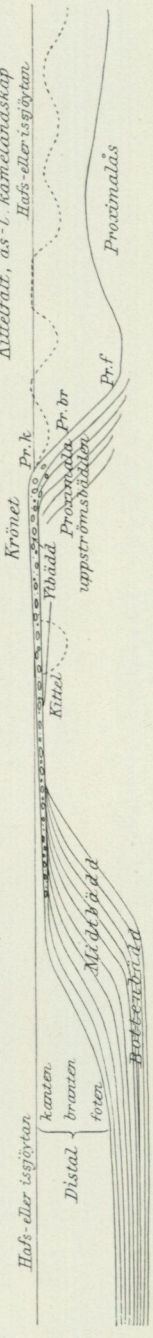
Fig. 26. Försök till rekonstruktion av förmodad kalvningsbukt vid israndsläget Sjöboddalen—Sanddalen.

Rutade områden: land ovan det senglaciala havets yta.
Prickade linjer: hypotetiska 25-meters djupkurvor för berggrundens förmodade läge under det senglaciala havet (kurvorna alltså för isens och deltats underlag).
I norr landisens rand med kalvningsbukten, framför vilken ligga en del strandade isberg, hindrande bl. a. Alsterbodvikens utfyllande.
Horisontalstreckat område: hav.
Glesprickad yta: Lindfors—Fageråsplatåns och Gräshöjdsterrassens deltaytor, utåt begränsade av distalsluttningen.
Pilarna ange de sedimentförande strömmarnas förmodade gång över deltat. »I lä» av de förutnämnda isbergen den delvis outfyllda Skeppundsdalen.

gande istäcket. (Märk likheten mellan Skeppundsdalen och den dal inom Riddarhyttefältet, som från Liens SV-del går söderut i riktning mot Hornfisksjön. Nelson 1910, sid. 134 och tafl. 1.) Enligt Reck (1911) har också i Nordtyskland — där man emellertid har att göra med landbildningar — isens ojämna avsmältning förorsakat, att »grössere Blöcke inselartig länger auf dem Vorlande erhalten blieben, als die Eisdeckung ihrer nächsten Umgebung». (Jfr också Woldstedt 1926.)

För Alsterbodvikens och Skeppundsdalsgroparnas vidkommande ligger tanken på kalvande isberg nära. Alsterbodvikens isblock passa i viss mån

[1] Jfr också bl. a. Holtedahl 1924 och Thwaites 1926.



Pr.k., pr.br., pr.f. = proximal-kanten-branten-foten.

Fig. 27. Schematisk framställning av ett subakvatiskt randdelta, tänkt i genomskärning. Enligt Nelson 1910, fig. 3, s. 50.

till den förmodade isbuktens innersta del (se kartan tavla 1 samt fig. 26), och det synes rätt antagligt, att blocket eller blocken i fråga var det eller de sista isberg, som kalvats framför detta israndsläge. Tidigare kalvade isberg — så när som på Skeppundsdalsgroparnas och möjligen något annat — ha drivit bort från området utan att där lämna spår efter sig. Alsterbodvikens isberg har däremot inte mer än nätt och jämnt lösgjorts, förrän det blivit hejdat och kvarliggande. Troligen har dess väg spärrats av så mycket redan avsatta sediment, att det strandat och blivit inbäddat av sand och grus upp till havsytans nivå. Att tidigare lösgjorda isberg kunnat driva bort utan att stranda skulle då bekräfta den på sedimentbeskaffenheten grundade uppfattningen, att de stora deltaplanen kring Alsterns sydände väsentligen uppbyggts icke successivt, vartefter isen ryckte tillbaka över området, utan som enhet framför israndläget Sjöboden—Sanddalen. Hade de sydligare delarna varit tidigare utbildade, skulle isbergen där hejdats och hindrat fullständig sedimentutfyllnad. I stället för jämna deltaytor skulle ha uppstått »pitted plains». En hel del material måste dock givetvis vara avsatt redan före det nämnda israndläget. Där Skeppundsdalens nordliga del nu ligger, har redan då varit så grunt, att ett par smärre isberg kunnat stranda. Deras spår äro nu ett par åsgropar.

Deltats bildningsmekanik. För ett vanligt deltas bildning och struktur har Gilbert (bl. a. 1885, ss. 104—108) kortfattat och klart redogjort. De speciellt glacifluviala deltana ha sedan ingående behandlats av såväl amerikanska som skandinaviska forskare, varom Nelson (1910) meddelar en del viktigare data. En schematisk profil genom ett subakvatiskt randdelta återges efter Nelson (fig. 27). (Från den där använda De Geerska terminologien gör jag en avvikelse, i det jag i stället för distalbrant använder beteckningen distalsluttning. Den primära lutningen är nämligen ofta så liten, att sluttningen knappast efter gängse språkbruk kan kallas en brant.)

Då en flods strömstyrka minskas, avtar också dess transportförmåga. För floden i sin strömstarkare del mer material än dess lugnare lopp förmår transportera, måste där en avlagring äga rum. Där ett vattendrag, vare sig en vanlig älv eller en isälv, mynnar i sjö eller hav, förlorar den sin hastighet och därmed sin transportförmåga; det längs botten medrullade materialet kan icke föras längre, och de uppslammade partiklarna sjunka till botten. Ett delta anlägges. Men detta växer upp till närheten av vattenytan, och utrymmet för den vattenmängd, som skall fram, minskas genom uppgrundningen. Strömhastigheten måste ökas, därmed också transportförmågan, och material föres fram över det förut avsatta och ackumuleras framför detta med en avlastningssluttning, som för grovt material kan bli upp till 30° (jfr vad som ovan s. 14 sagts om Sutterhöjden), men för fint är vida mindre. Det finaste, suspenderade materialet bottenfälls framför det egentliga deltat som ett täcke över underlaget, att börja med tämligen konformt anslutande sig till detta. När deltat växer, byggs det fram över denna havs- och sjöbottnens finsedimentmantel, som sålunda kommer att bilda deltats bottenbädd (bottom-set bed), vars skiktning följer underlaget eller är närmelsevis horisontell. Det på deltats distalsluttning successivt avlastade och parallellt med denna sluttning skiktade materialet bygger upp mittbädden (fore-set bed), vilken uppåt avlöses av ytbädden (top-set bed), som är svagt lutande eller nästan horisontell. Ytbädden består av det material, som lämnas kvar på själva deltaytan av det vatten, som strömmar fram över denna. Det fullt utbildade deltaplanet torde ha legat i det närmaste i samma nivå som ytan av det hav eller den sjö, i vilken det avsattes.[1]

Gilbert synes åtminstone att börja med ha menat, att mittbädden består av lika grovt material som ytbädden (jfr t. ex. Gilbert 1885, s. 106). Den tyngre och grövre delen av det av floden transporterade, det som rullas eller skjutes fram längs botten i stället för att föras suspenderat, skulle av strömmen lämnas, där dennas kompetens[2] ej längre motsvarar materialet i fråga. Detta inträffar vid distalkanten, härifrån skulle materialet glida ned för deltats utsida utan annan impuls än sin egen tyngd (a. a. s. 106). Enligt denna uppfattning vore alltså distalsluttningen att anse som en subakvatisk rasbrant, längs vilken materialet rasat ned, vartefter det anlänt till distalkanten.[3] Flera författare ha i motsats mot Gilberts anförda uttalande framhållit, att ytbädden ofta är grövre än mittbädden.

---

[1] Ahlmanns undersökning av Indalsälvens nutida mynningsdelta har visat, att dettas plan i stort sett ligger på mindre än en meters djup (Ahlmann 1924, tavla 4 c). Detta är dock på intet sätt att anse som något normalvärde för deltan i allmänhet; uppgifter från olika håll divergera mycket.

[2] En ströms *kompetens* anges av den maximala storleken av de partiklar strömmen förmår röra dess *kapacitet* mäts i totalmängder partiklar av en viss finhet, som strömmen kan bära. (Gilbert.) Om rinnande vattens transportförhållande i allmänhet, se Gilbert 1880, s. 100 ff och en sammanfattning av S. De Geer 1911 (ss. 145—149). Utomordentligt viktiga bidrag till kännedomen om materialtransport genom rinnande vatten har Gilbert givit i ett senare, på omfattande experiment grundat arbete (1914).

[3] Gilbert själv uppger dock (1885, s. 106) distalsluttningslutningen vara 10°—25°.

Så är också, som förut nämnts, i stor utsträckning fallet med deltabildningarna S om Alstern.

Ett studium av materialets skiktning i distalsluttningen såväl som i deltats mittbädd under ytbädden leder till en i detalj något modifierad uppfattning av bildningssättet, en uppfattning, som dock ingalunda är originell. Då strömmen ej längre orkar föra vidare det grova, längs botten rullande materialet, har den ännu kraft nog att vidarebefordra något finare partiklar. Med det vid distalsluttningen snabbt tilltagande vattendjupet förlorar strömmen hastigt i styrka, och även den finare sanden blir liggande. Endast det finaste materialet, mo, mjäla och lera, som sjunker mycket långsamt och därför längre tid kan hållas svävande, föres ännu vidare. Sanden avsättes i distalsluttningen, vartefter strömstyrkan avtar och partiklarna hinna sjunka. Om sand utan begynnelsehastighet avlastas i vatten, får ackumulationen en lutningsvinkel av omkring 30° till 35°.[1] I en av fint material bestående distalsluttning är skiktens lutning mycket mindre, så vid Fageråsbackarna 7°—8°. På de få ställen, där jag varit i tillfälle att se något av deltats mittbädd under själva deltaplanet och ytskiktet, har skiktstupningen i fin sand likaledes varit relativt liten, 5°—15°.[2] Det kan således inte vara fråga om en enkel rasföreteelse.[3] Distalsluttningen och mittbäddsskiktens lutningsvinkel bestämmes icke blott av tyngdkraften och materialbeskaffenheten utan även av strömstyrkan på de olika punkterna vid bildningstillfället. Även i distalsluttningen avlagras materialet på den punkt, där strömmen (här i viss mån understödd av tyngdkraften) ej förmår transportera det längre. Distalsluttningen betecknar strömmens »avvecklingsområde», är ett slags jämviktsform betingad av strömförsvagning och avlastning.

---

[1] Mig veterligt finnes ingen mera omfattande systematisk utredning över subakvatiska rasvinklar. Piwowar (1903) anställde en del jämförande försök mellan rasvinklar i luft och i vatten och säger (a. a. s. 359) som sammanfattning av dessa undersökningar: »Durch Versuch und Messung habe ich gezeigt, dass verschiedene Materialien in stehendem Wasser aufgeschüttet etwa $1^1/_2°$ Böschung mehr ertragen, als dieselben in der Luft angehäuft.» (Åtminstone en del av dessa försök gjordes dock med 50 cm:s fallhöjd.) (Rasvinklar i luft ha undersökts av Aurbach 1901.) Piwowar arbetade med vad han kallar grov sand, men för de två fall, där kornstorleken uppgivits, var denna 2 till 5 mm, och det är möjligt, att experimentmaterialet genomgående var så grovt, att det enligt här använd terminologi skulle hänföras till grus. Medellutningen i vatten för rundade korn av »grov sand» var 32°—34°.

Enligt några äldre, föga exakta undersökningar av Bornemann, refererade av Andrée 1915, s. 385, skulle dynsand i luft ge en rasvinkel av c:a 37°, i vatten däremot knappt 30°.

Vid några ytterst primitiva försök, som jag gjort med en del material, uppdelat medels Atterbergska såll, fann jag rasvinklar under vatten mellan 32 och 38°, de minsta värdena för mellansand, de största för grus. Experiment med finare fraktioner gjordes ej. Försöken voro emellertid så grova, att resultaten kunna vara ett par grader fel, men siffrorna torde dock ge en ungefärlig uppfattning av förhållandena.

[2] Att skiktstupningen i en mittbädd av grövre material är brantare har framhållits i samband med Sutterhöjden (jfr sid. 14). Nelson (1910, sid. 115) anför från Hållsjöfältets distalsluttning skiktstupning i sand — grusig sand uppgående till 15°—25°. Jfr vidare Nelson anf. arb., ss. 60—61, där genom talrika exempel ges belägg för uttalandet, att »lagrens distalstupning växlar från 30° till så gott som horisontellt läge, allt efter materialet».

[3] Nelson skiljer skarpt mellan avlastningsbrant och rasbrant och framhåller, huru »den naturliga avlastningsbranten under vattenytan (är) mindre än lutningsvinkeln för lösa jordslag på land», men Nelsons resonemang (1910, s. 61—64) rör, som redan det anförda yttrandet ger vid handen, sekundära rasbranter till skillnad från primära avlastningsbranter. Om den primära avlastningsbranten själv är enbart en subakvatisk rasföreteelse är en fråga, som Nelson ej tagit upp till behandling.

Mittbädden uppvisar ofta en utomordentligt regelbunden enkel snedskiktning[1] med inbördes parallella lager. Tunna skikt kunna följas metervis utan att visa någon märkbar förändring. Som exempel på dylika skikts ringa tjocklek kan nämnas, att jag på ett ställe (Fageråsbackarna) på en vertikalsträcka av 11 cm räknade 20 mycket finsandiga lager och 20 med något grövre material.[2] En sådan regelbunden och fin skiktning syns svår att förklara annat än som resultat av en avsättning av förut svävande material. Man kommer då att tänka på de »moln» av sand, man kan se driva fram nära botten av starkt strömmande vatten. Denna viktiga transportform, saltation, har närmare utretts av Gilbert, som genom en sinnrik försöksanordning lyckats till stor del bokstavligen följa dess olika faser (Gilbert 1914, sid. 26—30). En materialbefordran genom »Transportkörper» (Ahlmann, 1914), som vid saltation är mycket vanlig, synes svårligen kunna vara generell förklaring till regelbunden skiktning.[3] Väl saknas inte fullständigt den lagringstyp, som exempelvis Sundius (1922, fig. 9, s. 47) avbildat under benämningen strömskiktning — en term, som här bibehålles — men denna skiktning spelar en mycket underordnad roll. Karakteristiskt är strömskiktningens uppträdande i den s. 30 omnämnda skärningen i Fageråsbackarna (på fig. 15 något under lerhorisonten, fast knappt skönjbar). Det strömskiktade materialet avviker här till sin beskaffenhet mycket från sin regelbundet snedskiktade omgivning och motsvarar en ändring, i detta fall försvagning, av strömstyrkan, en rubbning av jämvikten. Ett försvagande av strömmen kan betinga uppkomsten av »transportkroppar» (»Du-

[1] I skiktningsklassifikation och skiktningsnomenklatur råder ännu en med hänsyn till frågans betydelse förvånansvärd och beklaglig förvirring. För en genomförd och konsekvent indelning och karakteristik av förefintliga skiktningstyper behövs ett omfattande material av största möjliga antal typer och av olika genes. Frågan måste anses falla utom ramen för denna undersökning. Provisoriskt använder jag i huvudsak Andrées (1915) indelning och terminologi, som dock trots betydande förtjänster dras med en del motsägelser och inkonsekvenser.

Andrée indelar all skiktning i två stora grupper: I. normala (konkordanta) parallellskiktningar och II. (diskordanta) snedskiktningar. Om den första gruppen heter det (a. a. s. 359): »Wo feinkörniges Sediment zum Absatz gelangt, geschieht dieses in der Regel in horizontalen Schichten, und solche wie die Blätter eines Buches übereinander liegenden Schichten setzen zusammen—— normale (konkordante) Parallelschichtung — —». Om grupp II sägs bl. a.: »Schichtungen mit primären Schichtenneigungen kann man Schrägschichtungen nennen. Diese Schrägschichtungen entstehen, ganz allgemein gesagt, durch das laterale Wachstum von Aufschüttungskegeln — — —.»

Mot det berättigade i denna grundindelning torde i princip knappast några vägande invändningar kunna göras; huruvida termerna äro de bästa kan förefalla omtvistligt. Benämningen »parallellskiktning» kan ju motiveras med att skikten icke blott äro parallella sinsemellan, utan också i stort sett med avlagringens underlag. På analogt sätt kan man också motivera termen konkordantskiktning. Parallella sinsemellan kunna också de snedskiktade lagren vara (jfr de glacifluviala avlagringarna i Fageråsbackarna, sid. 29, fig. 15), men de gå i regel snett i förhållande till avlagringens underlag. Att kalla en betydande serie av inbördes konkordanta lager för diskordantskiktad förefaller dock motbjudande.

Vardera av de båda stora skiktningsgrupperna uppdelar Andrée i underavdelningar. Vad som i detta sammanhang närmast är av intresse är indelningen av snedskiktningarna (grupp II) i tre (sedan ytterligare uppdelade) undergrupper: »a. (Einfache) Schrägschichtungen (die Schichtung lateral gewachsener Aufschüttungskegel); b. Diagonalschichtung (entsteht aus II a durch Zwischenschaltung [meist dünner] »normal» nach I geschichteter Lagen); c. Kreuzschichtung (eine Häufung von II a mit häufigem Wechsel der Herkunftsrichtung des Materials)» (a. a. s. 377, jfr vidare ss. 387—394). Ehuru med en annan terminologi och med ganska avvikande grepp på ämnet har även Grabau (1913, ss. 701—706) rätt utförligt behandlat olika typer av snedskiktning.

[2] Kollektivprov analyserat, se s. 30.

[3] Jfr dock nedan s. 132.

nes», jfr Gilbert 1914), och dessa ge sig nu tillkänna som strömskiktning. Sannolikt uppbygges distalsluttningen väsentligen genom att utan transportkroppar saltations-fraktat material kommer till vila; det suspenderade materialet bottenfälls utanför själva deltaområdet.[1]

I distalsluttningen ävensom här och var i deltats inre träffas tunna ler- eller mjälaskikt, visande att också här ibland suspenderat material avsatts, men ingenstans ha de utförda borrningarna nått ned till bottenlager av genomgående lika fint material som slätten framför deltat. Möjligen få dock en del ibland mjäla- eller lerförande mäktiga molager, som på några ställen funnits på större djup i deltat, räknas till dess bottenbädd. I så fall är övergången mellan mittbädd och bottenbädd mycket oskarp, vilket man ju också enligt det antagna bildningsförloppet har skäl vänta.

De växlingar i materialgrovlek, man finner såväl i skärningar i distalsluttningen som vid borrningar i mittbädden inom deltaområdet i övrigt betingas väl delvis av växlingar i själva glaciärälvarnas vattenföring men torde främst orsakats av de starkaste och mest materialförande strömmarnas ofta skiftande lopp över deltat. Dessa växlingar i strömriktningen spåras framför allt i ytbäddens på en del ställen rätt skiftande utbildning. På sina håll går som förut nämnts stenskikt helt i dagen, i allmänhet ligger det någon decimeter till bortåt 1 meter djupare. Dessutom har ytmaterialet ibland olika mäktighet och olika sammansättning också på varandra närliggande lokaler. Ännu oftare synes ytskiktet emellertid vara likartat över större områden.

Förhållandena inom Brattforsheden synas bekräfta De Geers för deltat vid Dals Ed uttalade uppfattning — som sedan bestritts från en del andra håll —, att isälvarnas vatten, då det nådde en sötvattensjö eller ett svagt bräckt inhav, följde botten, emedan det kalla glaciärvattnet var tyngre än sjöns. Dessa bottenströmmar ledde till att »— — in regions, where the glacifluvial rivers opened into water without a certain percentage of salt, they were able to carry out gravel and sand along the sea-bottom and thus to build out margenal terrace flats, even at great depths below the sea-level». (De Geer 1909). Dylika bottenströmmar förklara, att här och var i deltat finnas grövre lager även på större djup. Dessa grövre lager utbildades, då strömmen var särskilt stark just på den platsen. Visserligen anser Holtedahl (1924, s. 15), att »en transport av rullsten langt utover en flat havbunn kan ikke tenkes». Med kraftiga, kanske tämligen lokaliserade bottenströmmar förefaller det dock tänkbart, att stenar kunnat föras rullande en icke obetydlig sträcka längs havsbotten.

Liksom vid Dals Ed finns också vid Brattforshedens distalsluttningar utpräglade terrasser med jämna ytor mycket lägre än det stora deltaplanet. (Jfr s. 22 och fig. 9 samt kartan, tavla 1.) Dessa lägre terrasser kunna möj-

[1] Hur mycket som bör räknas till »själva deltaområdet» kan diskuteras. I allmänhet synes man avgränsa ett subakvatiskt randdelta rätt snävt, och icke räkna det längre än till distalfoten. Denna praxis följes här, oaktat det i viss mån berättigade i ett vidare deltabegrepp (jfr t. ex. Caldenius 1924, ss. 6—7).

ligen vara utbyggda av bottenströmmar före de högre deltaavlagringarnas utbildning. Någon plausibel förklaring för den påfallande överensstämmelsen i höjd mellan »trappstegsterrasserna» vid Fageråsbackarna och terrassytan V om Hult har jag icke funnit. Det svagt sluttande området, som bildar syddelen av Mångens botten och sannolikt också Mångsmossens underlag, ligger även på närmelsevis samma höjd, avsatsen vid Sånetorp däremot lägre.

Den stundom obetydliga utsträckningen i sidled av de grövre lagren i deltats inre visar, att strömmarna åtminstone ibland även på betydligt djup varit rätt distinkta och icke jämnt utbredda över hela deltaområdet. De sista strömmarna över deltat ha här liksom vid andra randdeltan (Södra Edplatån, Hållsjödeltat m. fl.) åstadkommit en vacker lobering av distaldelarna.

Uppkomsten av dalarna i deltat S om Alstern. Strömningsförhållandena och materialets därav betingade spridning och sedimentation har också lett till Skeppundsdalens uppkomst. Denna synes väsentligen vara en primär bildning, alltså en sänka, som aldrig utfyllts. I dess norra del ha som förut nämnts ett par isstycken legat och omöjliggjort sedimentationen, längre söderut kan möjligen också något is ha legat hindrande, men den väsentliga anledningen till att ingen sand nått hit torde vara att genom Alsterbodvikens stora isberg och genom isblocken strax S därom strömmarna avlänkats och aldrig nått fram till det »i läe» om isblocken liggande området. Visserligen kunde man vänta, att stark sedimentation skulle äga rum i lugnvattnet bakom isblocken, men om inga strömmar förde dit något material, kunde heller ingen avsättning äga rum. Skeppundsdalen förblev därför outfylld.

I viss mån liknande outfyllda partier känner man också från nutida deltan. Se exempelvis Ahlmann 1924, s. 28. Faxälvens delta i Helgumsjön (a. a. fig. 11 s. 28) har icke mindre än två sådana delvis slutna sänkor av 12 resp. 15 meters djup. Kartan över Indalsälvens deltalob vid huvudmynningen (a. a. fig. 13 s. 31) åskådliggör bl. a. en visserligen mot fjärden öppen, outfylld sänka, som har en pålarm att tacka för sitt utsparande. För Skeppundsdalens vidkommande kunna isrester väl tänkas ha spelat en skyddande roll, något analog med pålarmens vid Indalsälven.

För riktigheten av denna uppfattning om Skeppundsdalens uppkomst talar materialets beskaffenhet. Vi de talrika borrningar som gjorts i dalen har inget stenskikt påträffats så när som den grova, mycket stenmängda barriären, som övertvärar dalen mellan de båda åsgroparna i norra delen.[1] Icke sällan finns ganska rikligt stenförande skikt utbildat på deltaplanet invid dalen, men de saknas i dennas botten. Vore dalen utskuren genom erosion, borde i dess botten finnas en återstod av anrikad rullsten, liksom man finner på andra ställen, där erosionen skurit ned rännor i deltat.

För studium av sandens skiktning företogs en c:a 2 m djup grävning i östra dalsidan och en ungefär lika djup i västra dalsidan, ej fullt $^1/_2$ km S

[1] Grovt material finnes även i de »riglar» som skilja Skeppundsdalen från distalsluttningsinbuktningen.

resp. SV från det ställe (vid kartans siffra 169,5), där landsvägen når djupast i dalen. I stort sett syntes sandens skiktning i den östra gropen gå konformt med dalsidan. Fig. 28 torde ge någon föreställning om avvikelser som förekomma.

Vid den västra gropen lutade markytan c:a 8° mot OSO. Strax N om gropen lutade dalsidan däremot ungefär lika mycket mot Ö. Sandskikten i gropens väggar stupade i allmänhet mot OSO och SO, ofta med lutningsvinklar, som uppgingo till 12°—15°, alltså stundom överstigande dalsidans.

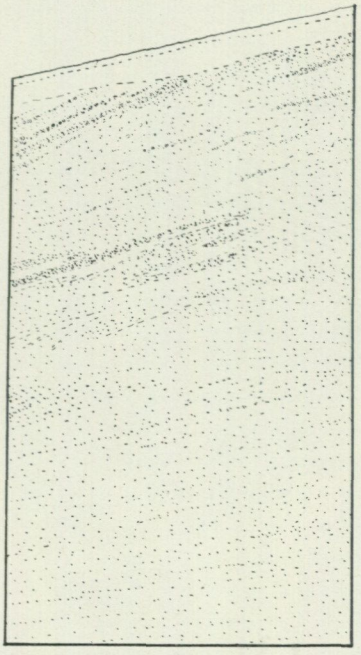


Fig. 28. Sandens skiktning under Skeppundsdalens östra sluttning. Skärningens bredd 1.2 m.

I en liten utkilande finsandlins syntes detaljskiktning, som med en svagt SV-lig lutning helt avvek från den i hela skärningen i övrigt vanliga OSO—SO-liga. Anmärkningsvärt är, att skiktningen har starkare dragning åt SO än den mer OSO till Ö-ligt lutande markytan.

De vid närmare granskning funna detaljavvikelserna ha icke ändrat den första uppfattningen av ifrågavarande skärningar: att skiktningen i stort är konform med dalsidan. Denna överensstämmelse mellan skiktningens och markytans lutning bekräftar ytterligare antagandet, att Skeppundsdalen är en primär företeelse.

Dahl (1902) anser, att Skeppundsdalen är Alsterns tidigare utlopp. Han skriver i anf. arb., sid. 74—75: »Ett särskilt intresse synes mig frågan om Alsterns utlopp förtjäna. Det är nämligen tydligt, att sjöns vatten en gång runnit mot S tvärs öfver den omtalade randterassen, som genomdrages af en ränna, framträdande så mycket tydligare i topografien, som slät-

ten för öfrigt är utomordentligt jämn. Rännans hela utseende visar, att den måste vara utgräfd af rinnande vatten. Den löper från Alsterns sydända c:a 300 m åt söder ned till en åsgrop af ungefär 100 m radie, svänger så af mot öster och går derpå med ett svagt bugtande lopp mot söder. Vid fårans mynning $2^1/_2$ km från Alstern synes den utgräfda sanden åter ha aflagrats i form af en bred lob, som skjuter ut från randterassen.» Dahl torde inte ha följt sänkan hela vägen från landsvägen till distalsluttningen utan förlitat sig på den på denna punkt felaktigt schematiserade topografiska kartan. Som min karta (tavla 1) och längdprofilen fig. 9 visar, går dalen icke rätt genom hela området utan förtonar c:a 1 600—1 700 m S om Alsterns sydspets. Även distalsluttningens inbuktning i Skeppundsdalens förlängning (jfr sid. 21 samt tavla 1) torde vara primär och betingad av de deltauppbyggande strömmarnas lopp. De breda och oftast mycket långsluttande barriärerna mellan Skeppundsdalens syddel och »distalbukten» innehålla delvis åtskillig rullsten.

Med den förändrade uppfattningen av Skeppundsdalen faller också G. De Geers och Dahls till denna knutna reflektioner. Alstern skulle nämligen enligt De Geer, som tydligen endast genom Dahls uppgifter känner området, ha haft sitt avlopp genom Skeppundsdalen under israndens tillbakagång från sjöns sydände till dess nuvarande utlopp, vilket skulle tagits i bruk, då det blev isfritt. Härvid skulle det gamla, sydliga utloppet övergivits. »För att den skarpt markerade rännan skulle kunna utgrävas i den förut nästan plana terassen» (som ursprungligen utbildats ungefär i vattenytan) »måste landet ha höjt sig, åtminstone några meter och detta på samma tid, som åtgick för iskantens tillbakaskridande högst en mil, då förbindelsen mellan Alstern och Lungen stod öppen». (Dahl 1902.) (Jfr även De Geer 1909.) Som av min utredning framgår, torde Skeppundsdalen icke motivera några sådana slutsatser om nivåförändringarna.

För övrigt torde passagen över Stegla och Hultmossens N-del ha lägre passpunkt än Skeppundsdalen, varför ett mot S avbördat Alstervatten borde sökt sig denna väg, så snart den blivit isfri, och ej fortsatt genom Skeppundsdalen ända till isen lämnat Lungen-passagen.

Att Skeppundsdalen är en väsentligen primär bildning hindrar icke, att den kan ha genomströmmats av vatten från isens smältälvar, då dessa mynnat något nordligare och vattnet, redan innan det nått Skeppundsdalen, avlämnat åtminstone det väsentliga av sitt material. Det synes icke otänkbart, att Skeppundsdalen sålunda i någon mån tjänstgjort som uppströmspassage för en del vatten, som sökt sig upp över det då ännu ej över vattnet höjda deltaplanet, mot vilket dalen förtonar. Därvid kan dalens form ha modifierats.

Mer karaktär av dylik uppströmsdal har den förut beskrivna sänka, som i S-lig till SSV-lig riktning skär in i deltat några hundra m V om Skeppundsdalens N-del. (Se s. 21.) Denna västligare dal står, som tidigare nämnts, endast genom en smal och grund ränna i förbindelse med den stora Alsterbodviksgropens SV-del. Har dalen varit en uppströmsränna,

så förefaller det mest antagligt, att den sandrigel, som nu nästan stänger den från Alsterbodvikdepressionen, senare bildats genom att en sandförande ström, som, följande kanten av den stora depressionens isberg, avlagrat en sekundär sandlob i den av någon anledning övergivna uppströmsrännans mest proximala del. Den förmodade uppströmsdalens förtoning mot deltaytan synes på fig. 10, där den på bilden skönjbara, djupare, distinkta, delen av dalen vidgas och flackas ut och mjukt övergår i det jämna deltaplanet.

Vid denna dal gjordes en enda schaktning till ett medeldjup av blott 1.9 m. Grävningen företogs i den västra dalsidan på ett ställe, där denna sluttar mot SV. Härvid iakttogs ett c:a 1 m mäktigt ytligt lager med skiktning konkordant med dalsidan (c:a 18° mot SO), därunder en distinkt diskordans mot lager, som dels äro närmelsevis horisontella, dels luta 6°—7° mot S, alltså så som man närmast skulle vänta, att sandskikten borde luta, om deltat här vore normalt uppbyggt och dalen ej funnes. Sänkan i fråga synes sålunda — om man får döma efter denna enstaka och otillräckliga iakttagelse — i motsats mot Skeppundsdalen vara en mer sekundär företeelse. Antagligen har väl också här någon isrest legat kvar, och den sänka, som möjligen bildats i lä av hindret, och den, som vid dess borttinande uppstått, ha varit första orsaken till att den sedan väsentligt eroderande strömmen sökt sig fram just här.

Isbukten efterträdes av en lob. Enligt föregående framställning skulle de stora grus- och sandavlagringarna kring Alsterns sydligaste vik och S—SV därom vara uppbyggda i och framför en bukt av isranden. I fortsättningen norrut äro de glacifluviala avlagringarna väsentligen anhopade på sidan av dalstråkets centrala, djupaste parti, i vilket endast föga materialavsättning ägt rum. De talrika smådeltanas många gånger branta sluttningar mot Alstern ha stundom en utbildning, som tyder på att en istunga hindrat sedimentationen i den nuvarande Alsterns sänka. Se särskilt Alstertorpsplatåns och Saras Äng-terrassens branter ned mot sjön. Branterna fortsätta även under sjöns yta, vilket visar, att de, även om de ha i detalj påverkats av sjöns vågor, ej äro väsentligen erosionsbrinkar.

Efter att isranden längre söderut — enligt vad som i det föregående antagits — bildat en bukt i dalgången, synes den här ha skjutit fram en lob, genom en lateral sänka skild från dalsidorna. Dylika lateralrännor ha spelat stor roll också vid uppkomsten av många tidigare beskrivna glacifluvialbildningar (Nelson 1910, Sundius 1922). Nelson anser lateralrännorna väsentligen bildade genom smältning, orsakad av värmeutstrålning från dalsidorna, Sundius tillmäter isens starkare rörelse i dalens djupare delar huvudrollen: isen skjuter där fram en lob. Beskrivningar och kartor från recenta glaciärer och nedisningsområden synas ge vid handen, att båda faktorerna spela roll. Smältrännan är kanske den vanligaste. Chamberlin (1895, s. 568) anser, att lateralrännor överhuvud ej finnas, då ismassan är stadd i starkare rörelse, den pressas då så kraftigt mot uppstickande bergpartier, att någon ränna ej kan bildas. Annars är sänkan mellan berggrunden och isen en så regelbundet uppträdande företeelse, att, som Hobbs (1911, s. 169

—170) påpekar, nästan alla isforskare omnämnt den. I de flesta fall, där en nunatakk når igenom istäcket, har hällens absorption av solstrålarna smält upp en ränna i isen, stundom liknad vid vallgraven kring en gammal borg. Där denna »grav» utbildats ovan havsnivån för den ofta lateralströmmar (se t. ex. Hobbs, a. a. pl. 25 A) eller innehåller små sjöar. Också vid isens tillbakagång över Brattforstrakten torde dylika vattensamlingar invid dalsidorna ovan havsnivån ha spelat roll. Här och var finns av vatten avsatt sand ovan den nivå, som av deltaplan såväl som av strandhak och ursvallningsgränser i morän visas representera marginalstrand (termen enl. Ramsay 1924) och marin gräns. Dylik supramarin sand finns på Hällebergshöjden, vid Alsterstorp och möjligen på andra ställen.

Recenta sidosjöar synas t. ex. på Drygalskis kartor över Karajak-isströmmarna och västra Itivdliarsuk-isströmmen. (v. Drygalski 1897, karta 2 och 5.) I dessa fall synes dock den stora skillnaden i isrörelsehastighet mellan de mycket betydande dalarnas centrala, djupa delar och de grundare sidopartierna ha varit den viktigaste betingelsen för lateralsänkornas uppkomst.

Av isens stora rörelsehastighet i djupa dalgångar betingade islober, som skjuta ut i havet, synas t. ex. på Lauge Kochs kartor över Melvillebukten och Nordgrönland (Koch 1922). Se särskilt Dietrichsons Gletscher och Ryders Gletscher. Vid den senare bildar havet en vik mellan glaciärtungan och berget. Visserligen är topografien kring Sherard Osborn Fjord, i vilken Ryders Gletscher mynnar, mycket starkare än vid mynningen av den senglaciala fjorden i Brattforstrakten, men den Kochska kartan torde dock möjligen kunna ge någon uppfattning om hur ungefär den blygsammare i Alstern nedskjutande isloben bör ha tett sig. Ett vackert exempel på en lateralterrass stadd i bildning i en vik mellan dalsida och glaciär finns enligt Hambergs karta (1905) vid Nathorstglaciären, som mynnar ut i van Keulen Bay på Spetsbergen. Nelson har med hänvisning till den Hambergska kartan framhållit, att om Nathorstglaciären hastigt ryckte tillbaka, borde här efter landhöjning en lateralterrass komma att kvarstå.

Alsterstorpsplatån. Inom Brattforsheden äro lateraldeltana enklast utbildade V om Alstern. Troligen har redan under Sanddal—Sjöbodsbuktens tid en liten lateralvik funnits mellan Hällebergshöjden och isen. Det stora deltaplanet i S fortsätter här ett stycke norrut invid bergssidan. Viken synes vara ett senare utvecklingsstadium av de nunatakksjöar eller vattenförande »vallgravar», som omgivit Hällebergshöjden och betingat de supramarina sandavlagringar, som här delvis kläda sluttningarna och nedåt övergå i de plana deltana. Vid slutet av det förut nämnda isbuktstadiet har isranden genombrutits av nya kanaler, genom vilka de grus- och sandförande älvarna strömmat fram. I en vidgad sådan kanal har den lilla SV-riktade planåsen vid Sjöboden avsatts.

I närheten av V dalsidan fördes älven fram till isranden i en submarginal tunnel eller en kanal. Alltefter isens allmänna tillbakaryckning vidgades denna kanals mynning, och framför och i det därigenom bildade estuariet

avlagrades Alsterstorpsplatån. Dennas branta östra begränsning, som fortsätter brant också under den nuvarande sjöytan, kan svårligen förklaras annat än genom iskontakt. Platåns SO-begränsning har däremot troligen fått sin nuvarande form till stor del genom senare erosion, väsentligen orsakad av den lilla periodiska bäck, som rinner ut i Alstern strax N om Sjöboden. Platåns begränsade utsträckning mot V torde förklaras av att materialet ej räckt till för en fullständig utfyllning. Den sänka, som skiljer Alsterstorpdeltat från dalsidan, kan ha blivit något omgestaltad av de vattenmängder, som torde ha genomströmmat den, då isen dragit sig tillbaka ännu ett stycke mot N.

Sedan vattnet avsatt sitt grovsediment — grus och sand — i åsar och platåer, måste det taga sig ut från området, och begagnade sig därvid i första hand av förefintliga sänkor (jfr vad som förut sagts om Skeppundsdalen och den något västligare dalen) men skar också själv ut rännor i redan avsatta sandfält. Att närmare reda ut förloppet av de strömmar, som holkade ur de delvis rätt vackra erosionsrännorna Ö om Hällebergshöjden, torde knappast låta sig göra. Rännorna visa emellertid, att deltaplanen voro uppbyggda åtminstone närmelsevis till vattenytan, och göra även antagandet av en vid avlagringarnas bildning pågående landhöjning sannolik.

N om Alsterstorpsplatån har isälven, vart efter dess mynning drog sig tillbaka, avsatt först ett litet smalt, något kameartat åsbälte, sedan en normal ås, som torde markera det lopp, som isälvstunneln även på ett något tidigare stadium haft. Vi ha här en motsvarighet till den submarginala dränering, som vid nutida glaciärer spelar så stor roll. Von Engeln (1911) har beskrivit, hur de större av Alaskas glaciärer normalt avbörda sitt vatten i stora submarginala tunnlar. Vid den i Alsterbäckenet nedskjutande isloben synas förhållandena ofta ha varit likartade, ehuru loben i fråga i många avseenden avviker från en normal dalglaciär.

Saras Äng-terrassen. NO om Alsterbodtorp låg den submarginala tunneln så nära dalsidan, att isälven länkades direkt in i den här av en omkring 300 m bred vik intagna lateralsänkan mellan isranden och dalsidan. Som framgår av kartan och även tidigare nämnts, stöter Saras Äng-terrassen, utom i sin norra del, omedelbart till häll- och moränsluttningen och är således en fullt utbildad lateralterrass av den typ, som Nelson och Sundius skildrat. Ett försök att rekonstruera några faser av dess bildning, återges i fig. 29. Att Saras Äng-terrassens större del ligger c:a 5 m lägre än Alsterstorpsplatån och strandhaken vid Alsterstorp (se s. 32—33 samt fig. 36) skulle möjligen kunna bero på att terrassen inte byggts upp fullt till havsytan. Men terrassens allmänna utseende avviker så föga från närliggande deltaplans att det icke förefaller osannolikt, att den uppbyggts till ungefär samma höjdläge i förhållande till havsytan som dessa.[1] Har detta varit fallet, måste

[1] Visserligen omnämnas ss. 22 och 66—67 plana terrassavsatser i distalsluttningen, vilka jag anser utbyggda av bottenströmmar många meter under vattenytan, men dessa väl exponerade terrasser kunna ha fått sin definitiva detaljutplaning senare genom vågornas verksamhet. Stortjärnsplatån

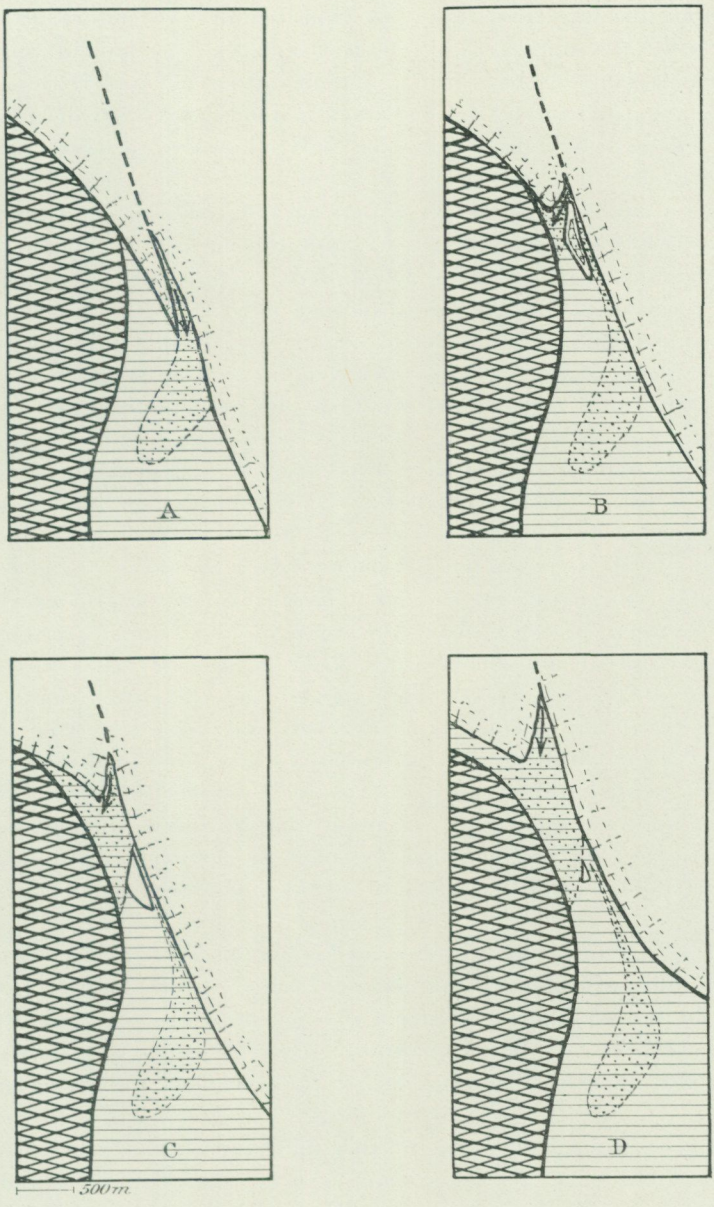


Fig. 29. Schema över Alsterstorpsplatåns och Saras Äng-terrassens förmodade bildning.

Rutat: land ovan senglaciala havets yta.
Horisontalstreckat: senglacialt hav.
Prickat: glacifluvialavlagringar.
Vitt: is.
A: sista stadiet av Alsterstorpsplatåns bildning.
B: isälvens genombrott till lateralviken.
C: skiljeväggen mellan isälven och lateralviken smälter alltmer undan.
D: terrängen gör att skiljeväggen blir bredare och ej längre smälter undan lika hastigt som sydligare.

antingen en väsentlig landhöjning ägt rum från det Alsterstorpsplatån byggdes upp och till dess Saras Äng-terrassen bildades, eller landhöjningen efter resp. deltans bildning ha varit så ojämn, att oregelbundenheter på flera meter göra sig gällande på så obetydligt avstånd. Även om det inte saknas omständigheter, som tala för att den senare faktorn kanske kunnat spela in, har nog den förra haft större betydelse.

Det synes antagligt, att landet hunnit höja sig ett par meter mellan bildningen av Alsterstorpsplatån (högsta höjd 187 m) och bildningen av Saras Äng-terrassen (når i sin norra del upp till 184 m). Ett sådant höjningsförlopp förutsätter — såvida inga språngartade nivåförändringar ägt rum, vilket man knappast har anledning anta — att åtskillig tid förgått mellan resp. deltans uppbyggande. Detta behöver inte betyda, att isranden en följd av år stått stilla mellan Alsterbodtorp, där ett mindre tillfredsställande strandhak finnes på c:a 187 m:s höjd, och den strax N därom liggande lateralterrassens södra del. Dels har strandhaket, som ligger i den antagna lateralviken, kunnat utbildas relativt tidigt, dels behöver den fullständiga sedimentutfyllnaden av den nuvarande Saras Äng-terrassen upp till vattenytan inte ha skett, förrän älvmynningen låg i trakten av Saras Äng. Det på den schematiska figuren antydda hastiga öppnandet av ett rikligt sedimentationsområde och den att börja med antagligen hastiga undansmältningen av skiljeväggen mellan älvtunneln (eller -kanalen) och lateralviken gjorde, att sanden att börja med kanske inte byggdes upp till vattenytan. Men då isväggen mellan älvrännan och lateralviken upp mot Saras Äng blev bredare, skedde undansmältningen långsammare, och nya avsättningsområden för sanden blottades inte längre med samma hastighet som förr. Då byggdes deltat upp mot vattenytan och antog sina nuvarande dimensioner. Det synes antagligt, att isväggen längs utsidan av terrassen stått kvar under dennas hela bildningstid, annars borde sedimentutfyllnad skett också åt detta håll.

Israndens tillbakaryckande från Sanddalen till Horrskogbäcken. Under iskantens tillbakaryckning Ö om den nuvarande Alstern fanns för sträckan närmast N om Sanddalen inte något närliggande bergsparti, som höjde sig ur havet och betingade lateralsmältning. Detta torde ha varit en bidragande orsak till att isälvsavlagringarna här fått en annan utbildning än V om Alstern.

Vartefter isranden drog sig tillbaka, uppbyggdes successivt olika delar av Stegeluddens kuperade avlagringar. En del skarpt markerade åsryggar och -kullar och några av branta sluttningar begränsade deltapartier ha byggts upp i isälvarnas valv eller kanaler samt mynningsvikar, men en stor

exemplifierar med sin visserligen i stort plana men i detalj undulerande yta hur en deltaavlagring, ej uppbyggd till havsytan, tar sig ut. Saras Äng-terrassen har ett relativt skyddat läge och har näppeligen väsentligen planats av genom senare vågerosion. Därav antagandet, att dess någorlunda jämna yta möjligen kunde tyda på uppbyggandet till ungefär samma höjd i förhållande till vattenytan som Alsterstorpsplatån. En viss marginal måste man räkna med, men det förefaller med hänsyn till den regelbundenhet med vilken områdets deltaytor fördelas i horisontalled (jfr fig. 36), som denna marginal skulle vara rätt snäv. Den längre fram (s. 86) nämnda Nordmarksheden synes emellertid visa, att en tämligen plan deltayta understundom kan utbildas på många meters djup.

del av de kuperade sandavlagringarna här torde vara avlastade i fritt vatten utanför isbrämet. Avlagringarna i fråga ha i regel inte byggts upp till havsytan, och de avvika ju också genom sin kuperade topografi från de jämna till vattenytan uppbyggda planen. I någon mån ha väl ofullständigt inbäddade kalvade ispartier genom att hindra sedimentavsättningen bidragit till gropigheten. Sannolikt äro dock de växlande strömmarnas än eroderande, än sedimenterande verksamhet huvudorsaken till de små ojämnheterna. Man får här en uppfattning om hur ytan av ett delta tett sig, innan det byggts upp till havsytan.

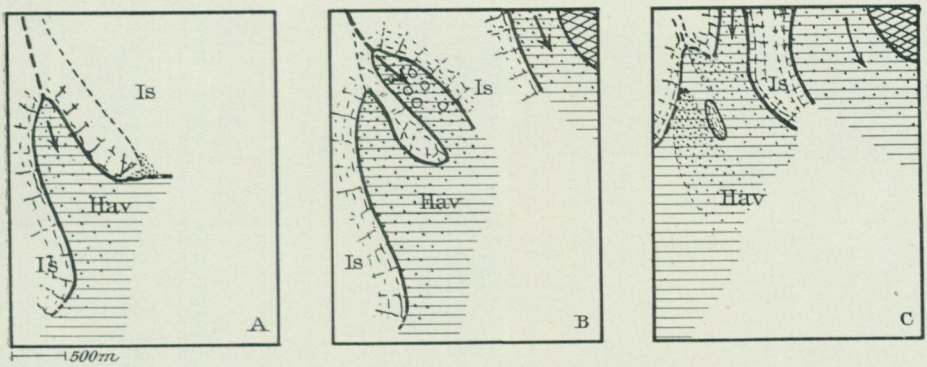


Fig. 30. Grovschematisk skiss över några förmodade stadier av Stegeluddens, Sundstjärnsområdets och Kotjärnsplatåns bildning.

Rutat område: land ovan M. G.
A. Stegeludden byggs upp i mynningsvik av isälven.
B. Genom kastning får isälven ny mynning, i vilken Sundstjärnsområdets sandmassor byggs upp, inneslutande mängder av ispartier. Invid bergssidan genom smältning bildad lateralvik. (Har möjligen funnits redan på ett något tidigare stadium.)
C. Lateralviken blir allt bredare. I den byggs Kotjärnsterrassen upp. På nuvarande Alstertjärnarnas plats och i deras fortsättning norrut ligger ett isparti kvar, skiljande lateralviken från en längre ut belägen mynningsvik i vilken Kotjärnsterrassens västligaste del avsättes.

Isälvsmynningen synes många gånger ha ändrat läge och riktning. En sådan kastning har nog skett från den mot S riktade isälvsmynning, som uppbyggde Stegeluddens norra del, till den som givit upphov till Sundstjärnstraktens kittelfält. Huvudsakligen genom strömmens riktningsförändring skulle då Stegelviken blivit skonad från igenfyllning. Förmodligen har i den norra delen av Stegelviken också en isrest legat kvar mellan två isälvsestuarier och bidragit att hindra sedimentation (jfr fig. 30). Inom Brattforsheden liksom inom flera andra randdeltakomplex (jfr t. ex. Nelson 1910, Sundius 1922 och Holtedahl 1924) torde flera isälvar samtidigt varit i verksamhet. Den nu diskuterade kastningen kan möjligen ha underlättats av någon mindre redan förefintlig östligare isälv, till vars fåra och mynning Stegeluddens isälv inlänkats.

Sundstjärnsområdets talrika åsgropar ge vid handen, att en stark kalvning ägt rum från isranden. De här lösgjorda isstyckena ha tydligen varit av en vida blygsammare storleksordning än det som antagits ha gett upphov till Alsterbodvikens stora kittel. Denna storleksskillnad och det helt olika läget i förhållande till berggrundsdepressionens djupa centralparti tyder

möjligen på ett olikartat kalvningsförlopp. Åsikterna om kalvningens mekanik gå något isär, men flera författare ha skildrat kalvningsföreteelser, som avvika från dem som antagits betinga den förut skildrade israndsbukten. Att ispartier lösgöras från glaciärer på olika sätt är sedan länge direkt iakttaget av skilda forskare. Engell (1910) urskiljer med stöd av sina iakttagelser på Grönland samt andras observationer tre typer av kalvning: genom nedstörtning av ispartier från en överskjutande iskant, genom lyftning (jfr vad som sagts ovan, sid. 60—62) samt genom att från en flytande glaciärände isberg utan höjning eller nedfallande frigöras tack vare utlösning av spänningar, orsakade av glaciärernas rörelse.

Från i havet mynnande Alaska-glaciärer lossna ständigt och jämt ispartier, antingen genom nedstörtande från överhängande delar av en mycket söndersprucken isrand eller genom lyftning från erosionsbetingad, submarint framskjutande »isfot». (Jfr Russel 1897, s. 83—86.) Härvid bildas mest små isskärvor men även stora block. Russel (1897, s. 84) anger uppskattningsvis, att de större isbergen i Glacier bay ofta nå 150—200 feets (c:a 45—60 m) längd och 20—30 feets (c:a 6—9 m) höjd över vattenytan. Vid uppkomsten av Alaska-isbergen spelar glaciärens starka sprickighet och sönderdelthet stor roll, se t. ex. figurerna A och B pl. 13 i Russels Glaciers of North America.

Drygalski (1897, s. 388) betecknar som kalvningar av tredje storleken sådana, stundom nästan oavbrutet pågående, som bestå i att större och mindre spillror av glaciärisen genom sprickor och riss förlora sitt sammanhang med isranden och störta ned. De största sålunda kalvade isstycken, som Drygalski iakttog, hade en totalgenomskärning av 50—100 m. Engell har (i anf. arb.) liksom många andra bekräftat, hur vanlig denna kalvningstyp är.

Sannolikt har en kalvning av detta slag — betingad bl. a. av iskantens fortskridande sönderfall, varvid även smältvattenälvarna varit verksamma — spelat betydande roll vid isrecessionen över Alstern-området, och många av kittlarna här kunna vara spår efter sådana isspillror. De större groparna — så den som nu intas av Sundstjärn — äro minnen av större isberg, kanske bildade på samma sätt, som antagits för dem, vilkas spår återfinnas vid S-änden av Alstern (Drygalskis »kalvning av första storleken»).

Troligen tidigare än den skildrade isrecessionen vid Stegeludden och Sundstjärn torde en stark smältning börjat vid det bergparti, som sticker upp Ö om Lövsängsmossen. Här har sannolikt en betydande lateralränna bildats, och till denna ha isälvsmynningar inlänkats. Av den relativt låga nivå, på vilken de jämna deltaplanen här ligga (jfr kartan samt höjddiagrammet fig. 36), vågar man kanske dra slutsatsen, att landet hunnit höja sig åtskilligt från avlagringen av deltana S om Alstern till uppbyggandet av lateralterrasserna, och att alltså däremellan också åtskillig tid förflutit. Materialets grovleksförhållanden i Kotjärnsterrassen (se tavla 1 samt ss. 44—46) tyder på att den starkaste strömmen i lateralviken gått nära bergsidan. Också torde isälvens mynning i lateralviken åtminstone på ett sent

stadium av terrassens bildning ha legat nära bergssidan. Därför talar det mycket grova materialet NV om Bjurtjärn.

Kotjärnsterrassen torde åtminstone delvis vara successivt uppbyggd vartefter isviken sträckte sig allt längre norrut och vidgades alltmer mot V. Att materialet mot V blir finare förklaras av att dessa områden blivit isfria först då isälvsmynningen nått längre bort. (Jfr Sundius, 1922, sid. 31.)

Alstertjärnssänkan och depressionen i dess förlängning norrut kunna möjligen vara spår efter i sand delvis inbäddade dödisrester, utgörande den sista återstoden av ispartiet mellan lateralviken och en längre ut i dalgången belägen isälvstunnel, resp. -kanal och -mynningsvik. (Jfr fig. 30.) I denna mynningsvik torde materialet icke ursprungligen ha byggts upp till havsytan, utan det delvis så fina ytskiktet (se sid. 45) har avsatts först då älvmynningen legat längre bort, kanske i lateralviken.

Kotjärnsgroparna och andra kittlar på terrassen visa, att också vid lateralvikens bildning kalvning av isberg ägt rum. Att så pass stora isberg avsnörts kan bero på topografiska oregelbundenheter i isens underlag: en lokal depression kan ha orsakat »lyftnings»-kalvning.

I Stortjärnsplatån tyder materialfördelningen på att sedimentet här huvudsakligen tillförts från V. Det vill synas som om de sedimentförande strömmarna spritts från trakten kring den nuvarande Lövsängsmossens syddel, där materialet är något grövre, framför allt mera rullstensförande än på andra delar av platån. Dock är ju materialet icke heller här så grovt, som det brukar vara i deltanas verkliga proximaldelar. Kanske har redan då sedimentet fördes hit den egentliga älvmynningen legat något nordligare i en redan utbildad lateralvik. Om Stortjärnsplatån utbildats tidigare än Kotjärnsterrassen eller väsentligen samtidigt som en mot V riktad fortsättning av dennas S-del, har icke kunnat säkert avgöras, men materialfördelningen, så långt jag känner den, tycks kanske snarast tala för det senare alternativet.

Stortjärnsplatån torde icke ha byggts upp till vattenytan. I stort sett bildar ju även denna deltaavdelning en slätt, och även i detalj är den på många ställen plan. Men den tidigare beskrivna detaljunduleringen, som utmärker stora delar av platån i fråga (se sid. 39), torde hänga samman med att vattenytan ej nåtts under deltats bildning.

Att deltaplanet ej byggts upp till vattenytan antydes också av stenblock (»drivisblock») på planets mest distala del något över 200 m SO om torpet Tullen. Hade vattnet här varit mycket grunt, skulle knappast en isspillra, stor nog att bära ett ordentligt stenblock, kunnat driva in över deltat. Något större vattendjup behövs dock inte för att detta skulle vara möjligt.

Medan platåns småsvackor och upphöjningar torde betingats av de sedimentförande strömmarnas växlande gång över deltat, måste nog Stortjärn—Lilltjärnsänkans utsparande återföras på andra orsaker. Avlagringarna Ö om sänkan tyckas utgöra en direkt fortsättning av avlagringarna V om den. Sänkan i fråga torde bäst kunna förklaras som hopsjunkningsmärke efter en vid deltats bildning fullständigt begravd isrest, över vilken sedimenttill-

förseln från V till Ö obehindrat fortgått, och som först efter materialtillförselns upphävande fullständigt smält undan. Möjligen kan isresten här ha varit ett kvarstående parti mellan en kalvningsbukt i Lungälvens dalgång i Ö och en lateral smältränna invid bergpartier i NV och V.

Något verkligt israndsspår har jag icke funnit inom Stortjärnsplatån; som sådant kan inte den sannolikt dödisbetingade Stortjärn—Lilltjärnsänkan räknas. Icke heller inom Kotjärnsterrassens område har något påtagligt israndsläge konstaterats. Möjligen kan Kotjärnsterrassens begränsning mot NV, sträckan från Galtviken och längs Horrskogbäckens NNO—SSV-liga sträckning, markera ett gammalt israndsläge. Området längs Horrskogbäcken är givetvis något omgestaltat genom bäckens erosion, men om man frånser den av bäcken utskurna djupa ravin, som skiljer Kotjärnsterrassen från Horrskogbäcksplatån, synes bäcken knappast ha åstadkommit några så genomgripande förändringar. De topografiska förhållandena tycks ge vid handen, att en primär sänka funnits NV om Kotjärnsterrassens nordligaste parti.

Det synes frestande att anse linjen Horrskogbäckens sydvästliga sträckning—Galtviken och vidare mot SO eller SSO markera ett läge av den i Alsterndalen nedskjutande islobens östsida. (Fig. 34.) Denna tolkning är dock starkt hypotetisk.

Kotjärnsterrassens norra delar ligga obetydligt lägre än Saras Ängterrassen, vilket pekar på en ungefär samtidig eller möjligen något senare uppbyggnad.

Den s. 44 omnämnda grunda men breda laterala rännan mellan Kotjärnsterrassens jämna deltaplan och bergssluttningen i Ö synes knappast kunna förklaras annat än som en erosionssänka.[1] Den skulle i så fall visa, dels att deltat här varit uppbyggt i det närmaste till vattenytan, dels att landet sannolikt varit statt i höjning. I annat fall hade knappast funnits anledning till erosion av det nyss avsatta sedimentet. De topografiska förhållandena visa, att erosionen måste varit inskränkt till helt kort tid efter avlagringen.

Tillbakaryckningen till israndsläget Finnbäcksplatån—Ö. Ormtjärnsplatån. De Ö om Alstern belägna Horrskogbäcks- och Ormtjärnsplatåerna visa god överensstämmelse i höjdläge med de tvärs över sjön, på dennas V-sida liggande deltana. Se höjddiagrammet fig. 36. Av höjdförhållandena att döma äro varandra motsvarande bildningar på båda sidor sjön liktidiga.

På båda sidor om sjön ändra de glacifluviala avlagringarna karaktär såtillvida, som de mot dalsidorna uppbyggda lateralterrasserna ersättas av mer fritt liggande platåer. Detta synes stå i samband med att dalsidorna här antingen bli lägre och mer långsluttande (Ö-sidan) eller rycka längre bort från dalens centralparti (V-sidan), så att dalen vidgas.

[1] Den större stenmängden under sänkan än under deltaplanen (se s. 46) torde vara dels en primär, dels sekundär företeelse. Genom isälvsmynningens och den starkaste strömmens läge nära bergssidan blev materialet här från början stenförande, genom det finare materialets avlägsnande vid sänkans uterodering anrikades stenarna ytterligare.

Mest överskådliga äro förhållandena V om sjön. Ju mer isranden här dragit sig tillbaka norrut, dess mer synes älvmynningen ha förflyttats åt sidan. Genom upprepad »kastning» av älvmynningen ha de olika deltaplanen och åsarna mellan Saras Äng och Storöviken fått sin individuella utbildning. De olika deltana här kunna ju vara delvis samtidigt uppbyggda, men i stort sett torde ifrågavarande deltan vara yngre ju längre mot NV de ligga. (Jfr fig. 31.)

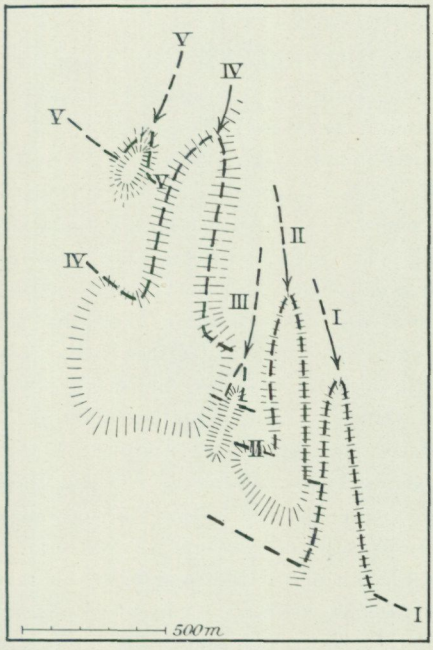


Fig. 31. Schema över isälvsmynningens förmodade kastningar och därvid successivt bildade deltan i trakten av Finnbäcksplatån.
I—V: Successiva israndslägen och isälvsmynningar. De olika deltapartierna kunna identifieras vid jämförelse med tavla 1.

Särskilt vacker är Finnbäcksplatån. Dess solfjäderformade del torde vara fritt uppbyggd utom mot N och NO, där den sannolikt stött mot iskanten. »Skaftet», deltats proximalås, är avsatt i isälvens mynningsvik, som av de talrika små åsgroparna att döma torde ha vidgats och öppnats allt längre bakåt genom »småkalvning» av förut (s. 76) beskriven typ. Troligen har här isälvens erosion varit främsta orsaken till att de i sanden inbäddade isstyckena brutits loss från ismassan i övrigt. Delvis härrörde väl isstyckena från glaciärälvstunnelns instörtande tak. Den nästan fullständiga saknaden av stenblock i och vid åsgroparna antyder, att de en gång inbäddade åspartierna härrört från landisens övre, moränfria delar och inte kommit från de undre, mer moränförande.

Mindre vackert utbildad än Finnbäcksplatån men av i övrigt samma karaktär och bildningssätt är det lilla, likaledes med en utomordentligt kraf-

tig »feeding esker» försedda, något äldre deltat mellan Saras Äng och Finnbäcken.

Den lilla åsen strax V om Finnbäcken torde beteckna en liten älvkastning mellan de mynningslägen, som betingat de båda nämnda deltana.

Den betydande åskullen strax V om Storöbäckens mynning registrerar en senare sidoförskjutning av älvmynningen, som dock inte legat här så länge, att ett planytigt delta hunnit utbyggas. Åskullen i fråga är möjligen en ettårs-avlagring, medan t. ex. Finnbäcksplatån sannolikt krävt flera år för sin bildning.

Sidoförskjutningen av älvmynningen torde, som bl. a. särskilt Sundius kraftigt framhållit för liknande bildningar, bero på den starkare rörelsen hos den mäktigare isen i bäckenets djupparti.

Finnbäcksplatåns proximalås pekar hän mot Storöåsen, men någon förbindelse mellan dessa båda bildningar har ej iakttagits.

Horrskogbäcksplatåerna och Östra Ormtjärnsplatån äro successivt avsatta deltan, uppbyggda framför isranden och kanske delvis i isälvarnas mynningsvikar. Här synes inte ha förekommit någon sidoavlänkning av samma art som V om sjön. På östsidan tycks ha funnits flera troligen samtidiga älvmynningar. Härför tala Östra och Västra Horrskogbäcksplatåerna, som äro uppbyggda jämsides, likaså de båda parallella nordliga proximalspetsarna på Östra Ormtjärnsplatån. Att på detta område Ö om Alstern inga tydliga »kastningar» förekommit och i stället flera isälvar samtidigt fungerat, synes kunna sättas i samband med att ifrågavarande isälvar befunnit sig längre på sidan om dalens djupa centralparti med dess starkare isrörelse än de vid dalens västra sida.

Avbrotten mellan de olika deltabildningarna Ö om Alstern tyda på någon ojämnhet i israndens tillbakaryckning. Något enstaka avbrott, t. ex. mellan Ö. Horrskogbäcksplatåns N-del och den lilla ryggformade åskullen strax N därom, kan möjligen tolkas som intervall mellan normala årsackumulationer, men utan att anta någon ojämnhet i isens tillbakagång torde man knappast kunna förklara den bristande kontinuiteten hos de verkliga deltaplanen här. Särskilt påfallande är den minskning i deltaplanens yta och säkerligen också i avlagringarnas volym, som inträder N om Horrskogbäcken i jämförelse med S därom; en minskning i sedimentationen, som talar för en ökad recessionshastighet i norr.

Att inom Horrskogbäcksplatåernas och Ö. Ormtjärnsplatåns område framkonstruera sannolika israndslägen låter sig knappast göra med önskvärd säkerhet. Ett spåras dock möjligen i Västra Horrskogbäcksplatåns nordgräns, ett annat troligen i Östra Ormtjärnsplatåns branta NV-sluttning.

Det sistnämnda israndsläget är troligen detsamma, som markeras av en helt kort, liten, i NO—SV utsträckt ändmoränstump[1] strax S om Gäddtjärnsbäcken, NO om Lilla Ormtjärn. Denna obetydliga ändmorän visar, att den här nedskjutande istungan ännu vid avsmältningen hade egenrörelse,

[1] Den närmast vägen belägna delen av denna randbildning synes dock bestå av mycket grovt glacifluvialt material och är kanske snarast att anse som en randås i miniatyr.

samt att iskanten på denna punkt hade en riktning, som väl motsvarar den antagna loben. Också på andra sidan sjön, 1 km V om Storön, finns en liknande liten lokal israndsbildning, delvis med karaktär av en tvärås i miniatyr, delvis mer liknande en liten ändmorän. Dessa små israndsvittnen representera troligen endast ett helt obetydligt avbrott i isens tillbakaryckning, annars borde de nått något större dimensioner.

På samma gång som dessa belägg för islobsantagandet må anföras en närliggande iakttagelse, som synes stå i viss motsats mot detsamma.

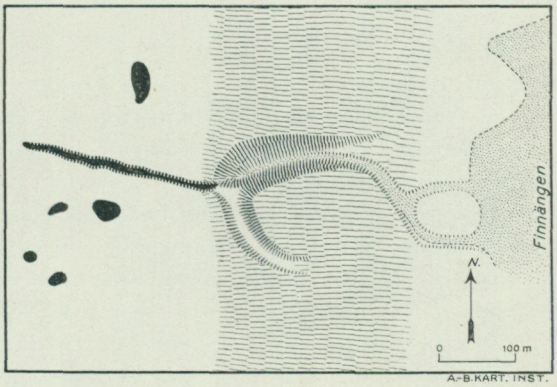


Fig. 32. Schematisk kartskiss över erosionsränna i morän 1.8 km SSV om S. Västerud.

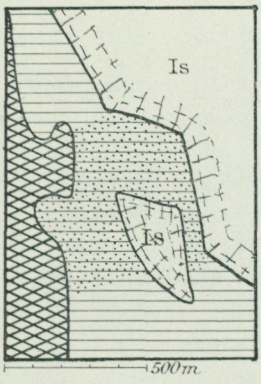


Fig. 33. Skiss över »lateralkalvning», som förmodas ha betingat uppkomsten av åsgropen 300—400 m V om Storöns nordspets.
Rutat område: land ovan M. G. Horisontalstreckat område: senglacialt hav.

1.8 km SSV om den sydligaste gården i S. Västerud finnes inom moränområdet en liten erosionsränna, som schematiskt återges på fig. 32. Strax V om kartskissens område ligger en sänka, som nu för tiden intages av en mindre mosse, vars vatten avbördas söderut. Det låge nära till hands att tänka sig den på kartskissen angivna erosionsrännan som ett äldre avlopp för nyssnämnda sänka. Emellertid nås sänkan ej av rännan, vilken i stället synes börja blint. Den torde vara bildad genom från den smältande landisen avrinnande vatten, som väl måste tänkas ha förts på[1] eller i isen till dess bräm och vid detta nått den plats, där rännan börjar. Att den ungefär vinkelrätt mot isens rörelseriktning bildade rännan skulle vara subglacialt bildad förefaller mycket osannolikt, särskilt som en del material tycks ha åter avlagrats på Finnängen framför rännans mynning.

Att den lilla ström det här är fråga om icke saknat kraft visas av att på platån (t. v. på skissen) icke blott det tunna moräntäcket spolats bort till ett tiotal meters bredd och något mer, utan också en 1 till 2 meter

[1] Jfr Holtedahls (1924, s. 46) uppfattning om de supraglaciala isälvarnas betydelse. Något annat belägg för denna åsikt har jag inte funnit på eller vid Brattforsheden, däremot åtskilligt som tyder på väsentligen subglacial dränering.

djup och ett par till 7—8 meter bred ränna skurits ned i fast berg. I den stora sluttningen mitt på skissen har moränen varit mäktig, och strömmen har i den skurit sig ett par markerade dalar.

Det förefaller underligt, att inte den i Alsternsänkan framskjutande istungan spärrat vattnets väg österut och tvungit strömmen ner mot SO. Någon helt tillfredsställande förklaring har jag inte funnit. Det må emellertid erinras om att det på fig. 32 skisserade området ligger ett stycke på sidan om själva Alsternsänkan och ovan M.G. Förhållandena V om Finnängen synas i varje fall icke kunna jäva den på talrika iakttagelser grundade slutsatsen, att en islob skjutit fram i Alsterndepressionen.

Isavsmältningen från läget Finnbäcken—Ormtjärn till Sandviksudden. Norr om de i föregående underavdelning behandlade bildningarna är det icke längre möjligt att rekonstruera några israndslägen. Den kulliga och smågropiga åsterrängen V om Storöviken synes ange en långtgående sönderbrytning hos isranden. Den stora åsgropen 300—400 m V om Storöns N-spets är förmodligen spåret av en »lateralkalvning», såsom fig. 33 anger. Det lösbrutna isblocket synes i så fall inte ha drivit mer än högst 200 m från sitt »moderklyft» innan det strandat. Rämnan mellan det strandade isberget och glaciärtungan har till stor del utfyllts av sediment. Vid isranden ha »småkalvningar» ägt rum och ett antal smärre kittlar NO om den nyssnämnda större åsgropen äro spåren efter i sanden inbäddade isstycken. Sandavlagringarnas brant mot sjön markerar troligen delvis islobens gräns vid ett stadium strax innan sandtillförseln till dalens V-sida helt upphörde.

De olika kullarna och smådeltana Ö om sjön torde till stor del vara ettårs-bildningar. Sannolikt ha stundom flera sådana kullar bildats ett och samma år, om genom fler samtidiga isälvsmynningar eller något oliktidigt genom en enda isälvs kastning kan i regel ej avgöras. För Sandviksuddens komplicerade uppbyggande måste man nog räkna med fler samtidiga isälvsmynningar. Möjligen tillhör Sandviksudden samma israndsläge som sand- och grusavlagringarna rätt över sjön, som antyds på fig. 34.

Israndens tillbakaryckande från Sandviken till Alsterns N-ände och uppkomsten av glacifluvialavlagringar på denna sträcka. Mittför Sandviken spela isälvsavlagringarna V om sjön vida mindre roll än längre söderut, och något nordligare synas de alldeles upphöra. Hela det glacifluviala materialet anhopas Ö om Alstern samt i sjöns centralås.

Av kartan framgår, hur åsarna och med dem Alstern böjer av för Lillberget, ett i dalgången mellan Pardixhöjden och Alsterns N-ände uppskjutande bergparti. Kanske markerar Alsterns huvudkurva här, särskilt sådan den framträder i centralåsen, isens ungefärliga strömlinje vid passerandet av Lillberget, isens avböjning för detta. Under omböjningen kring Lillberget måste ismassan ha pressats hårt, där den trängts samman vid bergets yttersida. Sannolikt ha därvid de åt detta håll belägna tunnlarna i isen läkts ihop, så att inget vatten kommit fram åt denna sida, allt har måst passera något östligare istunnlar, som ej pressats lika starkt.

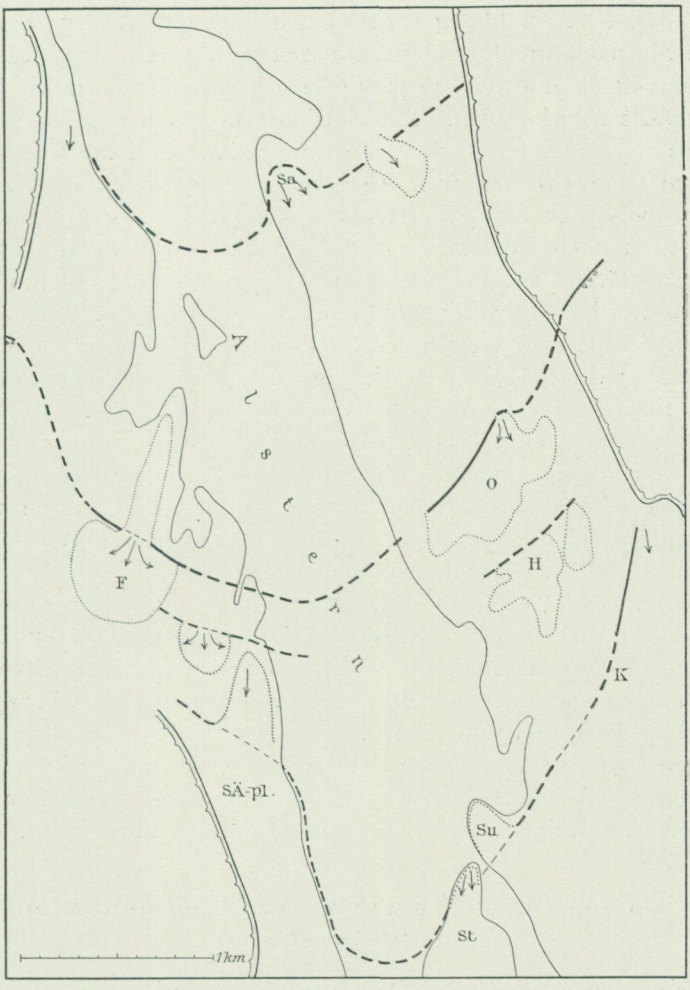


Fig. 34. Försök till rekonstruktion av några israndslägen vid Alstern.
F: Finnbäcksplatån. H: Horrskogbäcksplatåerna. K: Kotjärnsterrassen. O: Östra Ormtjärnsplatån.
Sa: Sandviksudden. St: Stegeludden. Su: Sundsnäsplatån. SÄ-pl.: Saras Äng-platån.

Bland annat i Sundsnäsplatån ha stora mängder av det sålunda i en östlig fåra inlänkade glacifluvialmaterialet kommit till avsättning. Att längre söderut isälvarna varit så betydande också på V-sidan om Alstern torde bero på att rörelsefördelningen och tryckförhållandena i isen här åter jämnats ut, och således Lillbergsomböjningens inverkan ej sträckt sig hit.

Efter Västerudstraktens avbrott i de västliga åsbildningarna uppträda i Sidsjöberget åter betydande glacifluviala sandmassor V om Alsterns centralås. Troligen har den förbi Lillberget passerande isen då redan uttunnats så mycket, att sammantryckningen ej längre var stark nog att pressa igen istunnlarna och spärra dem för isälvarnas vatten. Ej heller Sidsjöberget är dock en lateral bildning utan ligger långt ut i dalgången; den är således ej direkt jämförbar med sydligare deltan V om Alstern.

De tre parallella åsbildningarna: 1) Sidsjöberget, 2) den som Geijermana och Stormana uppdykande centralåsen samt 3) Pardixhytteåsen, visa, att här sannolikt åtminstone tre parallella och varandra närliggande isälvar samtidigt varit i verksamhet. Att Sidsjöbergets ås norrut kommunicerar med centralåsen visar hur förbindelse rått mellan de olika älvloppen.

Slutfasen i isrecessionen från Alsternområdet synes ha varit avsnörandet av en dödis, som uppfyllde Alsternsänkans nordligaste del. Utan antagande av en dödisrest här synes det svårt att förklara att sedimenten, som i så hög grad fyllt ut dalgången i övrigt, lämnat Alsterns nordliga djuphålor outfyllda. Jfr djupkartan och observera bl. a. skillnaden mellan Alsternsänkans branthet och den till stor del igensedimenterade Lungens flackhet. Hur långt dödisen sträckt sig framgår ej av topografien. Anledningen till att ifrågavarande dödis avsnörts är ej känd. Möjligen har vattendjupet ökat N om passagen vid Lillberget, och en lyftning och sönderbrytning skett av ispartierna N om dödisen, som sålunda isolerades.

Den tunna över höjderna N om Lungen kommande isen torde ha kalvat livligt i Lungensänkan. De block- och moränförande drivisstyckena strandade på grunt vatten, och vid isens undansmältande stannade deras last av stenar o. s. v. kvar. Så bildades bl. a. det tidigare (s. 50) omtalade block- och moräntäcket på åsen vid Pardixhyttan.[1] Att detta täcke skulle härröra från istunnelns instörtade tak förefaller osannolikt; morän och block torde vara väsentligen koncentrerade till isens undre delar och ha knappast i så högt liggande delar som tunneltaket förekommit i tillräcklig myckenhet för att förklara »morän»-anhopningen på åsen. Även på Sidsjöbergets åsar förekomma en del block. Dödisen i Alsterns nordligaste del har tydligen smält undan tillräckligt tidigt för att lämna isbergen tillträde dit.

Glacifluvialavlagringar N om Alstern, tillhörande samma stråk som Brattforsheden.

Ungefär mitt mellan Alstern och Svartå[2] höja sig åter markerade åskullar över de dynklädda finsedimentområden, som utbreda sig kring nämnda sjös nordände. S om Paulun (lägenheten 1.8 km Ö om Svartå) finns utbildad en liten närmelsevis plan deltayta, annars äro de stundom betydande åskullarna uppåt avrundade[3] eller småkuperade och synas ej ha byggts upp till havsytan. Dahl uppger, att den högsta når ungefär 179 m ö. h. I en del av åskullarna mellan Alstern och Svartå ingår tämligen grov sand, annars dominerar mellansand, ofta moig och icke sällan så fin, att man svårligen kan avgränsa glacifluvialsanden från marin mo.

På sina håll, så t. ex. en till två kilometer SV om Svartå och vidare norrut, är sanden småkuperad. Kullar höja sig några få meter över en i övrigt ofta ganska jämn terräng. Den stora rikedomen av block, strödda över sandens yta, har påpekats av Dahl. Hans uppgift, att blocken äro begränsa-

[1] Om drivismorän se G. De Geer 1919.
[2] Jfr topografiska kartbladet Uddeholm.
[3] De sydligaste av dessa kullar synas norrut på tavla 1, kring och norr om Slätthålorna.

de till ytan (grundad på iakttagelsen att blockrikedomen ingalunda är större i erosionsdalarna än på orörda fält), har bekräftats av smågrävningar och sonderingar. Ofta ser man kullarna belamrade med väldiga blockanhopningar, medan sådana saknas på de jämnare områdena. Företeelsen synes knappast kunna förklaras på annat sätt än att blockförande drivis förts in över området och lagom gått flott över den lägre terrängen men strandat mot kullarna.

Från Svartå fortsätta de kuperade, stundom nästan mofina sandavlagringarna, delvis sönderskurna av Svartälvens och dess tilloppsbäckars erosion, norrut till trakten av Burktjärn, där oomtvistliga moavlagringar inta hela dalen efter att redan något tidigare helt ha behärskat dess västra sida. Först mellan Lisselberget och Tråberg gå kuperade fält av glacifluvial sand åter i dagen.

De av erosion orörda delarna av Svartådalens mycket ofullständiga dalfyllnad nå i allmänhet 160—170 m:s höjd ö. h.; frånsett åskullarna nå sedimenten högst invid dalsidan men ligga lägre längre ut.

Upp mot Grässjön minskas sedimentens mängd ytterligare. Frånsett några helt obetydliga förekomster av glacifluvial sand omges sjön till stor del av odlade mo- och mjälafält, som till en höjd av c:a 165 m ö. h. (enligt Dahls höjduppgift för sedimentationsgränsen) kläda nedre delarna av de här ofta mindre branta dalsidorna. Men till en mycket stor del av sin bredd intas berggrundsdalen av den enligt Dahl upp till 40 m djupa Grässjön.

Vid Lidsjön finns enligt samma författare ett par smärre förekomster av glacifluvialt material, i övrigt ha de lösa avlagringarna också här relativt liten utbredning.

Kring Rådasjöns mellersta och övre del upp till Råda och Uddeholmstrakten nå de leriga sedimenten något större utsträckning. Det är påfallande, hur sedimentmängden och i stort sett även materialgrovleken avta från Brattforsheden till trakten uppemot Rådasjön. På hela sträckan gå endast — i jämförelse med Brattforsheden — obetydliga glacifluvialavlagringar i dagen, och även dessa äro oftast långt ifrån grova. Moiga och enligt Dahl t. o. m. leriga sediment dominera norrut. Först kring Rådasjöns nordände uppträda åter sandavlagringar av betydenhet, härifrån fortsättande upp till Edebäck. Denna sandförekomst har stor utbredning, bredden är i allmänhet 2—3 km, däremot är dess höjd relativt obetydlig. Dahl anför som exempel siffrorna 147.5 och 141 m ö. h. samt för kvarstående sandterrasser vid Edebäck 151—152 m.

Klarälvsdalens senglaciala fjord N om Edebäck »blev till största delen utfylld genom avsmältningstidens oerhörda sedimentmängder, vilka avsattes i fjorden som tydligt årsvarvig finsand». (S. De Geer 1911, s. 17.) Säkerligen anstår grövre glacifluvialt material i dalens botten. Om också N om Edebäck den gamla tektoniska dalen blivit vida fullständigare sedimentfylld än inom området Grässjön—Rådasjön, så synes dock ingenstans finnas närmelsevis så stor anhopning av glacifluvialt material som i Brattforsheden.

Glacifluvialavlagringar Ö och V om Väseås—Brattforshed-stråket.

På den efter många olika källor sammanställda fig. 1 lämnas en översikt över de glacifluviala avlagringarnas utbredning inom ett område av östra Värmland och västligaste Västmanland.

I Filipstadsdalen, det dalstråk som följer närmast Ö om »den förmodade forna Klarälvsdalens», går den ganska obetydliga Filipstadsåsen i dagen som små åsryggar eller isolerade kullar med långa avbrott för sträckor, där den döljs av sjöar eller lerfält. Vid Filipstad är åsen vackert uppdelad i kullar, mellan Lersjö Agen och Nordmark finns sträckvis utbildad en liten markerad åsrygg.

Vid Nordmark, där den senglaciala fjorden förträngdes, vidgas åsen till ett litet randdelta, Nordmarksheden. Dennas yta är tämligen jämn men ligger anmärkningsvärt nog på endast c:a 183 m:s höjd, medan havet, att döma av observationer i angränsande dalgångar, torde ha sträckt sig mycket högre. (Jfr nedan s. 89—90.)

Ovan Nordmark vidgas dalen ånyo något, de glacifluviala avlagringarna inskränkas åter till en ryggformig ås, som med väsentliga avbrott sticker upp ur moavlagringarna. Där den senglaciala fjorden uppemot Stjälphyttan definitivt smalnade av, breda de glacifluviala avlagringarna åter ut sig något (enligt meddelande av fil. dr. N. H. Magnusson).

Det ett par mil Ö om Filipstadsdalen följande Hållsjö—Loka—Grythytte—Hälleforsstråkets glacifluviala avlagringar äro väl kända genom Nelson (1910) och Sundius (1922). Där den smala Lokadalen mynnade i det senglaciala havet, ligger det betydande, av Nelson beskrivna Hållsjöfältet. Genom Lokadalen löper en vacker ås; inom området Torrvarpen—Örlingen omväxla åssträckor med väl utbildade små deltan, regelbundet återkommande »på topografiskt likartade ställen, nedanför mynningen av dalgångar i lägre, öppnare slättbildningar», som Sundius utrett.

V om Brattforshedstråket förekomma en del smärre åsbildningar, t. ex. vid Vallserudshöjden och N därom samt vid Svinkullen och i Älvsbackatrakten, men först i samband med Frykendalen, omkring 1 ½ mil utanför området för översiktskartan fig. 1, uppträda åter verkligt stora glacifluvialavlagringar. Fryken dämms söderut upp av väldiga sandanhopningar kring Fryksta och Kil. Som en fortsättning av dessa stråk torde man få räkna sandfälten vid Trossnäs och Sörmon. Liksom Brattforsheden ligga dessa glacifluviala sandfält nedanför en mycket starkt markerad tektonisk dal, dock ej vid dennas mynning i det senglaciala havet utan längre ut i detta; ej heller ha de uppbyggts till havsytan. Då dessa trakter äro föremål för geologiska utredningar från annat håll, har jag varit förhindrad att här företa några studier.

Isrecessionen.

För förståelsen av de glacifluviala randbildningarna är en möjligast noggrann kännedom om israndens tillbakagång och eventuella stillestånd eller

framryckningar av största betydelse. Inom Brattforshedens område ha inga möjligheter funnits att kvantitativt studera dessa förhållanden. Där finnas varken årsvarviga sediment eller årsmoräner.

Däremot ha områden öster och väster om Brattforsheden lämnat en del bidrag till uppskattning av istillbakaryckningens hastighet.

I Filipstadsdalen har jag gjort försök till isrecessionsstudier grundade på lervarvigheten.[1] Denna undersökning igångsattes att tjäna som bas för konnekteringar med varviga leror eller mjälor N och S om Brattforsheden. Målet var att bestämma den tidslängd som åtgått för hedens uppbyggande och att eventuellt kunna belysa några skilda faser i komplexens bildningshistoria. Även Brattforshedens absoluta datering genom konnektion med professor De Geers svenska tidsskala syntes både möjlig och eftersträvansvärd.

Emellertid nåddes ingen konnektering vare sig med svenska tidsskalan eller Brattforsheden, varför huvudsyftet med mitt arbete i Filipstadsdalen förfelades. Inte ens som lokal isrecessionsstudie gav undersökningen tillfredsställande, entydigt resultat. Här må endast anföras, att något tecken till nämnvärd stagnation i iskantens reträtt längs den undersökta sträckan icke iakttagits, och att isrecessionen från trakten av Daglösens station upp till Lersjö Agen tycks ha försiggått i stort sett jämnt och med en hastighet av omkring 300 m per år, ett värde som dock är osäkert och nämnes med reservation.

På andra sidan Brattforsheden, ungefär 1 $^1/_2$ mil V om Alsterns sydände, finnes S om Västra Örten ett tämligen väl utbildat ändmoränområde. Frånsett ett fåtal åtminstone delvis sannolikt topografiskt betingade anomalier ligga ändmoränerna här ganska regelbundet (se kartan, fig. 35[2]) och tyda på ett jämförelsevis jämnt årligt tillbakavikande av isranden. Ändmoränernas medelavstånd är här omkring 200 m, vilket med all sannolikhet motsvarar årsrecessionen. Längre norrut, närmast söder om Älvsbacka, ligga ändmoränerna betydligt tätare och mindre regelbundet, samt äro delvis otydliga. Deras inbördes avstånd synes ofta hålla sig kring storleksordningen 150 m.

Man har inga säkra belägg för vilka israndlägen i Ö och V, som motsvara det stadium, då Brattforsheden bildades. Men den ytterst ofullständiga kännedom man genom de korta och obetydliga ändmoränstumparna, genom räffelriktningen[3] o. s. v. har om israndens förlopp antyder, att de anförda iakttagelserna rörande recessionen innefatta en stor del av de israndslägen, som motsvara Brattforshedens bildning. Inga tecken synas tyda på att Brattforsheden skulle vara betingad av ett generellt längre stillestånds läge hos isranden.

---

[1] Den sträcka, längs vilken dessa försök gjordes, är på översiktskartan fig. 1 (s. 8) schematiskt markerad med en rät linje.

[2] Norra hälften enligt kartering av G. Assarsson och A. Högbom 1925, södra hälften av N. G. Hörner 1917 med tillägg av E. Wiman 1925.

[3] Beträffande områden under M. G. är det för kalvningens skull ytterligt vanskligt att söka framdeducera israndsriktningen ur räffelriktningen.

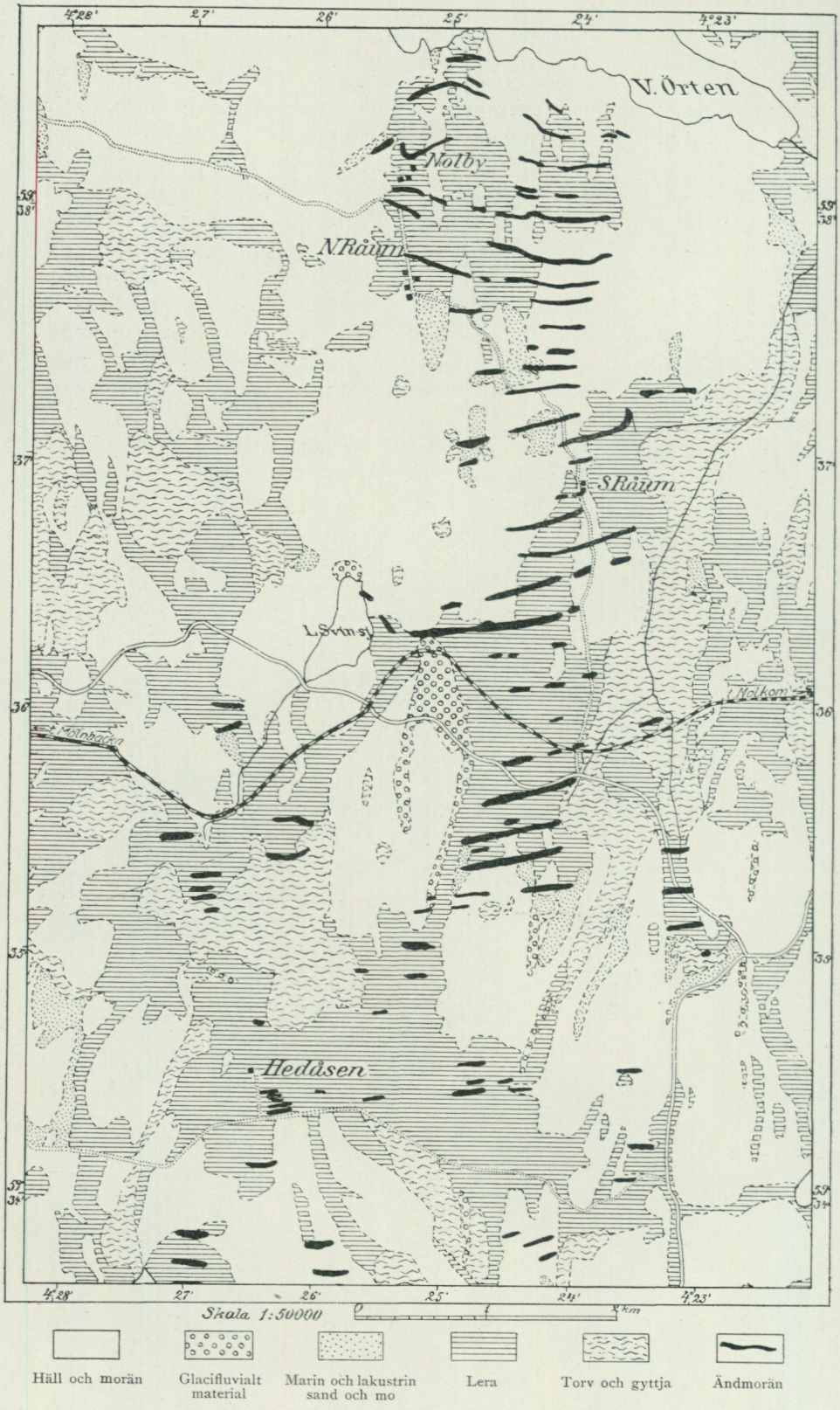


Fig. 35. Karta över ändmoräner S om Västra Örten. Jfr not 2 sid. 87.

Ingen stor ändmorän har iakttagits, och så långt lerundersökningarna sträcka sig har någon allmän stagnation i isens tillbakaryckning ej spårats.

Marina gränsen.

Den på översiktskartan, fig. 1, givna bilden av det senglaciala havets utbildning är starkt schematisk, strandnivån är interpolerad efter ett jämförelsevis ringa antal M.G.-bestämningar, och denna nivå är sedan inlagd på topografiska kartan med ledning av dennas höjdsiffror och terrängbeteckning. Beträffande figurens östligaste del har jag helt stött mig på i Nelsons och Sundius' anförda arbeten lämnade M.G.-uppgifter.

Inom den övriga delen av kartområdet i fråga (fig. 1) finnas, så vitt jag vet, följande förut publicerade M.G.-bestämningar.

Vallserudshöjden V—SV om Lindfors station *183 m.* Se De Geers karta 1910.

Lokal något SV om Geijersdals station, troligen Kleveberget, *185 m.* De Geer 1910.

På Ulverudsberget, c:a 2—3 km S om Daglösens station, *190 m.* De Geer 1910.

Vid Markvattnet (18—19 km SSO om Sutterhöjden) frispolad blockzon med orörd morän omedelbart ovanför c:a *177 m.* Sandegren 1922.

Följande nya M.G.-bestämningar ha gjorts:

Alsterstorp. Terrasshak, ovan vars nivå moränen syntes orörd, c:a *186 ½ m.*

Alsterbotorp. Otydligt terrasshak och dito spolningsgräns, *187—187 ½ m.*

C:a 600 m NV om Storöns NV-spets. Smal lateralterrass, ovan vars nivå moränen syntes orörd, *189 ½ m.*

Vid Kullermossen. Otydlig spolningsgräns i morän, c:a *191 ½ m.*

(V om Norra Höjden. Frispolad blockzon, dåligt utbildad. Omkring 210 m. Barometerbestämning, till värdelöshet osäker.)

Munterhem. (Gräs) i Sunnemo socken. Markerat hak i morän med starkt frispolad blockzon, ovanför vilken moränen syntes orörd, c:a *217—219 m.* Erosionsgränsen följdes icke någon längre sträcka, och det är icke höjt över tvivel att haket och blockströngen verkligen representera M.G.

Ulverudsberget, SO om Asphyttan. Blockstrång och antydan till hak, ovanför vilka moränen syntes orörd, medan där nedanför typiskt och rikligt strandgrus kläder sluttningen, c:a *180 m.* Något nordligare finnas frispolade block och antydan till hak också på högre nivå, så på 186 m. På annat ställe frispolade block mellan 189 och 190 m. (I närheten av den De Geerska lokalen, möjligen densamma.) Den skarpa, av vanliga strandfenomen markerade övergången mellan svallgrus och orörd morän på 180 m:s-nivån torde bevisa dennas egenskap av M.G. De övriga block-

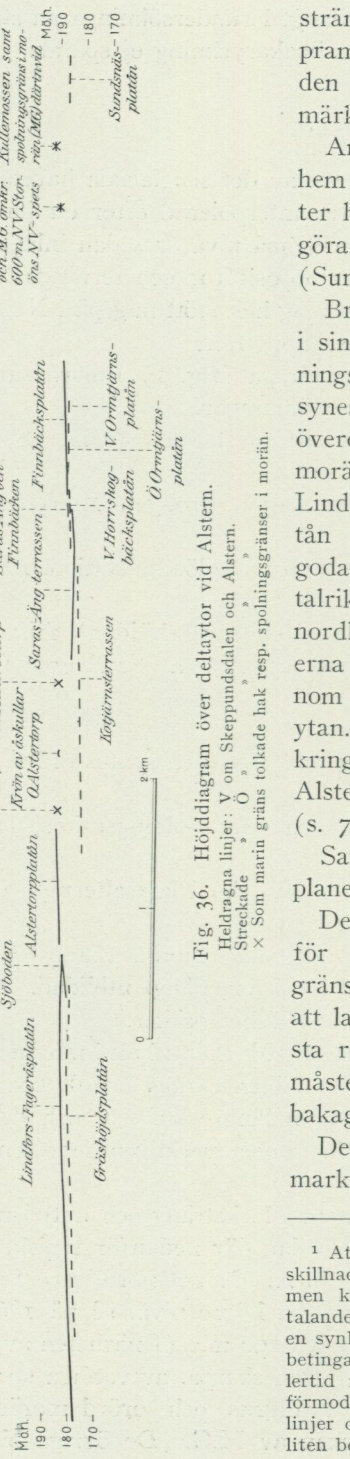


Fig. 36. Höjddiagram över deltaytor vid Alstern.
Heldragna linjer: V om Skeppundsdalen och Alstern.
Streckade » Ö » » »
× Som marin gräns tolkade hak resp. spolningsgränser i morän.

strängarna och haken skulle i så fall vara supramarina glacifluviala erosionsföreteelser av den typ som A. G. Högbom (1901) fäst uppmärksamheten på.[1]

Anmärkningsvärt är, att M.G. vid Munterhem skulle ligga vid pass halvtannat tiotal meter högre än den av deltaplan att döma synes göra vid den 4 mil rätt i Ö belägna Örlingen. (Sundius 1922.)

Brattforshedens deltaplan synas i allmänhet i sina proximala delar rätt väl motsvara bildningstidens vattenyta. För en del av deltana synes detta särskilt påtagligt genom den goda överensstämmelsen mellan deras plan och i morän utbildad M.G. Jfr t. ex. på fig. 36 Lindfors—Fageråsplatån och Alsterstorpsplatån med M.G.-märket vid Alsterstorp. Den goda överensstämmelsen i ythöjd mellan de talrika smådeltana på båda sidor sjön något nordligare (Finnbäcksplatån, Ormtjärnsplatåerna etc.) kan svårligen förklaras annat än genom uppbyggnad till den gemensamma vattenytan. Anledningen till att deltaytorna häromkring ligga något lägre än man av M.G. vid Alsterstorp skulle vänta har i det föregående (s. 72—74) diskuterats.

Sannolikt motsvarar också det lilla deltaplanet på Sutterhöjden M.G.

Den gjorda undersökningen har visat, att för Brattforshedens vidkommande marin gräns och marginalstrand sammanfalla, d. v. s. att landet vid isens tillbakagång hade sin största registrerade nedpressning. Att man också måste anta landet statt i höjning vid isens tillbakagång har förut framhållits.

Det abnormt lågt liggande deltat vid Nordmark synes till följd av för liten materialtill-

[1] Att både De Geers värde och mitt — trots 10 m:s nivåskillnad — båda kunna motsvara M. G. är högst osannolikt men kanske icke fullständigt orimligt. Enligt tidigare uttalanden av von Post (1919) och Sandegren (1921) skulle en synkron Vänergräns' isobassystem visa verkliga språng, betingade av postglaciala förkastningar. Saken synes emellertid numera ej längre så klar. Jfr von Post 1925. De förmodade sprången voro knutna till tydliga dislokationslinjer och kunna knappast väntas i en till synes så enhetlig liten bergmassa som Ulverudsberget.

försel aldrig ha byggts upp till havsytan. Någon M.G.-bestämning i närheten har jag ej varit i tillfälle göra, men M.G. torde här näppeligen nämnvärt understiga värdena för motsvarande sträckor av angränsande dalstråk.

Om några orsaker till randdeltans bildning.

Ett randdelta innehåller i regel vida större sedimentmassor än en motsvarande sträcka av en normal ås. Visserligen bidrager randdeltats ofta vidsträckta utbyggnad i relativt grunt vatten, alltså med obetydlig mäktighet, att ge en överdriven föreställning om mängden sand och grus. Så innehåller enligt Nelson (1910, s. 221) det vidsträckta Hållsjöfältet föga större sedimentmängd än det mäktigare men till arealen mycket mindre åspartiet Pålamalm på Södertörn. (Jfr S. De Geer, 1905.) Men nästan alltid betecknar randdeltat en faktisk och betydande materialansvällning av den ås, till vilken det hör. Detta är för Brattforshedens vidkommande synnerligen tydligt. Efter vad föregående framställning givit vid handen, måste vi där räkna med icke blott stor utsträckning utan också betydande mäktighet. Varken åspartierna S om heden eller den mycket ofullständiga dalfyllnaden längre norrut i Alstern—Sunnemo—Rådadalen kunna uppvisa någon närmelsevis så stor sand- och grusanhopning.

En ökad deltasedimentavsättning på en plats kan åstadkommas på två sätt: antingen genom en ökning av flodens årliga sedimentföring eller genom att floden med oförändrad sedimenttransport en längre tid mynnat på platsen i fråga.

De stora glacifluviala deltabildningarna synas icke kunna annorlunda förklaras, än att isälvsmynningarna här blivit liggande på samma plats en längre tid. Åtskilliga deltan ligga vid generella stillestånds linjer hos isranden, så de vid mellansvenska ändmoränerna, exempelvis Dals Ed (De Geer 1909) och Valle härad (Munthe 1905, Ahlmann 1912 och 1916) och de vid Salpausselkä (se Leiviskä 1920[1] samt beträffande stillestånds läget Sauramo 1918 och 1923). Dessa deltabildningar betingas väsentligen av samma faktorer, som resulterat i isens allmänna stillestånd längs ifrågavarande linje. Sauramo (1923) har sökt visa, att dessa israndsstillestånd varit helt topografiskt betingade och ingalunda framkallade av klimatiska faktorer. Att topografien spelat mycket stor roll torde få anses fastslaget, men då t. ex. de mellansvenska ändmoränerna gå fram under mycket olika terrängförhållanden, kan topografien icke ensam ha varit avgörande utan klimat-

[1] Leiviskä förnekar dock i stor utsträckning dessa bildningars deltanatur och isälvarnas betydelse. Beträffande Leiviskäs avvikande tolkning hänvisas särskilt till den stora Salpausselkämonografiens tionde kapitel: »Die Entstehung des Salpausselkä». (Leiviskä, a. a. ss. 339—359.) Isälvarnas stora betydelse för trakten i fråga har emellertid — efter vad det vill synas fullt övertygande — fastslagits av Sauramo 1923. Någon anledning att betvivla att i Salpausselkä ingå ganska betydande verkliga deltabildningar synes icke finnas, att döma efter publicerat material.

faktorer måste ha spelat in.[1] Om nederbörden (jfr Antevs 1922) eller temperaturen (korta somrar, långa vintrar; Brückner 1921) varit bestämmande torde t. v. knappast kunna avgöras.

I motsats mot randdeltana vid de stora ändmoränerna synes Brattforsheden icke kunna inpassas i något generellt stillestånds läge hos isranden. Som av tidigare beskrivning framgår, ha hittillsvarande undersökningar inte givit vid handen, att något mer betydande stillestånd i istillbakaryckningen skett Ö och V om Brattforsheden, utan recessionen tycks där ha varit normal. I detta sammanhang må dock nämnas, att enligt benäget meddelande av statsgeologen fil. dr. R. Sandegren ett något sydligare israndsläge finns registrerat i en serie olika randbildningar några mil SV om Brattforsheden.

Brattforshedens läge är analogt med åtskilliga andra randdeltans: vid en senglacial fjords mynning mot det vida, öppna vattnet. Så ligga Hållsjö- och Riddarhyttefälten (Nelson), så de av Sandler (1917) beskrivna ångermanländska randdeltana. Ett i viss mån likartat läge ha några randdeltan i Grythyttetrakten (Sundius 1922). Dessa ligga visserligen inte direkt vid fjordmynningar, men vid topografiskt något likartade platser: vid »mynningen av dalgångar i lägre, öppnare slättbildningar» (Sundius 1922 om Grythyttedeltana). Ganska analogt ligga också några sydostnorska randdeltan, så de i stråket Hen-Randsfjord (Holtedahl 1924, pl. XXII). Inget av de nämnda svenska fjordmynningsranddeltana synes efter vad hittills är känt kunna infogas i något allmänt stationärt israndsläge.

För Hållsjöfältet gäller, att isälvens material kan ha förts fram genom den mycket smala dalen till dennas mynningsvik i havet, även sedan isranden dragit sig långt tillbaka (Nelson 1910). För åtskilliga andra randdeltan av denna typ, så för Brattforsheden, är en dylik förklaring icke tillämplig. Dalgången är här bred och icke utfylld. Isbrämet och därmed isälvsmynningen måste ha legat nära dalens mynning hela den tid, som åtgått för hedens bildning. Vi synas alltså här ha haft ett lokalt, topografiskt betingat israndsläge av vissa varaktighet.[2] Dylika lokalt stationära israndslägen vid de senglaciala fjordarnas mynningar tyckas, redan att döma av de uppräknade deltabildningarna i sådant läge, vara en mycket vanlig företeelse, för vilken man har att söka en generell förklaring. De faktorer, som betinga denna isrecessionens »M.G.-hejdning», måste på något sätt sammanhänga med isfrontens övergång från helt havs- eller sjöläge

[1] S. Johansson (1926, ss. 246—247) påpekar, att då en sänkning av sjöytan (det rör sig om Baltiska issjöns tappning) minskar vattendjupet vid ett glaciärbräm, störes den genom kalvningen dittills uppehållna jämvikten mellan vattendjup och ismäktighet, och recessionen hejdas för en tid genom minskade kalvningsmöjligheter. »De kända randbildningarna i Baltikum behöva därför icke vara klimatiskt betingade.»

[2] Också andra topografiska förhållanden kunna givetvis betinga anhopningar av glacifluvialt material. Jfr vad som i det föregående sagts om Väse Allmänningshed och Sutterhöjden ävensom Holtedahls (1924, s. 52) iakttagelse, »att isranden har en tilbøielighed til å bli liggende stille hvor man har en terskel eller en insnevring av dalsiden» (jfr i Holtedahls a. a. bildningarna vid Hauersæter, Dal och Minnesund).

till väsentligen landläge. En på land slutande glaciärs randförskjutningar bestämmas av isrörelsen, som strävar att vidga glaciärens område, och avsmältningen, som arbetar på glaciärens förminskning. Israndens framryckning, tillbakagång eller stillestånd beror av dessa faktorers relativa storlek. För en i hav eller sjö mynnande glaciär tillkommer kalvningen, som jämte avsmältningen verkar för isfrontens tillbakadrivande. Olika typer av kalvning ha förut behandlats (ss. 60 och 76). Vid diskussion av kalvningens betydelse för våra senglaciala bildningar synes man huvudsakligen ha fäst sig vid vad man kunde kalla uppbrytningskalvning: glaciärändens uttunnas så att den inte längre tynges ned till havs- eller sjöbottnen utan flyter upp och bryts loss. Hur vid dylik »uppbrytningskalvning» isrecessionen hejdas, då isranden drar sig tillbaka till grundare vatten eller land utredes av Sauramo 1923, ss. 150—152 och fig. 20. Vilken inverkan skulle den senglaciala fjordmynningen ha på förloppet och tillbakaryckningen av en isrand, som icke påverkades av annan kalvningstyp än denna? Detta är ett specialfall av frågan, hur topografien påverkar isranden. Om vid isens flytning på havsvattnet $^1/_8$ av ismassan befinner sig ovan vattenytan, $^7/_8$ under, och isen bryts upp just där den börjar flyta, så skulle isranden komma att ligga där isens mäktighet är $^8/_7$ av vattnets djup. Med kännedom om vattendjupet vid isavsmältningen och kalvningsbukternas utsträckning skulle man under de gjorda förutsättningarna kunna beräkna isytans lutning nära randen. Å andra sidan bör man med kännedom om ytlutningen och isens normala recession på platsen kunna närmelsevis beräkna israndens förlopp i förekommande terränger.

En i isrörelsens riktning utsträckt dalgång måste, där både dalen och dess omgivningar ligga täckta av hav eller sjö, betinga en bukt i isranden, då i dalens djupare vatten en mäktigare, något mer proximal del av istäcket bryts bort än i omgivningens grunda vatten. Där dalgången ligger på land skjuter i stället en islob ned (jfr Sauramo 1923, s. 146). Under likartade topografiska förhållanden blir den supramarina isloben av större längd än det i vatten ändande isbrämets bukt. Rent teoretiskt skulle man vänta, att under de gjorda antagandena topografien på land har c:a 7 gånger större inflytande på israndens förlopp än havsbottnens topografi och verkar i motsatt riktning. Isen uppbrytes till den punkt, där den tilltagit i tjocklek med en sjundedel av havets djupökning. På land sträcker sig isranden i en dalgång däremot så långt fram, att dess uttunning inom lobens område når samma belopp som dalens djup inom ifrågavarande sträcka. — Detta resonemang är helt teoretiskt och tar ej hänsyn till olikformigheter i isens rörelse. I naturen kompliceras förhållandena också genom att isytans lutning ej är jämn.

Omslaget från isbukt till islob bör ske i närheten av det ställe, där dalsidorna höja sig över vattnet, och detta omslag, som jag anser registrerat i Brattforshedens topografi, är blott vad man av teoretiska skäl måste vänta. Principskillnaden mellan glaciärisens förhållande ovan och i havet är utförligt behandlad av Sauramo (1923) och tidigare, med stöd av direkta

iakttagelser vid recenta glaciärer påpekad av bl. a. Tarr (1909 s. 37). Bukten och loben äro enligt vad ovan anförts lättförståeliga. Däremot kunna icke med uppbrytningskalvningen direkt sammanhängande förhållanden förklara isrecessionens hejdning vid den senglaciala fjordens mynning. Drar sig iskanten tillbaka uppåt en dalgång, som långsamt och regelbundet lutar ned under havsytan, så bör kalvningen i dalen fortsätta till dess dennas botten i det närmaste når upp ovan havsytan. Först sedan inträda här de för supraakvatisk avsmältning rådande förhållandena. Man skulle alltså vänta, att isranden i dalbottnen droge sig tillbaka med ungefär oförändrad eller blott långsamt och successivt ändrad hastighet, så länge dalbottnen låge under vatten. Inom de ovan havsnivån liggande områdena på sidan om dalen synes avsmältningen skett snabbare. Att isranden hejdas vid fjordmynningen måste bero på andra faktorer än uppbrytningskalvningen, bland annat:

1. Havets direkta inverkan på isrecessionen upphör eller förminskas. Isrecessionen i öppet hav kan ha gynnats av havets smältande och eroderande inverkan på isranden. Denna inverkan bör ha yttrat sig dels i direkt smältning, dels i smältnings- och erosionskalvning (jfr s. 76). Den genom havets temperatur och vågrörelse orsakade ökningen av recessionshastigheten upphör till stor del i fjorden. Dit nå icke de starka vågorna; det relativt varma havsvattnet förträngs av glaciärens eget kalla avbördningsvatten, vars smältförmåga på isen ytterligare minskas genom saltfriheten.[1] I och med att isbrämet från det öppna vattnet drar sig in i fjorden, bör vågerosionens och smältningens försvagning medföra ett förlångsammande av recessionen.[2] Och dalen spärras kanske av deltasediment, så att havet inte längre når fram till isen. Så synes i rätt stor utsträckning ha varit fallet med Brattforsheden. Att denna faktor verkligen spelat en väsentlig roll vågar man kanske sluta av de glacifluviala avlagringarnas starkt minskade dimensioner, där en ganska avsnörd havsfjärd i det nuvarande Lungenbäckenet nådde Alstersänkans is. Dennas reträtt synes här ha påskyndats, så att tiden ej räckt till för uppbyggande av närmelsevis så stora glacifluvialavlagringar, som något sydligare.[3] Först ett stycke norr om Alstern, där dalgången uppemot Svartå förträngs på nytt, komma åter betydande glacifluvialavlagringar till synes.

2. Isrörelsens starkare koncentration till dalgångarna ovan M. G. än under. Den helt i vatten ändande landisen är, såvida den är någorlunda mäktig, över hela fronten stadd i rörelse. Jfr exempelvis Drygalski 1921. Ovan marina gränsen koncentreras glaciärrörelsen inom de distala delarna mer till dalgångarna. Särskilt betydelsefull vore denna faktor, om man med Jentzsch (1922) antoge, att isrörelsen

[1] Betydelsen för isrecessionen av det salta vattnets större smältningsverkan har framhållits av Sauramo (1923, s. 155), som åberopar sig på iakttagelser av Tarr.

[2] Att smältnings- och erosionskalvning ej helt upphöra i fjorden har förut visats (bl. a. s. 79).

[3] Jfr något analoga förhållanden i Romerike, beskrivna av Holtedahl (1924, s. 49).

mycket väsentligt skett tack vare ett glidskikt av vatten. Under M.G. kunde kanske detta glidskikt finnas överallt, ovan M.G. borde det huvudsakligen finnas endast i dalgångarna, dit smältvattnet sjunkit ned; däremot skulle vattenskiktet fattas på höjderna, där isrörelsen således i avsaknad av glidskikt bleve mycket obetydligare. Men även frånsett vattnets ingalunda oomtvistliga betydelse som rörelsefrämjare, torde dalarna spelat större roll för distala ispartiers rörelse ovan M.G. än under särskilt när reliefen blir kraftigare ovan M.G.

Det åtgår en viss tid för isrörelsens omarrangering från mer jämn fördelning över hela fronten till koncentration i dalgången. Under denna tid rycker isranden inom höjdområdena tillbaka, men i dalgången hejdas tillbakaryckningen genom att längre bort liggande ismassor alltjämt pressas fram denna väg. Kalvningen försvåras eller förhindras av den redan uppbyggda sedimentspärren. När sedan så att säga nya jämviktsförhållanden inträtt i isens rörelsefördelning och isavsmältningen fortskridit avsevärt på de högre områdena, kan åter israndens tillbakaryckning även i dalgången taga ny fart. Sedimentanhopningen per sträckenhet av dalgången blir i och med den ökade recessionshastigheten åter mindre.

Eoliska bildningar.

Brattforsheden har jämte sina morfologiskt rikt växlande glacifluviala sand- och grusavlagringar också att uppvisa efter svenska förhållanden betydande flygsandsbildningar.

Dessa ha redan några gånger fått ett kort omnämnande i litteraturen. C. G. Dahl, som genom studier på ort och ställe är förtrogen med området, har under hänvisning till den topografiska kartan med några rader framhållit vissa iögonenfallande drag hos en del långa, smala åsar av idel sand och med en egendomlig, karakteristisk orientering utan att dock i dem igenkänna dyner (Dahl 1902, s. 72). Svenonius (1917, s. 40) meddelar i förbigående på tal om Brattforsheden: »F. ö. säges, att även flygsandsdyner finnas till ansenlig höjd på heden.» I. Högbom (1923, ss. 155—156) ägnar en sida åt Brattforsheddynerna, citerar Dahls och Svenonius' uttalanden och anknyter därtill de reflexioner och slutsatser han sett sig i stånd att göra utan att personligen känna området. Halden (1923, s. 97) medtager ifrågavarande bildningar vid en uppräkning av några svenska inlandsdyner.

Dynernas utbredning, form och dimensioner.

På kartan, tavla 1, synes hur huvudmängden av Brattforshedens dyner äro fördelade på två skilda områden. Det ena ligger väsentligen i och väster om Hultmossen, men därtill ansluta sig också några dyner N om Stegla ävensom möjligen dynerna vid Stortjärnsplatåns södra och delvis östra distalsluttning. Det andra dynområdet ligger kring Alsterns nordände. I samband med detta fält torde också dynerna mellan Pardixhyttan och Djäknetjärn lämpligen behandlas.

Utom den flygsand som anhopats i dyner finnas vid båda områdena tunna täcken av flygsand och finare eoliska sediment, särskilt iögonenfallande på Gräshöjden samt i Finhöjd-Pardixhöjdtrakten.

Dynfältet vid Hultmossen och övriga dyner inom Brattforshedens sydliga delar.

Från något SO om Stegla ned till Gräshöjdens nordände sträcker sig i svaga böjningar en någorlunda nordsydlig dyn — om också på ett par ställen med smärre avbrott eller ansatser därtill. Öster om denna sandrygg följer en svit mot Ö konvexa dynbågar, på några ställen förgrenade och anasto-

moserande och i regel väl markerade i topografien; liksom den förutnämnda nordsydliga dynen äro de i allmänhet 4 à 5 till 8 m höga, på få ställen något mer, ibland mindre. I trakten av Brohultstjärnarna kan man räkna tre dylika markerade dynbågar utanför varandra inom ett avstånd av 700—800 m Ö om den nordsydliga Stegla—Gräshöjddynen. I N och S svänger dynbågkomplexen in mot närheten av den rakare Stegla—Gräshöjdsdynens ändar, men på vardera stället blott med en dyn, i norr med den innersta, i söder med en yttre, de övriga upphöra utan lika markerade insvängningar.

Ur Hultmossen höja sig — i allmänhet helt obetydligt — en del dynryggar, som så när som på de nordliga ha övervägande nordostsydvästlig längdutsträckning. (En dyn har dock mellan ett par skarpa krökar en i medeltal nästan ostvästlig sträckning av mer än en halv kilometers längd.) Den huvudsakliga längdriktningen för de dynryggar som sökt sig upp på Gräshöjden är NO—SV till NNO—SSV.

Hela detta dynfält ligger Ö om Brattforshedens stora sydliga deltabildningar, men på själva de jämna eller svagt undulerande deltaplanen här finnas inga dyner med undantag av ett par helt flacka flygsandsdrivor.[1] Dynerna ligga dels i sänkor eller där deltaplanet slutar och går över i lägre område (flygsanden har då icke sällan vandrat ut över marin mo), dels ligga de uppe bland Gräshöjdens bergknallar.

Exempel på flygsandsavlagring vid randen av ett deltaplan ger Stegla—Gräshöjdsdynen, som maskerar underlagets här obetydliga sluttning ned mot ett lägre område. Se profilen, fig. 37. Det är anmärkningsvärt, att dynen, fast dess läge tydligen bestämts av sluttningen, ändå höjer sig betydligt över deltaplanet (vid profilen c:a 6 m).

Ett ännu mer utpräglat läge strax utanför ett deltaplans slut ha de enstaka, långa dynerna nedanför Stortjärnsplatåns södra och delvis östra distalsluttning (den övre, där dubbel distalsluttning är utbildad). Dessa flygsandsryggar vid Stortjärnsplatån dölja inte distalsluttningen, utan ligga som nämnt nedanför.

Dynerna kring Hultmossen ha regelbundet östsluttningen brantare än västsluttningen. De brantare si-

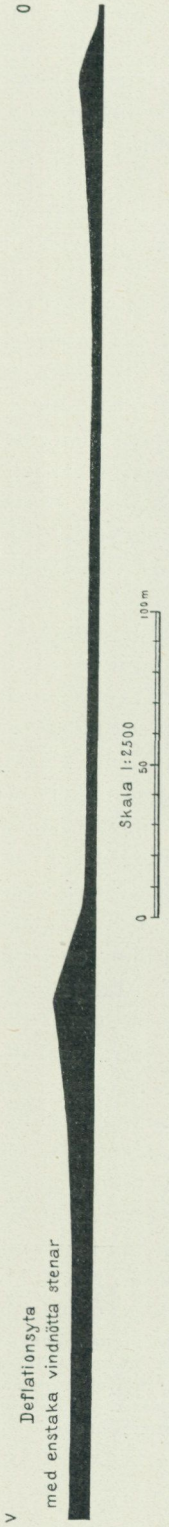


Fig. 37. Västostlig profil över ett par dyner V om Hultmossen. Profillinjen passerar c:a 150 m norr om Lilla Brohultstjärns nordände. Deflationsytan på profilens västligaste del tillhör Gräshöjdsterrassen.

[1] En långsträckt (NO—SV-lig) mycket flack sådan sanddriva ligger ungefär 1/2 km V om landsvägspassagen genom Skeppundsdalen, och en liten miniatyrdriva ligger 600 m V om Lilla Brohultstjärns nordände.

dornas lutningar ha på många håll uppmätts till omkring 20°, ibland något mindre, ibland mer, sällan torde den dock nå eller överstiga 30°. På de flackare sidorna ha bestämts lutningar av 5—10°, icke sällan torde de nå åtskilligt mer.[1] De bågböjda dynerna ha den konvexa NO—Ö—SO-sidan brantast. En liten i ostvästlig riktning utsträckt dynflank Ö om vägen drygt 1 km SSO om Stegla har nordsluttningen starkast lutande, dynen S om Stortjärnsplatån däremot sydsluttningen. Ställvis äro båda sidorna tämligen branta och skillnaden i lutningsgrad dem emellan obetydlig.

Utom det beskrivna flygsandsfältet finnas en del enstaka, spridda dyner inom Brattforshedens sydliga delar, särskilt vid den södra distalsluttningen. Dessas orientering är mindre regelbunden, om de också i allmänhet ha en längdutsträckning i distalkantens riktning. Dynen nedom distalsluttningen mittför Skeppundsdalens förlängning är brantast mot S, den vid Fageråsbackarna förefaller däremot ha sin starkaste lutning mot N, om också sydsidan ställvis inte kommer mycket efter.

Räknar man också flygsandsbildningarna N om Stegla med till Hultmossen—Gräshöjdens dynfält, får detta en nordsydlig utsträckning (ungefär i dynernas längdriktning) av över en halv mil. Dynfältets utsträckning vinkelrätt mot dynernas längdriktning är ofta bortåt 1 km men når endast undantagsvis $1^1/_2$.[2] De enskilda dynernas längd överstiger i några fall 1 km. Bortser man från ett knappast fullt utbildat avbrott och ett troligen delvis sekundärt sådant, når dynen vid västsidan av Stegla—Gräshöjdsvägen 2 km. Dynen Ö om Stortjärnsplatån är föga kortare, om man räknar med dess längd före sönderskärningen genom Djupa Dalen.

De hittills nämnda, ofta ganska stora dynerna, liksom också de i det följande behandlade inom Brattforshedens norra del och norr därom, äro klädda av en i allmänhet sluten vegetation liknande den som täcker heden i övrigt, och de ådagalägga på flera sätt, att den flygsandsdrift som byggt upp dem tillhör en längesedan förgången tid (varom mera framdeles).

Vid Mångens södra strand, på den »Nehrung» som skiljer sjön från Mångsmossen, finnas dyner, låt vara i miniatyr, som bildas än i dag. Av deras nära anslutning till en strandnivå som Mången fått först genom att dess avlopp dämdes upp på 1600-talet[3] torde kunna slutas, att de troligen helt tillhöra en mycket sen tid. De äro oregelbundna kullar, bildade av sand, som från stranden blåses upp bland den ofta sparsamma gräs- och risvegetation, vilken fått fäste ovanför en viss linje, som tydligen representerar ett recent högvattenstånd ehuru knappast de sista årens. Vegetationen hejdar sanddriften, och under växelverkan mellan växter och sand bildas om också blygsamma representanter för en vid många kuster vanlig,

[1] Lutningsbestämningarna äro gjorda på få lokaler, och med undantag för de avvägda profilerna, fig. 37 blott med klinometer, och därför mycket grova.

[2] De ur Hultmossen uppstickande flygsandsryggar, som genom läge och riktning visa sin samhörighet med det mer samlade dynfältet, äro medräknade däremot ej Stortjärnsplatåns distaldyn.

[3] Dateringen enl. Furuskog (1924, s. 187), som meddelar, att privilegier för Mångshyttan utfärdades 1642.

ofta och utförligt beskriven dyntyp. Vid Mången tyckes det främst vara odon som växer uppåt och utåt, vartefter flygsanden begraver plantans äldre delar. Mångenstrandens oregelbundna flygsandskullar äro av mycket blygsamma dimensioner, höjden går upp till någon meter, kanske undantagsvis till två.



H. Olivecrona foto 1919

Fig 38. Små recenta dyner vid Mångens sydände. Bortom bukten skymtar ett stycke av Lindfors—Fageråsplatån och däröver Hällebergshöjden.

Dynfältet vid Alsterns nordände och övriga dyner inom Brattforshedens norra delar.

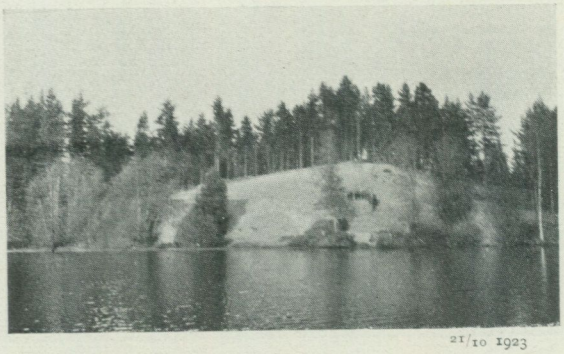
Frånsett några enstaka utlöpare har det samlade dynfältet vid Alsterns nordände en största nordsydlig utsträckning av c:a 3 km, och detta mått sammanfaller ungefär med det som erhålles, om man räknar fältets dimensioner i dynernas dominerande längdriktning. Maximiutbredningen i Ö—V (ävensom tvärs mot dynriktningen) överstiger 4 km.[1] Medan Hultmossen—Gräshöjdens dynfält hade större mått i dynernas längdriktning, har det norra fältet ansenligare dimensioner vinkelrätt däremot och är rikare försett med efter varandra följande dyner. Som synes av kartan (tavla 1) är formen av detta flygsandsfält tämligen oregelbunden.

Den allmännaste längdriktningen av dynerna vid Alsterns nordände torde kunna anges till ungefär NNO—SSV. Dynerna ha dock jämte vindling i

[1] Några dyner falla utanför området för kartan, tavla 1, men dessa finnas medtagna på kartskissen, fig. 50.

detalj en utpräglad bågform i stort med bågarna konvexa mot SO och flankerna »släpande efter» i NV. Fältets huvuddel visar en serie i någon mån koncentriska dylika bågar. En ostvästlig profillinje, dragen genom största Långtjärns sydände, skulle skära 17—18 dynryggar, vid skärningen övervägande ungefär nordsydliga, fördelade på en sträcka av 3 km. De flesta profiler, på annat ställe lagda tvärs genom dynområdet vinkelrätt mot dynerna, skulle visa något mindre antal.

Icke sällan stöta dynerna samman eller förbindas av anastomoser. Vid fältets sydvästbegränsning finnas några dyner (Långbromana, delvis Flykärrmana), som gå ungefär vinkelrätt mot områdets allmänna dynriktning på ett sätt som överensstämmer med den av bl. a. I. Högbom (1923, ss. 148 och 192) påpekade tendensen hos vissa randdyner att ordna sig parallellt med fältets begränsning. I vårt speciella fall har tydligen berggrundstopografien haft stor betydelse: dynfältets SV-begränsning betingas delvis av berggrundsdalens sluttning, uppför vilken dock en del dyner vandrat.



21/10 1923

Fig. 39. Dynskärning vid Alstern 1/2 km NV om Pardixgård. Bilden tagen från S. (Pojkarna som stå i en klunga mitt i skärningen kunna tjäna som skala).

Väster om Alstern slutar fältet söderut med den kraftiga Nabbmana—Långbromana samt ryggen V om Långbrokärret; öster om sjön avslutas fältet mot S icke av någon sådan markerad begränsningsdyn utan med några mer isolerade, smärre dyner mellan Pardixgård och Pardixhyttan, i allmänhet något böjda och oftast av NNO—SSV-lig utsträckning.

I N synas områdets dyner i allmänhet icke visa benägenhet att konvergera, några randdyner äro icke utbildade, och flygsandsfältet slutar här till större delen utan markerad avgränsning på de än flacka, än svagt kuperade, vattensedimenterade sand- och moavlagringar, som bilda dynernas underlag.

De i NO—SV till N—S utsträckta dynerna ha SO- resp. Ö-sidan brantast (se profilerna, tavla 2). (Förhållandet kan möjligen också skönjas på fotot, fig. 39, ehuru där något utsuddat genom sen sekundär sanddrift.) Långbromana och västflanken av Flykärrmana samt några andra vid eller nära fältets västra gräns belägna dynpartier med NV—SO-lig längdut-

sträckning ha sin starkaste lutning mot SV, medan några dyner, som i fältets norra del visa NV-lig längdriktning, tvärtom ha NO-sidan brantast, alltså i båda fallen den sida som vänder sig bort från fältets centralare delar.

Dynläsidornas lutningsvinklar äro starkt varierande, oftast från omkring 17 till c:a 25° eller något mer (mest grova klinometerbestämningar); i regel synas höga dyner vara brantare än lägre. På fotot, fig. 40, synes (där skogen slutar) en läsidelutning, tämligen typisk för områdets högre dyner.



25/9 1921

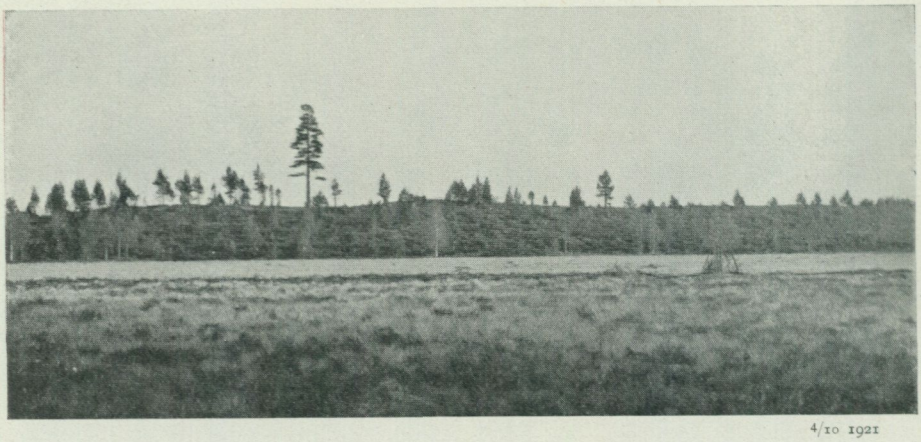
Fig. 40. Läsidor av dyner vid Skvasselbäcksmynningen. Bilden tagen mot SV. (Den understa delen av sluttningen nedtill till höger på fotot orsakad av Skvasselbäckens erosion. Själva dynen torde dock sträcka sig ett stycke under banans nivå.)

En jämförelse med järnvägsskärningen genom den mindre, närmare dynen visar direkt, att dynläsidan lutar flackare än rasbranten. Några ur noggranna mätningar beräknade värden återfinnas på fig. 62, s. 145. De flackare, huvudsakligen mot NV riktade sidornas lutning har endast i ett mindre antal fall bestämts och synes hålla sig mellan 5 och 15°, undantagsvis ännu mer, då det stundom händer, att båda dynsidorna te sig närmelsevis lika branta. Medan den brantaste sluttningen i profil genom dynen i regel framträder som en rät linje (med undantag för det allra översta och ibland nedersta partiet), ter sig i profilen den svagare sluttningen ofta som en svagt krökt kurva.

I höjd växla dynerna från endast någon meter till 10—12 m, undantagsvis mer. En rätt god allmänföreställning om områdets vanliga dynhöjd

torde profilerna, tavla 2, ge. Till komplettering av den bild över dynhöjderna tavla 2 givit, må några siffror från andra delar av fältet anföras.

Den högsta dynen inom kartområdet (tavla 1) torde vara Flykärrmana, som når över 15 m. (Spegelbestämningar ha givit vid handen, att Flykärrmanas SO-sida når höjder av upp till c:a $16^1/_2$ m, den mot bergssluttningen vända sydvästsidan synes nå en största höjd av c:a $15^1/_2$ m. På dynens flackare nordsluttning ha visserligen inga större höjder än drygt 13 m erhållits, men här låg även utgångspunkten på flygsand, ej på dess underlag.) På Långbromana ha spegelbestämts höjder av över 13 m, även det ett mått, som endast sällan nås av traktens dyner. Ännu fältets yttersta dyn mot SV reser sig 9—10 m över omgivande mossar. Lägre äro fältets sydliga dyner på östra sidan om Alstern, de vid Pardixgård och Nygård



4/10 1921

Fig. 41. Dynen mellan Stormossen och Finnputten, sedd från NV (vindsidan).

och ned mot Pardixhyttan. Dynen närmast Nygård synes exempelvis i medeltal nå en höjd av ungefär 5 m, på enstaka punkter $5^1/_2$ m. Dynen närmast N om Pardixhyttan har däremot, tydligen gynnad av rikligare utgångsmaterial, blivit ända till 8 m hög.

Varje enskild dyns höjd är, även om ändpartierna frånräknas, tämligen växlande. I allmänhet förlöper en dyns krönlinje inte under någon längre sträcka horisontalt utan visar ofta en om också svag tendens till »puckelighet». Jfr fig. 41.

Samma förhållande torde också kunna skönjas på detaljkartan, fig. 42, som tjänar det dubbla syftet att återge några för dynernas morfologi i allmänhet utmärkande drag och att illustrera en speciell komplikation: två dyner av olika riktning vilka synas korsa varandra.[1] Tänker man sig den ena av de båda korsande dynerna borta — likgiltigt vilken — och den andra

[1] Dynkorsningen i fråga ligger 600 m VNV om vägövergången över Långbromana. Fig. 42 är en förminskad reproduktion av en i skalan 1 : 1000 uppgjord mätbordskarta. Konturer och nivåkurvor äro noggrant inmätta.

obehindrat fortsättande genom den nuvarande knutpunkten, får man en ganska karakteristisk bild av vissa drag i dynernas vanliga detaljmorfologi. Dock ha det återgivna dynkorsets alla armar, med undantag av den nordostliga, åtminstone delvis abnormt brant sluttning mot det nordligare hållet — vindsidan — och närmast »knuten» har den sydvästra dynarmen också

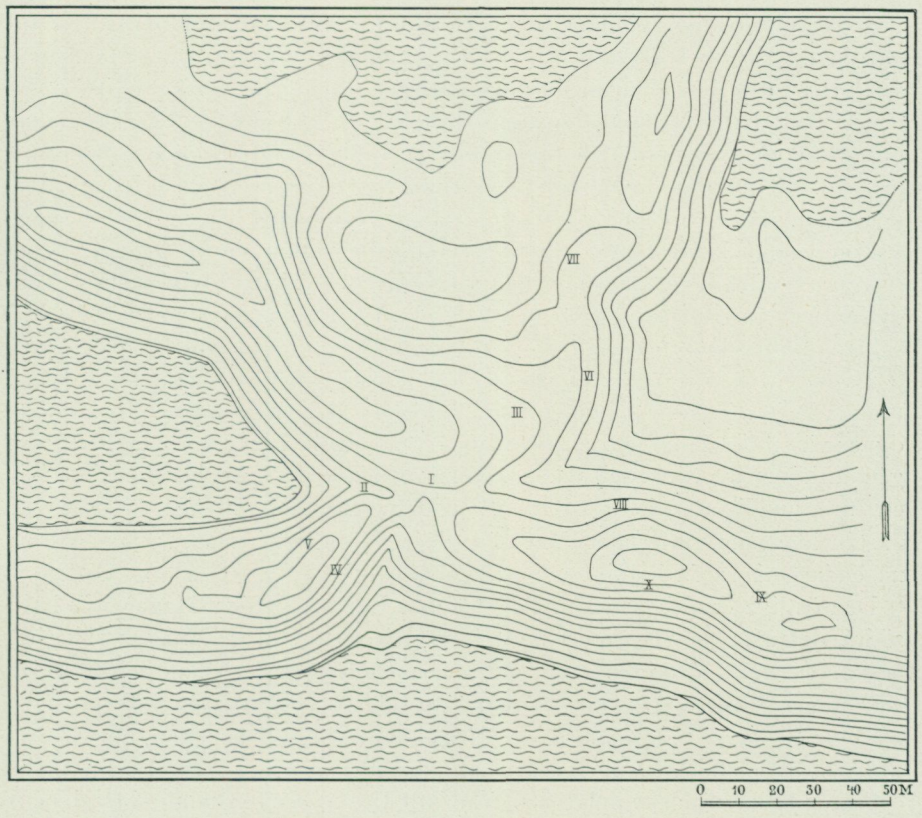


Fig. 42. Karta över dynkorsning på Långbromana. Skala 1 : 2000.

sydsidan — läsidan — exceptionellt brant. Dynernas i detalj smått buktande förlopp kommer särskilt på de relativt branta läsidorna väl till synes. Också märkas ett par mer utpräglade krökningar, sådana som man icke sällan finner. Hur dynkrönens förut omtalade »pucklar» ofta motsvaras av en på ifrågavarande ställe ökad bredd hos dynen exemplifieras på den nordvästra dynarmen, som också visar tendens till begynnande avgrening.

De båda sydliga dynarmarnas »pucklar» motsvaras i stället av en ökad branthet, särskilt på vindsidan.

Medan de varandra övertvärande dynerna var för sig äro tämligen normala transversaldyner, synes själva korsningen dem emellan vara en rätt anmärkningsvärd företeelse.

Den större av de båda dynerna antyder med sin form bildning genom ungefär nordostliga vindar, för den andra måste antas nordvästliga till nordliga. En blick på tavla 1 ger en sannolik förklaring till fenomenet: vindarna torde ha delat sig kring Lillberget, varvid de som gått öster om berget vid dettas sydände svängt om mot SV och bildat Långbromanas huvudstomme, under det de som passerat Lillbergsmossesänkan bildat dyner som övertvärat huvuddynens riktning.[1] Dynorienteringen här påminner något om de varandra korsande vågor man stundom ser vid en uppstickande sten kring vilken snabbt strömmande vatten rinner.

Den förträngda passagen mellan Lillberget och västra dalsidan vid Pardixhöjden torde också bidragit till Flykärrmanas något ovanliga, liksom sidleds hoptryckta form.

Medan Flykärrmana trots sin storlek i övrigt knappast når större längd (räknad efter yttersta kammen) än c:a 800 m, bli flera andra av områdets dyner väsentligt längre. Långbromana—Nabbmana når 2 km. Den dyn som genomskäres av Skvasselbäcken kommer föga efter, om här verkligen är en ursprungligen enhetlig dyn. Ryggen närmast V om Sötostmossen är nästan lika lång. Flertalet dyner äro dock väsentligt kortare, och åtskilliga nå endast några få hundra meter.

Den östliga dynbågen i komplexet S om Lungen (Höga Mana) når i sin södra del ofta 7—8 m över underlaget; den största med någon säkerhet bestämda verkliga höjden är 12 m. Då emellertid Höga Mana delvis döljer sluttningen i underlaget, får den här och var sken av att vara ännu väsentligt högre. Även om man räknar Höga Mana blott från Alstern fram till Mörttjärns östligaste tilloppsbäck blir längden nära $2^1/_2$ km, medräknas också området från nämnda bäck fram till Flymossens sydände, blir dynens längd över 3 km. Höga Mana och dess granndyner ha alla ostsidan avgjort brantast, den lutar lokalt ända till omkring 30°, men där synes en sekundär tillskärpning genom erosion vid dynens fot icke utesluten. Höga Mana har på sina håll även västsidan (vindsidan) exceptionellt brant; grova uppskattningar med klinometer ha givit värden av omkring 15°, ja, upp till 20° (mycket approximativt).

Dyner i Grässjö-Alsterndalen norr om Brattforsheden.

Till Brattforsheden kunna möjligen ännu räknas några dyner, som falla tämligen nära utanför ramen för kartan, tavla 1, och som återfinnas på fig.

[1] En sammansatt dyn, vars bisarra form också torde betingats av vindens framstrykande genom olika sänkor i berggrunden, finnes även vid Brattforshedens sydligaste del, 1.1—1.4 km VNV om Geijersdals station. Där ha några närmast till Gräshöjden hörande bergknallar dirigerat om vindriktningarna.

50. Anmärkningsvärd är bland dessa en i stort närmelsevis nordsydlig dyn c:a $1^1/_2$ km NV om Långtjärnarnas nordände. På denna dyns östsida (läsida) spegelbestämdes höjd av ända till omkring 17 m, medan motsvarande vindsida var c:a 14 m hög.

Men även längre bort i samma dalstråk, och ett gott stycke från Brattforsheden, ligga vackra flygsandsbildningar. Vid Lisselberget nära Mon i Sunnemo socken en mil NV till NNV om Pardixhyttan ligger ett litet men väl utbildat dynfält, vars karaktär torde i någon mån framgå av kartan, fig. 43.[1] Området uppvisar dels ett system ungefär nordsydliga dyner, bland vilka några av de mera betydande äro anmärkningsvärt raka, medan andra, särskilt söderut, äro krökta (ofta starkt), något förgrenade och anastomoserande. En del av dessa ryggar ansluta sig i S till en imponerande, i stort



Fig. 43. Dyner vid Lisselberget, inlagda på topografiska kartans konceptblad i skalan 1 : 50000.

sett NO—SV-lig »begränsningsdyn». Denna har sin avgjort brantaste sida mot SO, de övriga mot Ö. På den stora begränsningsdynens sydvästliga delar spegelmättes höjder av 18—19 m, räknat från läsluttningens fot till dynens krön.[2] Genom att dynen ligger vid en ravinbrant ger den från en del håll falskeligen intryck av att vara ännu vida högre. De dyner, som ligga norr om den stora, variera från helt obetydliga ryggar till sådana av 5—8 m:s höjd, undantagsvis ännu något litet mer.

En halvmil NV om Mon skär landsvägen vid Grässågen genom en liten isolerad dyn; väster om denna mellan Grässågen och Svartån finnes en större, som når c:a $^3/_4$ km:s längd. Dynerna vid Grässågen ha sin genomsnittliga längdutsträckning ungefär NO—SV, men de äro i detalj vindlande. SO-sidorna äro brantast.

[1] De av mig hastigt karterade dynerna äro här med svart inlagda på ifrågavarande område av topografiska kartans konceptblad.

[2] Bestämningarna äro gjorda i synnerligen ogynnsam belysning, varför noggrannheten lämnar mycket övrigt att önska.

Att flygsandsryggarna såväl på Brattforsheden som norr därom äro transversaldyner torde efter vad som visats på kartor och sagts i text knappast behöva påpekas.

Om några morfologiskt framträdande sekundära förändringar hos Brattforsheddynerna.

På det hela taget göra i det föregående beskrivna dynfält och enskilda dyner intryck av att vara mycket väl konserverade i den form de fingo under sin bildningsperiod och föga påverkade av senare nedbrytning eller omgestaltning. Samma iakttagelse är tidigare gjord på andra gamla svenska flygsandsfält (I. Högbom 1923, bl. a. s. 150), medan däremot Romerikes dyner uppges vara starkt sekundärt förändrade (Holtedahl 1924, s. 28). Huruvida dynerna genomgående flackats ut något sedan sin stagnation är, åtminstone utan omfattande kännedom om recenta dyner, svårt att sluta av exteriören.

Men Brattforsheddynerna visa lokalt några små påtagliga förändringar, som snarast bidraga att framhäva hur välbevarade områdets dyner i övrigt äro. En del dyner i exponerat läge visa obetydliga ansatser till bildning av »Windmulden», »windfurrows». Flacka urblåsningar bilda då små grunda sänkor i dynkrönen, och den därifrån bortförda sanden har avsatts på den sida av dynen som legat i lä för den härjande vinden som en liten ofta ganska platt påväxt, ibland med en egen markerad »distalsluttning» i miniatyr. I de iakttagna fallen ligger denna sekundära påväxt på den ursprungliga vindsidan. Den omgestaltande vinden har således kommit från annat håll än dynbildningsvinden. Dylik antydan till »windfurrow»-bildning har särskilt iakttagits på dynen S om Skeppundsdalen (nära kartans siffra 168) samt på dynen SV om Långbrokärret, även på dessa ställen dock i alldeles för liten skala för att rimligtvis kunna ens antydas på kartan, tavla 1.

En del av dynerna vid Lindfors—Fageråsplatåns sydgräns ha den översta delen av en i övrigt flack nordsluttning påfallande tillskärpt, så exempelvis dynen ovanför den stora erosionsbranten vid nordsidan av mossen V om Fageråsbackarna. Också i detta fall torde det röra sig om en sekundär partiell omkastning av dynprofilen, ehuru på bredare front[1] — en företeelse som ofta beskrivits från recenta flygsandsfält (se t. ex. H. King 1918). Det förtjänar uppmärksammas, att de nämnda sekundärt förändrade Brattforsheddynerna alla ligga i randläge, de sydliga vid hedens distalsluttning, dit mer eller mindre söderifrån kommande vindar kunna nå mer ohejdade än till hedens inre delar. Till ryggen vid Långbrokärret ha särskilt vindar som från SSO blåst över Alstern och Bondmossen haft ganska fritt tillträde.

Alstervågor och vindar i förening torde ha betingat uppkomsten av den

[1] Troligen beror väl också den branta nordsidan av dynen vid Fageråsbackarna (se ovan, s. 98) på sekundär omgestaltning.

ännu klent bevuxna sekundära dynsporre som återfinnes på kartskissen, fig. 44. Utskottet i fråga ser ut att vara en kombination av transversaldyn och longitudinaldyn. Den är abnormt brant (till 40° och mer) på den sida som vändes åt moderdynen, medan sluttningen åt motsatt sida är betydligt flackare. Men även sporrens slut är brant och ger intryck att vara bildat genom avlastning av längs ryggen transporterad sand.[1] Sist behandlade lilla sekundära dynomvandling förefaller antyda, att de vindar, som här i nutiden mest inverka på eventuell sanddrift, snarast äro sydvästliga, men de speciella topografiska förhållandena tillåta knappast säkrare slutsatser.

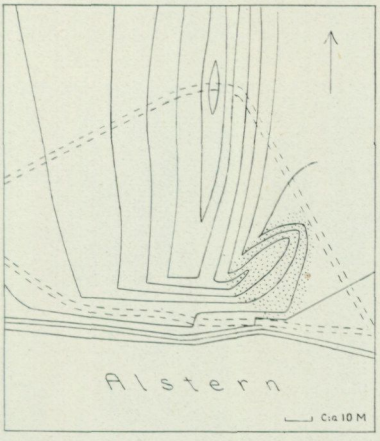


Fig. 44. Grovschematisk kartskiss över dynände $^1/_2$ km NV om Pardixgård. Prickat: Sekundär sporre. De mycket ungefärligt dragna nivålinjerna ha omkring 1.7 m:s ekvidistans.

Dynernas material och inre byggnad.

Flygsanden.

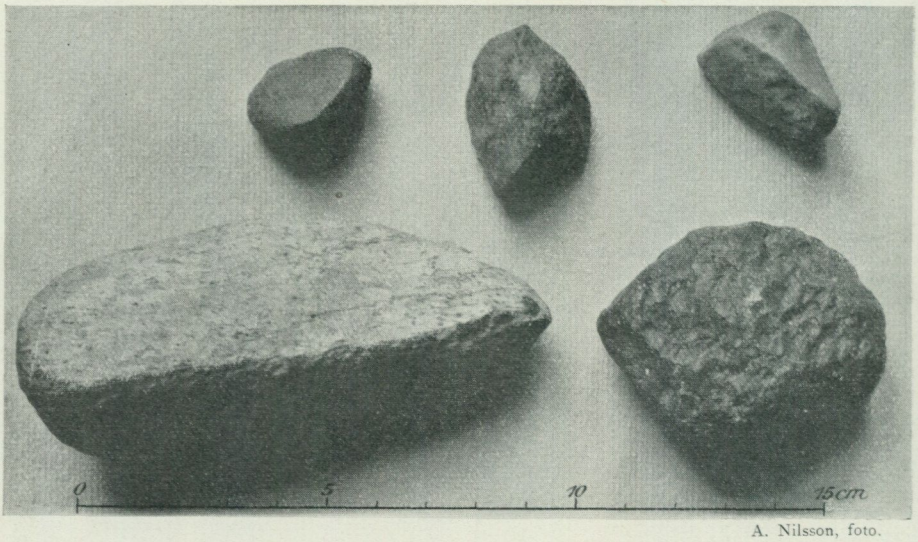
Brattforshedens dyner bestå ingalunda av någon nästan ren kvartssand, som fallet uppges vara med många både ökendyner och stranddyner, utan jämte kvarts uppträda åtskilliga andra mineral till icke oväsentlig mängd. Att flygsand, som vandrat obetydlig sträcka från sin ursprungslokal, innehåller avsevärd mängd av olika mineral som ingå i moderavlagringen är helt naturligt och ofta påpekat från mycket skilda håll,[2] bl. a. beträffande gamla inlandsdyner (I. Högbom 1923, s. 137, Holtedahl 1924, s. 34).

[1] Sporrens ände ser nästan ut som om den vore bildad genom tippning av ditkärrad sand. Uppläggande av en dylik vall här hade emellertid varit en alltför omotiverad åtgärd för att vara rimlig, och ortsbefolkningen bekräftar, att man inte känner till någon dylik sandtippning här. Först för 15—20 år sedan lär den första vägen på dynbranten åt sjön ha anlagts, och därvid hade ingen sand förts upp på omtalade sporre. (En enbuske, som nu växte uppe på dynsporren, visade sig f. ö. äldre än så.) Den stora dynens »gavel» mot sjön uppges ha varit utsatt för ras vid sjöhöjning i samband med Pardixhyttans ombyggnad 1855, varvid sanden blottades (enligt benägen uppgift av hemmansägaren Nils Henriksson i Västerud, som i sin tur tidigare fått uppgiften från gamla personer, som mindes tilldragelsen). Möjligen har den sekundära sporren bildats genom sanddrift, som då drabbade den sålunda katastrofalt blottade branten; kanske har processen också börjat vid tidigare sjöhöjningar (enligt uppgift 1629 och 1746—47). Att sandsporren är en sen bildning visas av bevaringstillståndet hos i dess inre begravda trädstammar.

[2] Jfr exempelvis Free 1911, s. 68 och där anförd litt.

De mineralkorn, som bilda Brattforshedens flygsand, äro oftast oregelbundna i formen och ganska utpräglat kantiga, även om en viss rundning inte alldeles saknas. Att genom graden av rundning skilja områdets eoliska sand från den vattensedimenterade torde, såvitt jag kunnat finna, icke vara möjligt. (Jfr också I. Högbom 1923, s. 137, Holtedahl 1924, s. 34.)

Redan Sokolów (1894, s. 212) framhåller, att dynsandkornens form icke erbjuder något egenartat; det finns dyner med helt rundade korn och dyner med avtrubbat kantiga korn, ja, understundom också med skarpkantade. Sandkornens grad av rundning utgör inget skiljemärke från sand bearbetad av annat agens än vinden. (Jfr också a. a. ss. 14, 132—133, 190 samt 191, not 1.) Även Free (1911, s. 69) ansluter sig till uppfattningen, att



A. Nilsson, foto.

Fig. 45. Stenar från deflationsyta på Gräshöjdsterrassen.

»the degree of rounding carries no indication as to the means by which it was produced». Free anser emellertid, att »if anything, the eolian sand is likely to be the more rounded, for eolian abrasion is just as complete as and probably more rapid than that produced under streams or waves», en uppfattning, som mycket mer extremt förfäktats av en del andra författare. (Litteraturanvisningar hos Free, a. a. s. 70.) Senare har emellertid Anderson (1926) visat, att sand nöts långsammare genom lufttransport än genom vattentransport, på båda sätten f. ö. mycket långsamt.

Att Brattforshedens flygsand åstadkommit — och således också själv varit utsatt för — en betydande nötning under sin eoliska transport framgår av de vindslipade stenar (se fig. 45), som ganska talrikt förekomma inom vissa delar av heden, på de områden flygsanden passerat (alltså »vindsids» dynerna), exempelvis NNV om Gräshöjden. Anmärkningsvärt nog finner man sällan dessa stenar i själva ytan utan först på ett

djup av någon eller några dm under sand, som för sin sammansättnings skull inte kan tolkas som eolisk (den innehåller oftast alldeles för mycket grova beståndsdelar, ibland t. o. m. små stenar). Någon tillfredsställande förklaring på denna företeelse har jag inte lyckats finna. Vegetationen skulle ju kunnat direkt och indirekt (t. ex. genom vindfällen) orsaka en omgruppering i de översta lagren, temperaturväxlingar och särskilt tjäle kunde ha åstadkommit något (fast stenarna ju bruka »frysas upp» av tjälen i stället för att begravas). Men egendomligt nog tyckas de vindslipade stenarna på en del håll visa tendens att bilda en verklig zon på något djup under markytan. Att stenarnas slipkanter visa växlande orientering behöver kanske inte betyda, att de äro rubbade efter slipningen (jfr Heim 1887, Pfannkuch 1913, 1919). Däremot är det egendomligt, att ingen regelbunden orientering kunnat iakttagas hos de understundom ganska väl utbildade »slipärren». I. Högbom (1913, ss. 494—495) har ju vid Morafältet funnit en utpräglad sådan orientering ungefär i dynvindens förmodade riktning.[1]

Att, medan resultatet av den vinddrivna sandens slipande verksamhet på fastliggande föremål är tydligt nog, slipningen av själva sandkornen blivit så pass obetydlig förefaller möjligen vid första påseende egendomligt, men om man med den underlagsyta sandkornen slipande virvlat fram över jämför kornens egen sammanlagda yta, så är det tydligt, att mycket liten nötning härvidlag behöver komma på varje sandkorn. Härtill kommer givetvis kornens förmodligen större nötning mot varandra.

Så sprickiga som en del av flygsandens mineralkorn äro (exempelvis kvarts ur pressad granit), finnas ju utsikter, att sandkorn skola kunna slås sönder under transportens stötar och även sprängas genom temperaturväxlingar. På så sätt uppstå nya skarpkantade små brottstycken, och rundningen motverkas. (Jfr t. ex. Walther 1924, s. 285.)

En sådan sönderslagning resp. söndersprängning av sandkornen resulterar lika väl som nötningen i en minskad materialgrovlek hos flygsanden ju längre den förts, i dynen ju längre den vandrat. Medan bland Brattforsheddynerna inte iakttagits någon med vandringsdistansen tilltagande rundning hos kornen, tycks man däremot på vissa håll kunna spåra avtagande dimensioner. Men, såsom framgår av det följande, kan detta mycket väl ha andra orsaker än kornens sönderdelning, en process, vars betydelse för områdets eoliska bildningar undandrar sig bedömande.

Brattforshedens flygsand tillhör i allmänhet alldeles övervägande kornstorlekarna 0.6—0.06 mm; endast på några lokaler ligger en betydande del av sanden utom dessa gränser.

Mekaniska analyser av generalprov från några skilda platsers flygsand ha givit följande resultat:

[1] »Die Narben einiger Steine, die ihrer Grösse wegen nicht später die Lage verändert haben können, geben eine Windrichtung an, die etwas mehr westlich gewesen ist, als man auf Grund der allgemeinen Ausbildung der Dünen glauben möchte, was jedoch wahrscheinlich auf lokalen Abweichungen beruht, welche die dem Fundorte naheliegenden Berge verursacht haben.» (I. Högbom 1913, s. 495.)

Lokal	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.				
	0.006—0.02	0.02—0.06	0.06—0.2	0.2—0.6	0.6—2
1. Se kartan fig. 48	—	—	50.9	47.1	2.0
2. » » » »	—	0.3	52.0	42.6	5.2
3. » » » »	—	1.2	82.4	16.0	0.5
4. » » » »	—	0.5	67.4	31.1	1.1
5. » » » »	—	—	31.5	52.9	15.6
6. » » » »	—	—	45.5	53.3	1.2
Snårdynen[1]	—	0.5	44.6	55.0	—
Dyn väster om Dagkarlsängarna . . .	0.4	0.8	17.8	65.3	15.8

Om de analyserade proven må anmärkas, att nr 5 och det från Dagkarlsängarna redan vid okulärbesiktning strax uppmärksammas genom sin för områdets flygsand ovanliga grovlek, och att provet nr 3 ser något finare ut än traktens flygsand i allmänhet. Övriga prov torde kunna anses som karakteristiska.

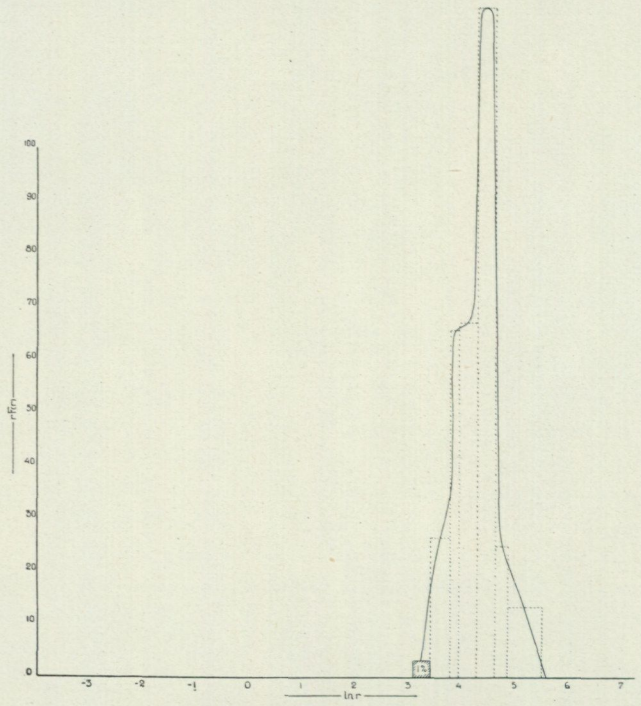


Fig. 46. Fördelningskurva enl. S. Odén över flygsand från Snårdynen. Analytiker: G. Lindelöf.

En detaljerad uppgift om olika materialgrovlekars representation i ett typiskt generalprov från en dyn[2] ger det Odénska fördelningsdiagrammet, fig. 46.

[1] Jfr fig. 50, s. 118.
[2] Ej samma prov som det i tabellen medtagna. Om diagrammets konstruktion se s. 31.

Resultatet av de båda sista analyserna i tabellen s. 110 åskådliggöres med de vida anspråkslösare fördelningsdiagrammen, fig. 47, vilkas konstruktion inte behöver någon förklaring. På samma sätt uppgjorda diagram för

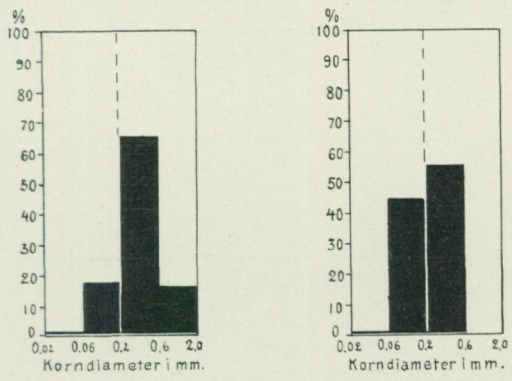


Fig. 47. På mekaniska analyser enl. Atterberg grundade fördelningsdiagram över flygsand, till vänster från dyn V om Dagkarlsängarna, till höger från Snårdynen. (I diagrammet till vänster har genom förbiseende spår av material utom ramen råkat bortfalla, jfr tabellen s. 110.)

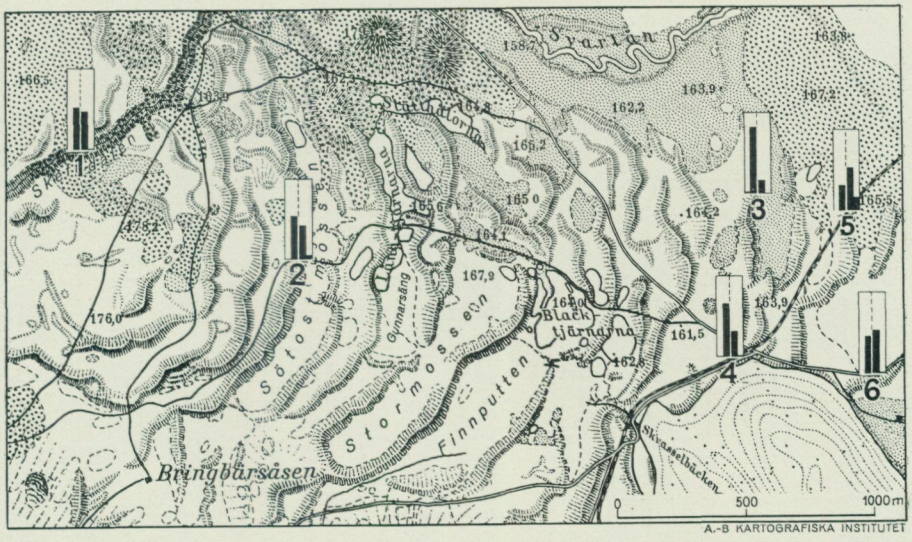


Fig. 48. Fördelningsdiagram över flygsand, konstruerade som i fig. 47 och i karta över en del av dynområdet vid Alsterns nordände (ung. skala 1 : 30000) infällda på provtagningsställena. Prickat: vattensediment, tillhörande dynunderlaget. Kraftigare prickar: sand, lika grov som eller grövre än flygsanden. Svagare prickar: mo, finare än flygsanden.

proven 1—6 finnas i förminskad skala inlagda på kartan, fig. 48, varvid varje diagram placerats så att mitten av dess bas faller på provtagningslokalen. På kartan har också markerats de områden, där vattensedimenterad, äldre sand ungefär lika grov som eller något grövre än flygsanden går i dagen, dels de ytor, där marin mo, sådan som bildar en del av

dynunderlaget, ligger blottad. Mon synes ofta alltför fin för att kunna antas bidraga till bildningen av flygsand,[1] denna torde mest härröra från material av den typ, som på kartan, fig. 48, markerats med kraftigare prickar, om det också är troligt, att bildningar, som genomsnittligt äro något finare än flygsanden, här och var kunnat lämna viss tribut till denna.

För jämförelse mellan flygsanden och dess utgångsmaterial återges några analyser av det senare från området för kartan, fig. 48.[2]

Lokal	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm			
	0.02—0.06	0.06—0.2	0.2—0.6	0.6—2.0
Under dynprov 1 (fig. 48)	—	20.6	70.0	9.4
Blockbeströdd kulle NV om Skeftdalen	0.1	36.0	62.5	1.4
Sandfältet 0.8—1.3 km NNO Alsterns nordände[3]	—	3.7	54.7	41.6

Redan utgångsmaterialet kan sålunda visa en grovleksfördelning, som mycket liknar flygsandens, och det är tydligen omöjligt att av sandens mekaniska sammansättning, sådan en Atterbergsk analys åskådliggör den, generellt avgöra, om materialet är eoliskt eller ej. (Jfr exempelvis det första provet i tabellen ovan med flygsanden från Dagkarlsängarna. Också i glacifluvialsandproven från Fageråsbackarna — analyser, s. 30 — eller i materialet från åsen Ö om Dagkarlsängarna — jfr s. 50, not 1 — finner man likheter med flygsandens mekaniska sammansättning.[4])

Jämförelse mellan analyserna av flygsand och av dennas moderavlagringar tycks visserligen antyda en viss tendens hos flygsanden att bli finare än sitt utgångsmaterial, kanske också att bli finare ju längre transporten varat. Flygsandsprov 1 är t. ex. finare än underlagrande, vattensedimenterad sand, och prov 5 är finare än det från angränsande »underlagsfält» (sista provet i tabellen ovan).[5] Men även om analyserna vore långt talrikare, vore det mycket små utsikter, att man av dem skulle kunna dra

[1] Mon innehåller visserligen som grövsta beståndsdelar material av åtminstone de finare vanliga flygsandsfraktionernas grovlek, men att döma av iakttagelser från andra delar av undersökningsområdet bidrager jordart, som innehåller även ännu finare beståndsdelar i väsentlig mängd, icke till dynbildningen. Jfr även Atterberg, 1903, s. 245.

[2] Inga analyser av material finare än flygsanden föreligga från området för kartan fig. 48. Detta material är av ganska växlande finlek, på sina håll består det övervägande av partiklar mindre än de fraktioner, som bilda huvudbeståndsdelar i flygsanden, och då har det näppeligen för denna spelat annan roll än underlagets. Ofta finner man inom området en mo som till utseendet liknar den från Nygård, över vilken analyssiffror finnas s. 53. Och även grövre typer finnas företrädda, liknande den på s. 50 behandlade sandiga mon från lokalen Ö om Dagkarlsängarna.

[3] Kollektivprov, sammanslaget av prov från 5 olika lokaler, godtyckligt valda på sandfältet.

[4] Det förefaller inte otänkbart, att man vid analyser med mer långtgående fraktionsuppdelning dock skulle finna flygsandsproven i allmänhet till sin mekaniska sammansättning jämnare än motsvarande vattensediment. Den anförda Odénska fördelningskurvan för flygsand (fig. 46) är spetsigare än den för glacifluvial sand (fig. 16), som dock representerar en lokal med jämförelsevis mycket jämnt material. Det är möjligt men ingalunda säkert, att flygsandens fördelningskurvor i regel äro spetsigare än den vattensedimenterade sandens.

[5] Beträffande detta måste dock erinras om hur det är taget (not 3 ovan) och att det icke blott representerar »sandnäringsområdet» för dynen vid prov 5.

några vidare slutsatser vare sig om sandkornens förminskande under vindtransport eller om vindens sorterande verkan på sanden. De äldre avlagringar som stått till buds för flygsandsbildning äro, trots sin ställvis åtminstone skenbart stora likformighet, alltför heterogena, för att vindtransportens inverkan på sanden lämpligen skulle kunna inom området närmare studeras.

Direkta iakttagelser i fält tyckas rättfärdiga en viss generalisering av jämförelseresultatet mellan å ena sidan proven 1 och 2, å andra sidan 3 och 4 (fig. 48): flygsanden synes i stort sett visa en (om också ingalunda enkelt regelbunden) tendens att avta i grovlek från Skeftdals—Sötostmossetrakten österut till norr om Alsterns nordligaste ände. Olika faktorer kunna ha orsakat denna materialgrovleksförändring. Underlagets österut finare material kan delvis ha kommit med i dynerna. Eller vindens verksamhet kan ha åstadkommit en sortering, så att de finare delarna av ett eventuellt gemensamt utgångsmaterial förts längre, till de mer framskjutna dynerna, medan det grövre blivit efter i de dyner, som ännu ej hunnit så långt. Sandkornen kunna också, som förut framhållits, gå sönder under transporten. Kanske ha flera processer samverkat. Att vindens sorterande verksamhet är en faktor att räkna med är otvivelaktigt.

Den ökade materialgrovleken i prov 5 måste givetvis sammanhänga med underlagets här ökade grovlek.

Att av Lehmann (1907, s. 372) meddelade analysresultat rörande Warthe—Netze-dynerna inte visa någon genomgående lagbunden ändring av kornstorleken i vindtransportled, V—Ö, anser I. Högbom (1923, s. 193—194) tyda på att de östligaste dynerna ej vandrat längre än de övriga, utan att dynerna uppstått mer eller mindre jämnt över dynfältet. Inom den på fig. 48 återgivna delen av Brattforsheden kan ju liksom beträffande Warthe—Netze-området sträckvis skönjas en avtagande materialgrovlek hos dynsanden, utan att något för hela området genomgående grovleksavtagande i transportled gör sig gällande. För Brattforsheddynerna kan det inte gärna betyda, att dynerna ha uppstått jämnt över hela det fält de nu inta; in över de relativt utsträckta finmaterialytorna måste dynerna ha vandrat från område med tjänligt utgångsmaterial.

På det hela taget synes vinden ha varit rätt exklusiv i sin kvalitativt mera betydande bearbetning av lösa avlagringar. Visserligen är det känt, att deflationen når betydande belopp på mycket skilda jordarter (Free 1911, Samuelsson 1926), men möjlighet för dynbildning tyckas vindarna på Brattforsheden blott ha fått där heden erbjudit utgångsmaterial, vars sammansättning mycket liknat flygsandens. Så är exempelvis fallet vid dynområdena inom hedens norra hälft. Höga Mana går söderut så långt som det finns tillgång till glacifluvialmaterial av närmelsevis samma grovleksordning som flygsanden utan nämnvärd inblandning av grövre. På sträckan från Höga Mana till Lövsängarna finns visserligen gott om sandkorn av flygsandens dimensioner, men inmängda bland grövre. Att döma av bristen på flygsandsavlagringar här (liksom vid andra delar av heden

med så beskaffat material) tycks vinden inte ha i nämnvärd mån förmått plocka ur de lämpliga kornen ur blandningen, sannolikt ha de grövre kornen snart bildat ett skyddslager. På södra delen av heden — Fagerås—Lindforsplatån och Gräshöjdsterrassen — synes vinden dock på sina håll i icke ringa utsträckning ha tagit ut de lämpliga kornen ur en blandning innehållande även grövre beståndsdelar.

Som förut nämnts tycks vinden inom verkliga moavlagringar (möjligen undantagandes mycket grova) icke ha funnit användbart utgångsmaterial för dynbildning, även om mons kanske rikligt företrädda grövre fraktion i korndimensioner sammanfaller med den normala flygsandens finare.

Dynernas skiktning.

De anförda mekaniska analyserna representera generalprov från olika lokaler inom dynfältet, och fast materialgrovleksväxlingarna hålla sig inom jämförelsevis snäva gränser, ingå dock i varje sådant prov som huvudbeståndsdelar flera korndimensionsgrupper. I naturen ligga emellertid dessa olikstora korn i allmänhet inte regellöst blandade om varandra, utan grövre och finare korn äro anrikade i skilda lager, på så sätt bildande den skiktning som man ofta kan se på friska och ej alltför torra flygsandsskärningar.

En viss uppfattning om materialfördelningen i olika skikt ge detaljanalyser av ett på måfå valt karakteristiskt skiktpar från samma lokal som generalprovet nr 6 (se kartan, fig. 48). Här togs dels prov av en 4 mm tjock finmateriallamell (denna visade i sin tur antydan till ytterligare uppdelning, men vid ifrågavarande provtagning kunde inte tas hänsyn till dessa mindre enheter), dels av ett omedelbart därunder liggande 2 mm tjockt skikt av något grövre material. Provtagningen skedde då sanden var lätt fuktig och gick så till, att ett litet område av det finkornigare skiktets överyta omsorgsfullt framprepparerades, varefter först det övre, sedan det undre skiktet försiktigt »skummades» av. Analyserna gåvo följande resultat.[1]

	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.			
	0.02—0.06	0.06—0.2	0.2—0.6	0.6—2
Lokal 6, fig. 48. Finare material	5.1	85.0	8.7	1.2
Lokal 6, fig. 48. Grövre material	—	11.8	67.9	20.3

I det finare provet låg alltså drygt 90 % under 0.2 mm-gränsen, av det andra provet tillhörde över 88 % fraktioner grövre än 0.2 mm. Skillnaden mellan till varandra gränsande skikt framträder således ganska markant och hade kanske gjort det i ännu något högre grad, om det lyckats

[1] Till följd av provtagningens besvärlighet insamlades här endast små prov, av det övre skiktet analyserades 6 gr, av det undre 2.27 gr. Av generalproven har funnits riklig tillgång på material, och av dessa ha i varje fall till analys använts 10 gr (proven 1, 5 och 6) eller 20 gr (proven 2, 3 och 4).

få proven helt rena; förmodligen kunde nu trots försiktighet inte undvikas, att en del för respektive prov främmande material kom med.[1] Det synes icke osannolikt, att ett mer i detalj gående studium skulle visa, att inom de mindre skiktenheterna materialet vore mycket jämngrovt.

Tjockleken av och proportionerna mellan finare och grövre skikt kan vara tämligen växlande, som framgår av profilteckningarna, fig. 49, ävensom i någon mån av de reproducerade skiktningsfotografierna. Än följa knappt millimetertjocka varv av växelvis finare och grövre material på varandra, än kan mellan de olika finmateriallamellerna ligga halvdecimetertjocka eller ännu mäktigare lager av en till synes jämngrov sand, inom vilken ingen skiktning kan upptäckas. Icke blott skiktningens täthet utan också dess intensitet är starkt växlande. I en del fall är grovleksskillnaden stor mellan de olika lagrens material; då finns förutsättning för att skikten under gynnsamma omständigheter skola framträda mycket tydligt. (De analyserade, på sid. 114 omnämnda skikten tillhörde inte områdets skarpast markerade, inte heller de otydliga, utan gav intryck av att vara tämligen typiska.[2]) Som exempel på hur grovt materialet i sällsynta fall kan bli i enstaka skikt anföres följande specialanalys från samma skärning som generalprov 5, fig. 48.

	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.			
	0.02—0.06	0.06—0.2	0.2—0.6	0.6—2
Lokal 5, fig. 48. Grovt skikt	—	2.4	10.3	87.3

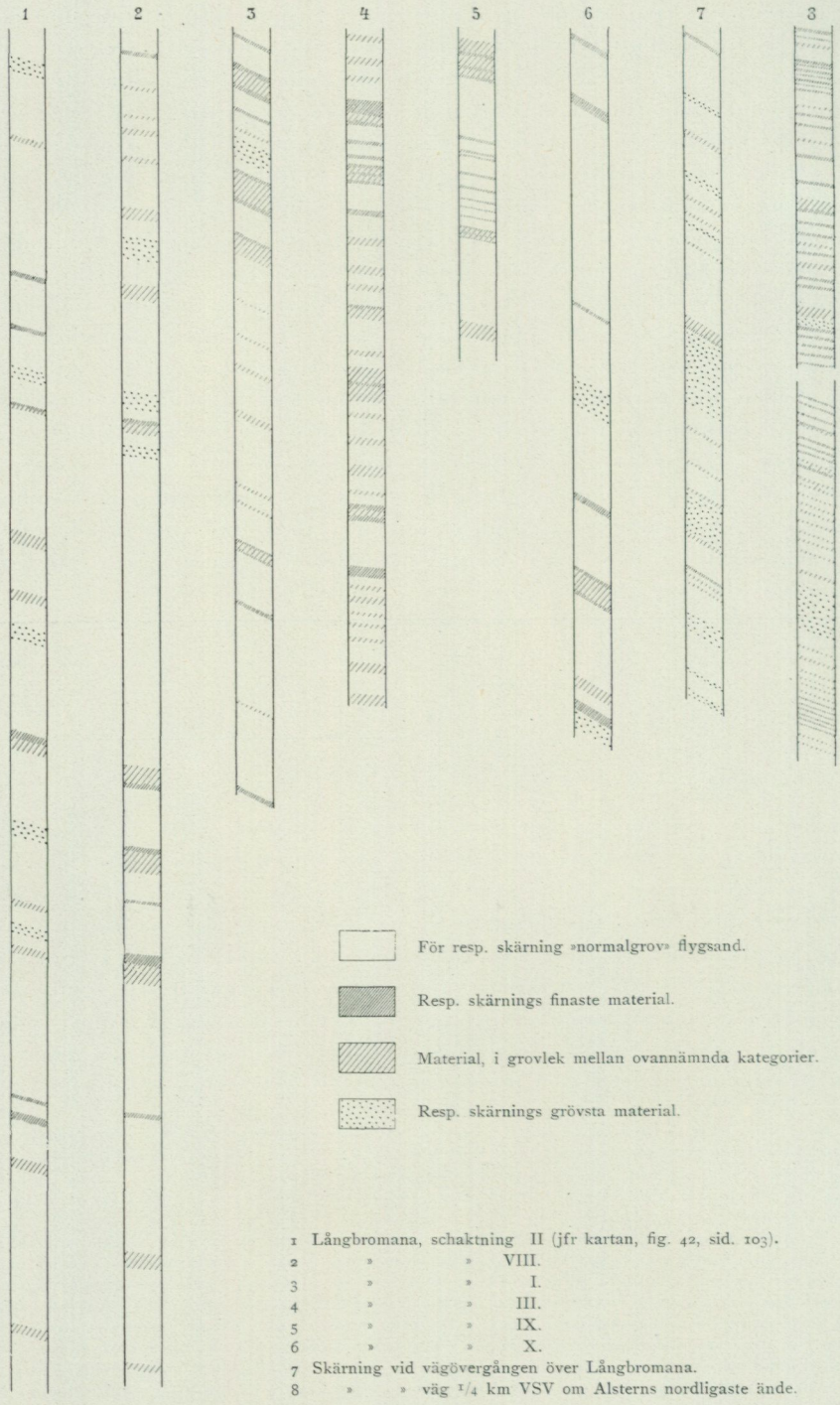
I helt torra skärningar synes i regel ingen skiktning. Här rasar sanden, men även om man åstadkommer ett så flackt snitt, att inget ras inträder, skall man svårligen urskilja tydlig skiktning. Från åtskilliga andra dynområden har beskrivits, hur flygsandslagrens växlande mineralogiska sammansättning åstadkommer en färgväxling mellan olika skikt (se t. ex. Sokolów 1894, s. 129); i Brattforsheddynerna synes man i regel knappast kunna iakttaga någon av mineralsammansättningen direkt orsakad färgväxling. Skiktningen framträder bäst i fuktiga, eventuellt i torkning stadda skärningar: det finaste materialet håller mest fuktighet och ter sig därför mörkast.[3]

[1] Som proven tagits vågar jag dock tro, att resultaten icke väsentligt förryckts av föroreningar.

[2] I Morafältets skiktade dynsand fann I. Högbom (1923, s. 152) hos de bredare lagren en medelkornstorlek av c:a 0.25 mm, medan de smalare lagren höllo korn av upp till 0.75—1 mm. Sokolów (1894, s. 128) nämner från Ryssland växellagring mellan sand av 0.5 mm kornstorlek och sådan av 1 mm och mer.

[3] Skiktningen har i regel studerats i fuktiga snitt. Mer detaljerat än eljest kunde skiktningen iakttagas, när fuktig sand fått frysa, så att massan nästan hade stenkonsistens. Givetvis måste man genom undanskaffande av den sand, som förut genom upprepad frysning och upptining samt atmosferiliernas angrepp i övrigt fått sin lagring förstörd, blottlägga orörd och ofördärvad skiktning för frysning. Den frusna sanden kunde sedan prepareras och skiktningen rätt väl studeras. Den på fig. 55 återgivna skärningsdetaljen är på detta sätt behandlad. Åtskilliga försök gjordes även att med hållbarare material än frysande vatten fixera dynskiktningen för att kunna vidarebehandla den med slipning och närmare undersöka den i förstoring. Tyvärr ha dessa försök åtminstone hittintills inte lett till nämnvärt resultat, och det är därför onödigt att här redogöra för dem.

Ett ingående studium av skiktningsförhållandena i avlagringar av känt ursprung, inte minst i



1 Långbromana, schaktning II (jfr kartan, fig. 42, sid. 103).
2 » » VIII.
3 » » I.
4 » » III.
5 » » IX.
6 » » X.
7 Skärning vid vägövergången över Långbromana.
8 » » väg 1/4 km VSV om Alsterns nordligaste ände.

Fig. 49. Schema i halv naturlig skala över skiktningen i några dynskärningar.

Ju större grovleksskillnaden är mellan de olika skikten, dess större är också (i fuktig men ej vattenfylld avlagring) fuktighetsskillnaden och därmed färgskillnaden.

Att vid torkning den grövre sanden torkar först, förlorar sammanhållningen, faller eller blåses ur sitt läge och efterlämnar rännor, medan den finare sanden längre förblir fuktig och bildar lister, är sedan länge och ofta iakttaget. (Jfr t. ex. Sokolów 1894, s. 128.) Ofta synes den finaste sanden genom fuktigheten få en bestående konsolidering, som varar också efter torkningen.

Vad som ovan närmast berörts beträffande dynskiktningen är kontrasten mellan olika lager, en fundamental karaktär hos all skiktning. Då som i vårt fall inga direkta, mineralogiskt (eller kemiskt) orsakade färgväxlingar spelat nämnvärd roll betingas kontrastens styrka dels av grovleksskillnaden mellan lagren, dels av begränsningsskärpan mellan de olikgrova skikten.

Med goda skäl har emellertid i allmänhet vid försök till skiktningsklassifikation ett annat förhållande tagits till viktigaste indelningsgrund: lagrens inbördes orientering. Beträffande här använd provisorisk skiktningsterminologi hänvisas till vad som förut sagts på tal om glacifluvialavlagringar (s. 65, not 1).

Den ojämförligt vanligaste skiktningstypen är enkel, tämligen regelbunden snedskiktning, där de enskilda lagren äro i stort tämligen parallella inbördes och någorlunda konforma med dynens brantare sida (läsidan), såsom deltaskikten äro konforma med distalsluttningen. Dyners lagerytor ge ofta intryck att vara ganska plana.

Ett stort antal bestämningar ha gjorts beträffande dynskiktens orientering. Deras strykning och stupning fastställdes att börja med på några ställen genom att en vertikal skärning lades så att skiktytan skar snittytan som en horisontell linje. I ett vertikalt snitt vinkelrätt mot föregående bestämdes samma skikts lutning. Större delen av bestämningarna ha emellertid skett på en omsorgsfullast möjligt frampreparerad skiktyta. Med klinometer och kompass bestämdes då först ytans skärningslinje med horisontalplanet — strykningsriktningen — därefter bestämdes skiktytans stupning vinkelrätt mot denna linje. Tyvärr lämna de utförda bestämningarna åtskilligt övrigt att önska i fråga om skärpa. En blick på fig. 55 låter möjligen ana, att finlamellerna äro tillräckligt distinkta för att deras ytor skola kunna frampreparerats. Men varken denna frampreparering eller den därpå följande klinometerbestämningen äro noggrannare än att man även i bästa fall måste räkna med ett par graders fel. Någon objektiv kännedom om felgränserna har jag inte men håller för tänkbart, att felen kunna gå upp till omkring $\pm 5°$, i enstaka särskilt ogynnsamma fall möjligen mer.

---

dyner, förefaller synnerligen välmotiverat, särskilt med hänsyn till den betydelse dylika skiktningsstudier möjligen kunde komma att få för tolkningen av vissa gamla sedimentära bildningars genes. (Jämför hur exempelvis i litteraturen om Buntsandstein behovet av en närmare kännedom om till sitt ursprung säkra bildningars skiktning ofta kommer till synes.)

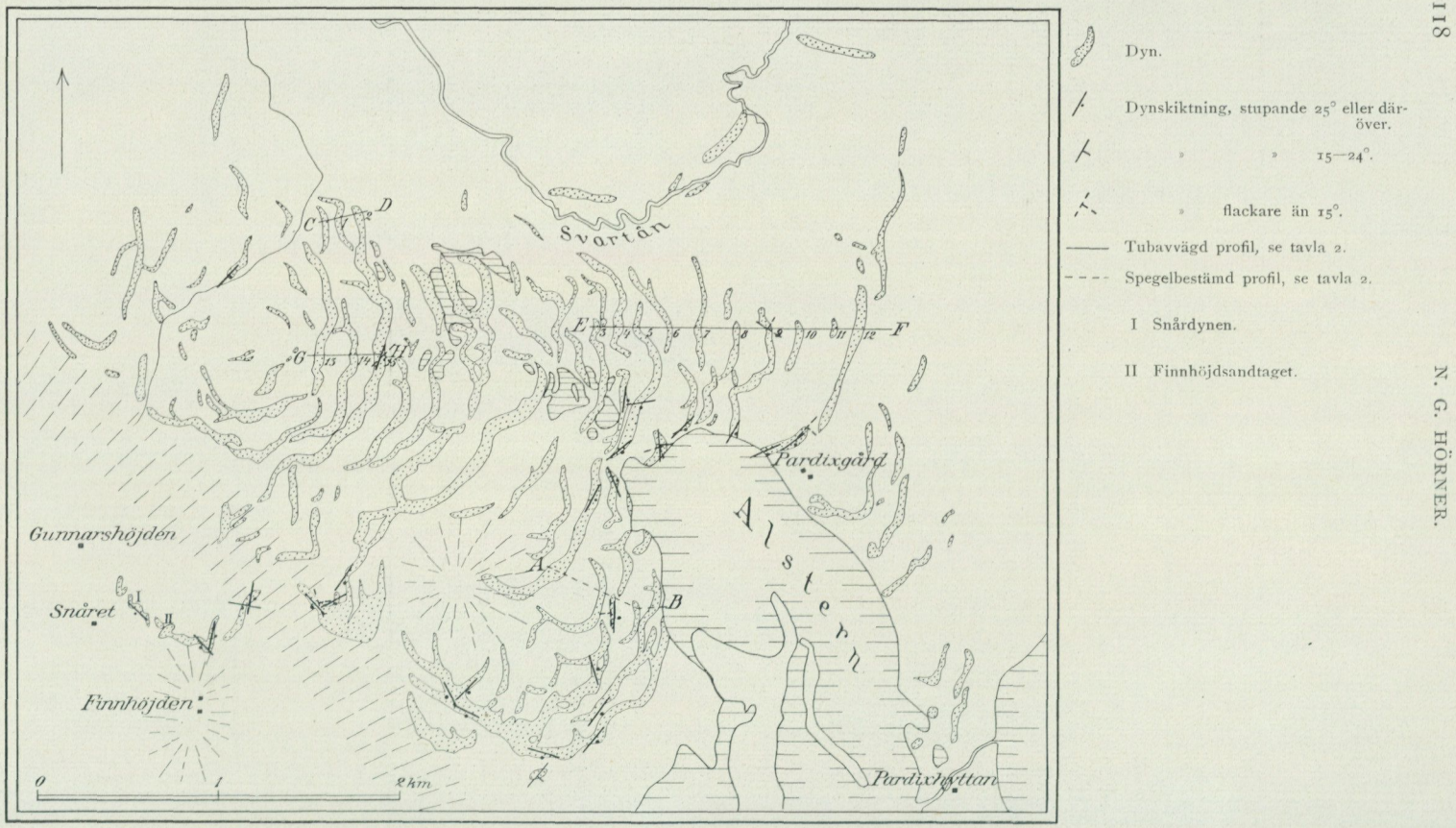


Fig. 50. Karta över skiktorientering och profillinjer inom dynfältet vid Alsterns nordände.

I områdets dyner torde åtskilliga hundra skiktorienteringsmätningar ha gjorts, därav dock ofta många i en och samma skärning eller i varandra helt nära liggande snitt. På grund av materialets omfattning ävensom med hänsyn till mätningarnas åtminstone ibland relativt stora osäkerhet har jag inte funnit lämpligt medtaga någon tabell över bestämningarna. Däremot ha på kartskissen, fig. 50, inlagts tecken för den genomsnittliga skiktorienteringen i till dess område hörande skärningar resp. skärningsgrupper. Bland de på kartan med tecknet för den brantaste lutningen markerade



21/10 1923

Fig. 51. Skiktning i dyn 1/2 km NV om Pardixgård.

lokalerna visa många skiktstupningar av uppemot och omkring 30°, några upp till c:a 34°, om än stupningar något flackare än 30° synas vanligare.

Dessa brantaste skiktstupningar, 25—30°, ibland ännu ett par grader mer, synas dominera i områdets höga dyner. Den branta lutningen förefaller då oftast vara genomgående för hela dyngenomskärningen på ifrågavarande ställe. I de få fall inom området, där skärningar gjort mäktigare dyners undre till understa delar tillgängliga, har den branta stupningen fortsatt ända ned, så 1/2 km NV om Pardixgård samt vid Skeftdalen (vid den på kartan fig. 48, med 1 betecknade lokalen). I allmänhet når den branta skiktningen också ända upp till dynens krön, där den avskäres tvärt av markytan. Stundom överlagras dock de branta skikten av något flackare närmast dynkrönet.

(Samma iakttagelse har Sundius, 1922, s. 52, gjort i dyn vid Hällefors.) Från Brattforsheden har flack lutning nära dynkrönet bl. a. antecknats för dyn invid Bosjöbanan drygt 400 m NO om Alsterns nordände samt dynen V om Sötostmossen (mätningen gjord där vägen går över).

Medan dynerna i regel ha brant skiktning där de äro höga, är skiktningen i allmänhet flackare där de äro låga. I dynskärningen vid stranden $^1/_2$ km NV om Pardixgård, där dynens höjd är 8—9 m, har gjorts ett antal skiktorienteringsbestämningar i skilda delar av skärningen. Överallt stupade skikten omkring 30° och något mer. Nordöstra änden av samma dyn är helt låg; där den ej fullt 700 m NO om Alsterns nordände genomskäres av Bosjöbanan är dess höjd blott c:a $1^1/_2$ m. Olika stupningsgrader uppmättes för skikten i olika delar av skärningen: 4—5°, 7°, 10° och (största här iakttagna lutning) 15°. I allmänhet syntes här skiktstupningen hålla sig omkring 10°, vilket ungefär motsvarar lutningen av läsidan (se dyn 9 på profilen E—F, tavla 2). Som ytterligare exempel på flack skiktning i låga dyner kan anföras en blott 1—2 m hög liten dynanastomos c:a 350 m NO om Alsterns nordände, där skiktens stupning var blott omkring 5°. Där ett mycket lågt dynparti skärs av väg ej fullt 300 m N om Pardixgård iakttogs skiktlutningar av 10°—12°, undantagsvis 15°.[1]

Om än områdets låga dyner i allmänhet tyckas ha flack skiktning, så finns det dock också exempel på brant skiktning i låg dyn. Snårdynen,[2] vilken liksom några förut nämnda västliga randdyner, har en orientering, som mycket avviker från områdets vanliga, i det den vänder läsidan mot SV, uppvisar trots ringa höjd branta skiktningar.

Snårdynen har f. ö. tack vare en serie vägskärningar erbjudit tillfälle till något fylligare iakttagelser över den inre byggnaden än områdets övriga lokaler. Redan fig. 50 har visat, hur skiktstrykningen i regel någorlunda harmonierar med flygsandsryggarnas längdutsträckning; i Snårdynen, som genom sina blygsamma dimensioner framstår som en tämligen lättöverskådlig modell, kommer en rätt god överensstämmelse också i detalj mellan skiktning och topografi till synes. Se kartskissen, fig. 52. Det visar sig nu, att skiktens planhet resp. parallellitet endast kan vara skenbar. Strykning och stupning växla starkt på varandra ganska närliggande punkter. Hur te sig då övergångarna mellan olika skiktningar, äro de enskilda lagren böjda eller föreligga diskordanser; i så fall stora diskordanser eller en mer kontinuerlig övergång genom smådiskordanser? Fast Snårdynen visar snabbare växlingar än de som äro vanliga, och den synes ge en i viss mån sammanträngd bild av en dyns byggnad, kan jag inte finna något som tyder på att den (frånsett vad som förut sagts om skiktbranthet och orientering) skulle i princip avvika från det normala. Det förefaller därför tillåtligt att här söka svar på dessa frågor. En del iakttagelser gjordes

[1] I. Högboms uttalande (1923, s. 128) att »as a rule, it may be assumed that an inclination of less than say 15° corresponds to the wind-side, and over 15° to the lee-side» torde gå något för långt. Icke så alldeles sällan torde läsidan och i överensstämmelse med den orienterad skiktning för mycket låga dyners vidkommande vara flackare än 15°.

[2] Belägen 200—300 m NO—Ö om Snåret, se kartskisserna, fig. 50 och 52.

med fördel, då blåsväder i inträdande torka preparerade fram skiktningen i för studium iordninggjorda skärningar.

Några stora diskordanser och avskärningar iakttogos ej i de framprepparerade snitten. Jfr dock nedan. Olikheten i sandskiktens lutning syntes i allmänhet inträda så småningom genom att en del skikt tunnades av och kilade ut, och de överliggande så fingo en något annan lutning än de underlagrande. Som exempel kan anföras, att mäktigheten av sanden mellan två markerade »urblåsningslinjer», som framträdde på en vertikalskärning på en längdsträcka av 225 mm, tillväxte från 7 till 26 mm. På det förra stället syntes mellan nämnda gränser 3 »urblåsningslinjer», d. v. s. skikt med något grövre material, på det senare stället 7 sådana grövre

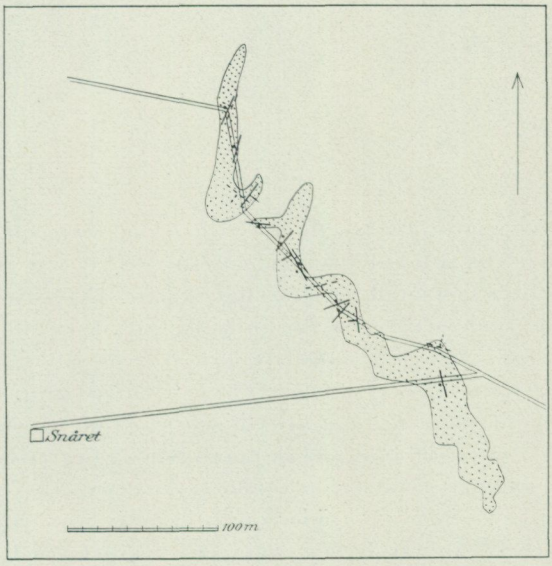


Fig. 52. Kartskiss över Snårdynen.[1] Skala 1 : 5000. Teckenförklaringen till fig. 50 gäller tillämpliga delar också här.

skikt (av vilka således 4 utkilade före det förstnämnda stället). D. v. s. efter ungefär 2 dm uppåt mot skiktningens stupningsriktning hade skiktens antal fördubblats och de enskilda skikten ökat med ungefär $^1/_2$ gång sin tidigare mäktighet. Lutningen av skiktytornas skärningslinjer med det gjorda vertikalsnittet hade mellan de båda nämnda inramande urblåsningslinjerna ändrats med nära 5°. (Snittet var lagt ungefär vinkelrätt mot strykningsriktningen men, då ej blott stupningen utan också strykningsriktningarna växla något från skikt till skikt, äro dessas lutningsförändringar ej tillräckligt bestämda med den gjorda iakttagelsen.)

För att få ytterligare uppfattning om skiktytornas inbördes orienteringsväxlingar bestämdes strykning och stupning för några över varandra lag-

[1] Skissen är uppgjord i skalan 1 : 10000 under stegning efter kompass. Här framlagda fig. är således mycket schematisk.

rade skikt på ett ställe, där skiktorienteringen växlade alldeles ovanligt starkt. Inom en vertikalsträcka av omkring 1 m gjordes 13 strykningsoch stupningsbestämningar på skikt, som lågo fördelade på uppskattningsvis jämnt inbördes avstånd. Resultat:

Strykning	N 45° O	Stupning	25°	mot	NV
»	N 45° O	»	25°	»	NV
»	N 25° O	»	10°	»	VNV
»	N 15°—20° O	»	15°—20°	»	VNV
»	N 35° O	»	10°—12°	»	NV
»	N 10°—12° O	»	12°—15°	»	V
»	N 8° V	»	15°—17°	»	V
»	N 2° O	»	25°	»	V
»	N 20° O	»	25°	»	VNV
»	N	»	27°—30°	»	V
»	N 20° V	»	15°—20°	»	NO[1]
»	35° V	»	15°	»	NO
»	45° V	»	25°	»	NO

Även ur dessa siffror (frånsett ett ställe) kan man spåra lutningsförändringarnas tendens att i allmänhet ske successivt från skikt till skikt, fast övergångarna i detta fall äro ovanligt skarpa. NO-stupningarna, som iakttogos för de understa av här anförda lager, avvika alldeles från de i denna dyn förhärskande riktningarna och få väl sättas i samband med denna dyns något exceptionella läge. (Jfr kartan, fig. 50.) Dylika radikala växlingar i skiktningen — här är tydligen fråga om en skarp diskordans — är man i regel inte i tillfälle att iakttaga inom så begränsat område. De förändringar, som registrerats i de första tio mätningarna ovan, äro däremot av en typ, som oftare uppträder om också här mer sammanträngd än vanligt. Det synes här hur lagren antingen divergera nedåt, varvid dynsluttningen med de övre skiktens avsättning har blivit flackare; eller lagren konvergera nedåt, då lutningen vid dynens tillväxt blivit brantare. Det visar sig också, att strykningsriktningen ändras något från nivå till nivå, markerande ändringar i dynens längdriktning på just den undersökta punkten. Men icke blott från nivå till nivå kan skiktorienteringen ändras utan också inom de enskilda lagren: dessa kunna vara tydligt böjda. Det åttonde av de ovan uppräknade skikten hade på platsen för ifrågavarande bestämning som nämnts strykning N 2° O, stupning 25° mot V. Samma finmateriallamell hade 1 dm längre mot V strykning N 10° O, stupning 25°—30° mot V; 1 dm SV om första bestämningen visade samma skikt strykning N 7°—8° O, stupning 25° mot V.

Sådana iögonenfallande växlingar i skiktorienteringen, särskilt de från lager till lager som i uppräkningen ovan, frånsett de tre sista raderna, äro vanliga i dynernas mera markerade kurvor; i de raka dynsträckningarna

[1] Osäker bestämning.

är skiktlutningen däremot ofta mycket regelbunden, genom en hel stor skärning kan man finna nästan helt likorienterade lager.

Då dynerna äro förgrenade böra uppstå komplikationer även i skiktningen. Tyvärr funnos inga upplysande skärningar genom dynförgreningar. För studium av dynernas skiktning i och omkring avgreningsställe företogos schaktningar vid Långbromanas förut omtalade dynkorsning, se kartan, fig. 42, där undersökningsgroparna äro markerade med romerska siffror.

Undersökningen där blev tyvärr knappast så upplysande för »dynavgreningsanatomien» som önskvärt varit, men en del upplysningar erhöllos dock om dynskiktningen. Och särskilt som skiktningsiakttagelserna här kunna sammanställas med en noggrann detaljkarta över lokalens morfologi, vill jag något redogöra för dem. En del av på fig. 49 återgivna skiktningsprofiler hänföra sig till dessa grävningar.

I de gropar, som upptogos på de mera normala sträckorna, alltså ett stycke på sidan om själva »dynknuten», synes skiktningen i stort sett tämligen normal. Så särskilt i grop X, som visserligen visade ovanligt tjocka lager men en fullt karakteristisk läsidelutning, strykning N 75°—80° V, stupning 30° S (enl. mätning 1.6 m under markytan). Fullt så god överensstämmelse med dynläsidans lutning erhölls knappast i övriga schaktningar.

I grop IV gjordes c:a 2 m under markytan ett par olika lagerlutningsbestämningar, utvisande strykning N 25°—30° O, stupning c:a 25° OSO, resp. strykning N 15°—18° O, stupning 28° OSO.

VI. Strykning N 30° O, stupning 18° SO resp. strykning N 75° O, stupning c:a 20° mot S.

IX. Överst skikt strykande NNV, stupande c:a 5°—10° ONO. C:a 0.7 m under markytan och ungefär parallell med denna sågs utpräglad diskordans mot tämligen regelbundet lagrad sand, vari följande bestämningar gjordes:

Strykning N 70°—75° O, stupning c:a 20° mot SSO
» O—V , » » 20° » S
» N 50° O , » » 22° » SO

Den första av dessa tre bestämningar synes representativ för skiktningen vid gropen, de två senare beteckna extrema avvikelser. Den i gropen blottade skiktningen (det översta, vindsideorienterade täcket lämnat ur räkningen) harmonierar visserligen inte med dynens läsida just på lokalen i fråga men antyder en viss överensstämmelse med en med avgrening förenad tvär sväng strax utanför östra kanten av mätbordskartans (fig. 42) område, och det förefaller icke osannolikt, att denna avgrening på ett tidigare stadium legat vid IX.

Det ytliga täcke av vindsideskiktad sand som iakttogs överst i IX torde kläda betydande delar av dynlovartsidorna inom området för fig. 42.

Vid VIII, där skiktningen redan 0.8 m under markytan tydligt framträdde, uppmättes strykningen O—V till N 80° O, stupningen c:a 8° mot N. I grop VII växlade strykningen i allmänhet mellan NO och N 60° O, stupningen var 5°—10° mot NV.

Den blott 1.4 m djupa grop III, som låg på dynkrönet om också inte på dess högsta del, hade genomgående flack till nästan horisontell skiktning. Ett par lutningsbestämningar visade strykning N 20° O, stupning 2°—5° mot OSO resp. strykning N 10° V, stupning c:a 5° mot Ö.

I grop V började på 0.5 m:s djup en fin, regelbunden skiktning med intill millimetertunna varv, svåra att se vid manuell preparering men genom frost och vind »framkallade» i en några dygn gammal skärning. Strykning genomgående omkring NO, stupning c:a 15° SO.

I grop I, mitt över själva dynkorsningen, syntes till 0.8 m:s djup ej spår av skiktning däremot till $^1/_2$ m spridda små kolkorn i sanden. På 0.8—1 m:s djup sporadiska antydningar till skiktning. Vid ett ställe i gropen uppmättes på c:a 1 m:s djup:

						Strykning	N	35°	V,	stupning	10°	mot SV
Skikt	2	cm	under	sistnämnda	bestämning	»	N	35°	V,	»	10°	» SV
»	5	»	»	»	»	»	N	30°	V,	»	12°	» SV
»	5	»	»	»	»	»	N	35°	V,	»	20°	» SV
»	5	»	»	»	»	»	N	40°	V,	»	25°	» SV
»	7	»	»	»	»	»	N	40°	V,	»	30°—32°	» SV

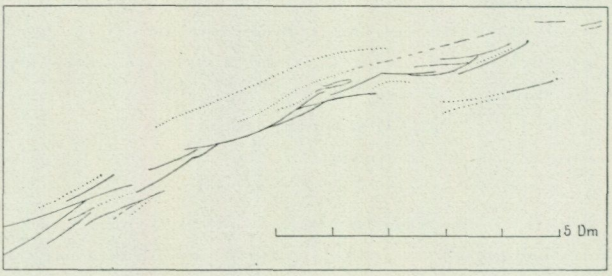


Fig. 53. Detalj av oregelbunden skiktning i Långbromana (grop I, fig. 42).

Alltså en successiv men mycket hastig utflackning uppåt. Under platsen för den sista bestämningen fortsatte lutningen med en branthet i stort av uppemot 30° men med ganska mycket oregelbundenheter i detalj. Ett stycke av ett vertikalsnitt genom lokalens mest oregelbundna skiktning återger fig. 53.

Vid II grävdes en några meter lång, ungefär nordsydlig grop över föreningsområdet mellan två dyner. Innan lagrad sand träffades måste här först intill 1 $^1/_2$ m skiktfri sand, delvis med kolpartiklar, genomgrävas. Längre ned nådde gropen mest sand stupande 20°—25° mot SO, någorlunda motsvarande den sydvästra dyngrenens läsidelutning här. Mellan den så struerade sanden och den överlagrande, skiktfria, inkilades emellertid i gropens N del sand, som, approximativt i överensstämmelse med den större (NV—SO-liga) dynens läsidelutning, visade strykning VNV, stupning 25°—30° mot SSV. Men en diffus, delvis något brunfärgad, starkt rotförande zon med all lagring utplånad upptager gränsen mellan de två skiktningskategorierna så, att kontakten går förlorad och gör det svårt att avgöra, huruvida den sistnämnda, SSV-stupande skiktsviten verkligen tillhör den

ursprungliga dynbildningsperioden eller möjligen är en sekundär företeelse. Äro lokalens SSV-stupande skikt primära, tillhöra den egentliga dynbildningsperioden, så visa de, att på ifrågavarande punkt den sista tillblivelsefasen tillkom den stora NV—SO-liga dynen, något som möjligen också skiktningen i grop I skulle kunna anses tala för.

Redan morfologien synes emellertid visa, att de båda varandra korsande dynerna icke kunna tillhöra skilda bildningsperioder. Man kan omöjligen tänka sig, att Långbromanas hela stora i NV—SO utsträckta huvudstam skulle vara senare bildad än de vinkelrätt däremot ställda dyngrenarna. De båda varandra korsande systemen torde tillhöra samma stora sanddriftsperiod, om också än det ena systemet än det andra kan ha gynnats av vindarna.

I Långbromana påvisades några markerade diskordanser, i Snårdynen ådagalades genom den s. 122 anförda raden skiktningsbestämningar en. Annars tyckas i områdets dyner skarpa diskordanser vara ganska ovanliga. Sådana finnas där på några ställen vindsidan kläds av en konformt med densamma skiktad sandmantel, vilande på de läsidelutande lagrens skikthuvuden. Dylikt täcke på dynernas vindsida finns inom området endast sporadiskt, och dess skiktning är oftast mindre regelbundet och väl utbildad och materialet ej sällan finare än den underlagrande läsideskiktade sandens. Som I. Högbom (1923, s. 127) har framhållit, torde det bero på växlingar i den normalt orienterade dynbildande vindens styrka, om vindsidelutande skikt komma till utbildning eller ej. Beträffande Brattforshedens spridda »vindsidetäcken» ligger det nära till hands att antaga, att de härröra från den tid, då den egentliga dynbildningen just upphört, och att de utgöra ett resultat av dennas »efterklang».

I ett enda fall — nämligen i Flykärrmanas västligaste flank, vid vägskärningen — har iakttagits en djupgående åtminstone skenbar läsideskiktning, som spelar en kvantitativ roll i dynmassan. I den för ett par år sedan väl blottade skärningen på vägens S sida syntes en i stort omböjande skiktning, konform med dynytan både åt ena sidan och åt andra, men utan större diskordanser. Se fig. 54. Man får här intrycket av en »aus concentrischen Schalen aufgebauter Sedimenthügel», vilket Joh. Walther (1893—1894, ss. 637—639) synes anse vara dynens normala skapnad. Det är dock ovisst om lagren vid Flykärrmana verkligen representera en så genomgående koncentrisk skiktbyggnad som de ge sken av, eller om de till större delen, tvärs emot det första intryckets vittnesbörd, ha läsidelutning, orienterad efter ett litet dubbelknä på dynen, alltför obetydligt för att ens kunna antydas på kartan i skalan 1:25000. Skiktorienteringsbestämningar ha lämnat frågan obesvarad. I den starkt spolierade skärningen N om vägen, där skiktningen endast på smärre områden klart framträdde, syntes på ett ställe läsideskiktad sand överlagra tydlig diskordans.

Bortsett från förhållandena vid bottnen av de sporadiska, oftast tunna och ibland också ganska otydliga läsideskikten ha markerade diskordanser

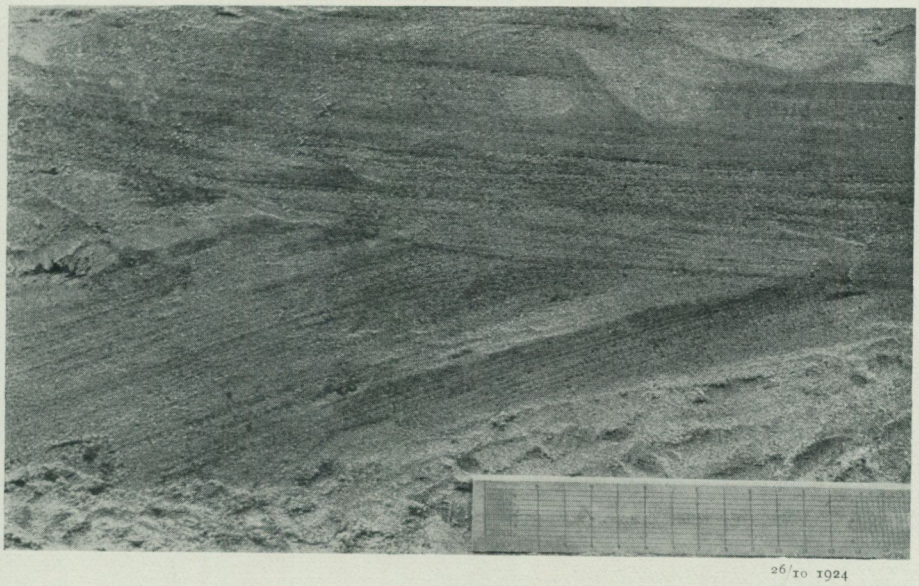


28/9 1924

Fig. 54. Skiktning: Flykärrmana vid vägskärningen genom dess västra flank. Bilden tagen mot S.

påvisats egentligen endast i fältets perifera delar, där dynerna synas ha varit utsatta för mer växlande bildningsförhållanden. Som exempel på en radikal avgränsning mellan olika serier tämligen regelbundet skiktad sand anföres fig. 55, en detalj från skärningen S om vägen drygt 250 m NO om Skvasselbäcksmynningen. Den undre seriens skikt stryka N 5° V till N—S och stupa c:a 20° mot Ö, den övre serien ovan diskordansen visar strykning N 70°—80° V, stupning omkring 8° mot S.

Vid vägskärning strax V om Alsterns nordligaste punkt syntes på några ställen inuti dyn små deflationsytor med anrikning av relativt grovt material, i ett fall med sannolik antydan till gamla ripplemarks (1.7 m under



26/10 1924

Fig. 55. Diskordans i flygsandsskiktning.
Dynskärning mitt mellan Skvasselbäcksmynningen och Alsterns nordligaste ände.
Skalans längd: 16.5 cm.

nutida markytor) bevarad som vindlande strängar av växelvis finare och grövre material med ungefär det för ripplemarks vanliga avståndet. Medan den dynuppbyggande vinden kommit ungefär från NV, synas den begravda deflationsytans ripplemarks orienterade efter SV—SSV-liga vindar. Dessa förmodade gamla ripplemarksfragment avvika till sin beskaffenhet från de av I. Högbom (1923, s. 128) beskrivna, som skiktningsinslag iakttagna, i det att ripplemarksfragmenten här icke givit upphov till någon liknande skiktningsväxling.

Ofta, icke minst i handböcker, har framhållits huru en synnerligen oregelbunden korsskiktning skulle vara flygsandsbildningarnas mest vanliga

struktur.[1] Också bland Brattforsheddynerna finns denna typ representerad, ehuru den spelar en mycket blygsam roll i jämförelse med den mer regelbundna skiktningen.

I samband med ett vägbygge hade hösten 1923 ett sandtag upptagits i en flygsandskulle några hundra m NV om Finnhöjden (läget anges med tecknet II på kartan, fig. 50, s. 118). Den lilla kullen saknade den för området karakteristiska långa, vindlande dynformen men hade dock en om också ganska obetydlig längdutsträckning i NO—SV, och sandtaget befann sig i NO-änden. Dynen synes innan sanddriften hejdats ha befunnit sig i uppvandring uppför Finnhöjdens nordsluttning. Då friska skärningar framgrävdes i sandtagets väggar, visade sig starkt växlande skiktning, än betydande partier regelbundet lutande lager med stupningar varierande mellan 20°—25° mot S och sådana 6°—9° mot Ö till nästan horisontella, än åt olika håll lutande och böjda skikt, avskurna av talrika diskordanser.

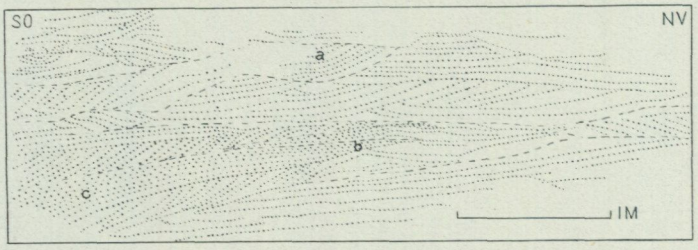


Fig. 56. Oregelbunden dynskiktning i Finnhöjdsandtaget.
a, b och c markera ställen där sedermera analyserade prov tagits.

Teckningen, fig. 56, samt två detaljfotografier, fig 57 och 58, ge någon uppfattning om skiktningens utseende.

Om än skiktningen fig. 56 och 57 inte hör till den mest förvirrade, torde den dock vara oregelbunden nog att kunna hänföras till Grabaus »criss

[1] Ett fåtal exempel bland många må anföras på uttalanden om korsskiktningen i dyner (om också termerna växla).

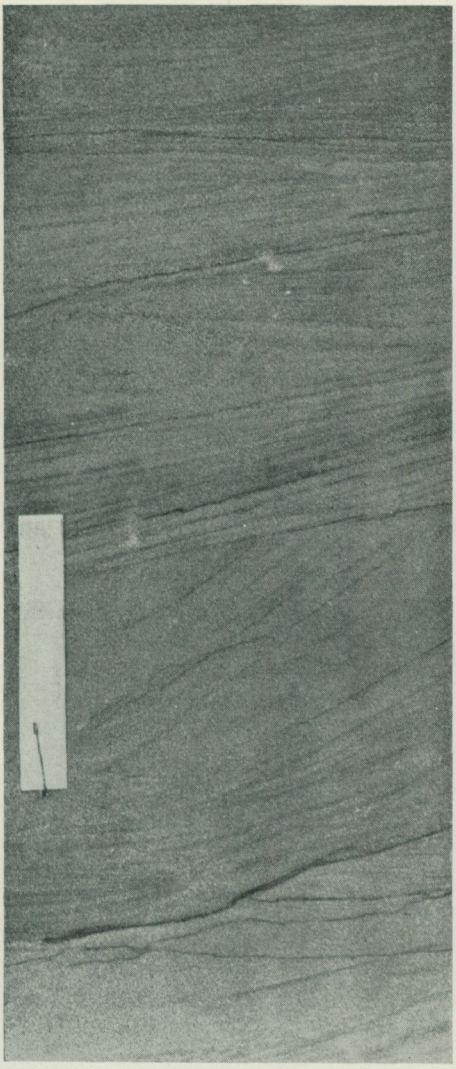
Sokolów (1894, s. 211) finner berättigat att anse »Schichtung mit sich durchkreuzenden ein- und ausgebogenen Flächen — — — als eine für äolische Bildungen im Allgemeinen bezeichnende», ehuru han också uppehåller sig vid andra skiktningstyper.

Enligt Joh. Walther (1893—1894, ss. 638—639 och 1924, s. 282, fig. 186), som strängt håller på att diagonalskiktning förutsätter skiktlutning längs två varandra korsande diagonaler och anser sådan skiktning utmärkande för dyner i allmänhet, skulle flygsand få en rätt komplicerad skiktning. (Kritik av Walthers diagonalskiktningsbegrepp och dynbyggnadsuppfattning hos Andrée 1915.)

Grabau (1913, s. 703) skriver om olika eoliska avlagringar: »In these the laminæ when oblique show no uniformity of slope or direction within either the same stratum or successive strata. Nor are the dividing laminæ parallel to each other.» Grabaus figurer 137—139 i a. a. illustrera i viss mån denna korsskiktning »of extreme irregularity and inconstancy».

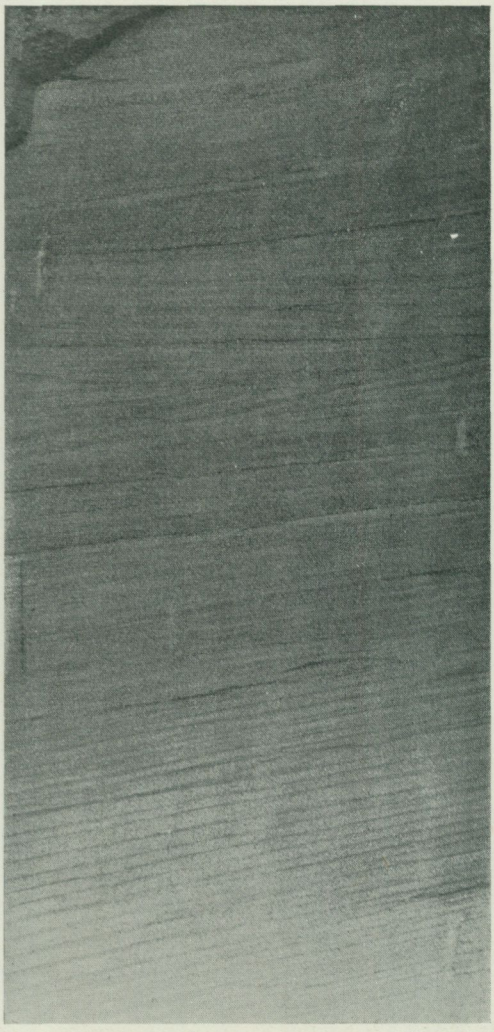
Lahee (1923, ss. 82—84), som visar schema av även regelbunden, normal dynskiktning, ger följande allmänna omdöme: »Cross-bedding of wind construction is marked by its extreme irregularity — —. This is due to the variability of direction of winds and the frequent alternation of scouring and deposition.»

Att den läsidelutande, mer regelbundna snedskiktning som torde vara den för transversaldyner normala mycket ofta blivit omnämnd och framhållen i litteraturen, torde vara överflödigt påpeka.



18/10 1923

Fig. 57. Oregelbunden skiktning i Finnhöjdsandtaget.
Skalans längd 16.7 cm.



18/10 1923

Fig. 58. Övervägande regelbunden, flack skiktning i Finnhöjdsandtaget.
Höjden av det på fotot återgivna partiet 0.9 m.

cross bedding» eller Andrées »Wirre Kreuzschichtung» (Andrée 1915, s. 391).

Tre prov från den i teckningen fig. 56 återgivna skärningen ha underkastats mekanisk analys. Proven avse att vart och ett representera den skiktsvit från vilken det hämtades. c togs exempelvis från 1 dm² av skärningens yta.

Analysresultaten framgå av följande tabell.

	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.			
	0.02—0.06	0.06—0.2	0.2—0.6	0.6—2
Finnhöjdssandtaget a, se fig. 56	—	51.7	48.3	0.1
» b » » »	—	52.5	47.5	—
» c » » »	—	65.5	34.2	0.4

Vid a uppmättes lutning stupande 32° mot S, vid b stupning 17°—20° mot Ö och vid c, som ligger längre ned i samma skiktpaket som b, 23° mot Ö. Här vid c växlade millimetertunna moiga, mörka lameller med 2—10 mm tjocka lager av något grövre material. Analyserna b och c tyckas åtminstone för detta speciella fall antyda en viss tendens hos sanden att i ett och samma »skiktpaket» bli finare nedåt distalhållet. Om detta är en generell företeelse, kan knappast med tillgängligt observationsmaterial bedömas. Däremot synas talrika iakttagelser berättiga till påståendet, att någon direkt enkel relation mellan materialgrovlek och skiktlutning icke finns i dynerna. Grövre material kan visa än flackare, än brantare lagerlutning, finare material likaså.

Att Finnhöjdssandtagets dyn byggts upp under mycket växlande vindförhållanden är tydligt. Dessa täta vindväxlingar torde i någon mån sammanhänga med ifrågavarande dyns topografiska läge: utom det egentliga dynfältet eller åtminstone i dess yttersta utkant och på sluttningen av en liten bergshöjd, just där denna reser sig något över dalsidans vanliga nivå. Däremot finns ingenting som tyder på att olika vindriktningar skulle tillhöra väsentligt olika stadier i dynens bildningshistoria, och att diskordanserna skulle beteckna några nämnvärda tidsavbrott i dynens tillblivelse.

I samband med Finnhöjdssandtagets mycket oregelbundna skiktning må ett par skiktningsanomalier från andra ställen inom flygsandsfältet omnämnas.

I dyn uppskattningsvis 125—140 m N 10°—15° V om nordligaste gården i Pardixhöjd har iakttagits en skiktning, som fullständigt avviker från den för området i övrigt utmärkande, i det den lutar c:a 30° mot N, en av andra iakttagelser att döma helt lokal abnormitet.

En egendomlig liten oregelbundenhet mitt inne i en i övrigt tämligen normalt läsideskiktad sand iakttogs vid vägskärningen i Långbromana och återges för fullständighetens skull på skissen fig. 59, ehuru jag inte kan ge någon förklaring till företeelsen.

De nämnda oregelbundenheterna i dynskiktningen, vid Finnhöjdssandtaget och på några andra ställen, bidraga snarast att fästa uppmärksamheten vid hur regelbunden flygsandens skiktning inom området eljest genomgående är — om också givetvis med skiktorienteringen på förut beskrivet sätt

anpassad efter dynens krökningar. En del frågor i samband med lagringen stå ännu öppna.

Skikt av relativt grovt material ha tydligen avsatts av starkare vind, som förmått föra upp de tyngre kornen för dynens lovartsida och till läsidan, medan svagare vind blott mäktat föra med finare och lättare korn, varvid en finmateriallamell bildats. Kanske också de fina lagren bildats av sådana partiklar som av stark vind hållits mer eller mindre suspenderade men som kommit till vila, då vinden avtagit i styrka. Huruvida varje grövre skikt motsvarar en storm och varje finare skikt representerar ett svagvindsskede (resp. stormens bedarrande), eller flera olikgrova skikt komma att täcka varandra under en och samma storm, betingade av vindstyrkans under tiden upprepade växlingar, låter sig kanske inte avgöra i »döda» dyner, ehuru det senare alternativet förefaller ojämförligt mest sannolikt. Man vet ingenting om dessa dyners vandringshastighet (för utbildad dyn approximativt lika med läsidans tillväxthastighet), och att sluta sig till den analogivis från »levande» dyner låter sig icke göra, särskilt som dyners

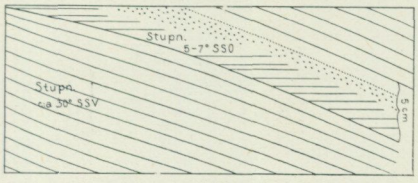


Fig. 59. Skiktningsdetalj vid vägskärningen i Långbromana.

rörelsehastigheter äro så betydligt olika inom olika områden. (Jfr. exempelvis Sokolów 1894, ss. 103—104 och 180—182 samt Free 1911, ss. 58—59.) På vissa håll synas recenta dyner vara stationära, på andra rycka de fram tiotal m per år, från enstaka områden rapporteras t. o. m. en årlig dynframryckning av flera hundra m. Walther (1924, s. 268) omnämner ökendyner, som kunna vandra ända till 20 m under en stormig dag — ett sannolikt exceptionellt värde. Redan den av St. Jonesco-Baléa (1924, s. 91) för rumänska dyner anförda siffran, upp till $^1/_2$ m framryckning per dag för 4 m:s dyn, torde vara jämförelsevis hög. Ha Brattforsheddynerna nått en framryckningshastighet av ens närmelsevis denna storleksordning, måste många skikt ha avsatts under en och samma storm (jfr skiktens tjocklek på fig. 49, s. 116); de variera i regel från någon mm till några cm.

Fast de enskilda skikten ha en betydlig utsträckning, är det knappast sannolikt, att den ena stunden på hela dynläsidan samtidigt avlagrats ett tämligen jämnt skikt av relativt grövre sand, den andra stunden längs hela dynsidan finare material, utan än har väl livlig sandtillförsel och avlagring skett på ett avsnitt av dynen, än på ett annat. Att sanden här i regel skulle rört sig i sådana strömmar som Sokolów (1894, s. 83) iakttagit, och som skildrats både i ord och bild från flera andra håll, motsäges av lagringens

regelbundenhet. Även inom Brattforsheddynerna finns emellertid här och var skiktning, som tyder på dylikt ursprung.

De föga markerade utkilningar och lätt förbisedda smådiskordanser, som ofta uppträda i dynskiktningen (jfr s. 121 ff.), kunna möjligen ha betingats av att ett eventuellt jämviktsförhållande mellan dynhöjd, dynlutning och vindstyrka varit ganska fininställt: en förändring av vindstyrkan under någon tid kan ha medfört tendens hos dyn av viss höjd att flackas ut eller brantas till.

En egenartad form för avsättning av skikt vid ytterligare utflackning av redan förut tämligen flack sluttning hade jag tillfälle iakttaga i ett med flygsand nyligen igenblåst vägdike strax V om Alsterns nordände. En skärning gjordes här genom ett i en mycket svag svacka beläget litet miniatyrfält ripplemarks med dess underlag, och därvid visade sig den skiktning, som återges på fig. 60. Ripplemarks synas här ha växt framåt som små deltan över varandra (ehuru inom dessa miniatyrdeltan ingen distalslutt-

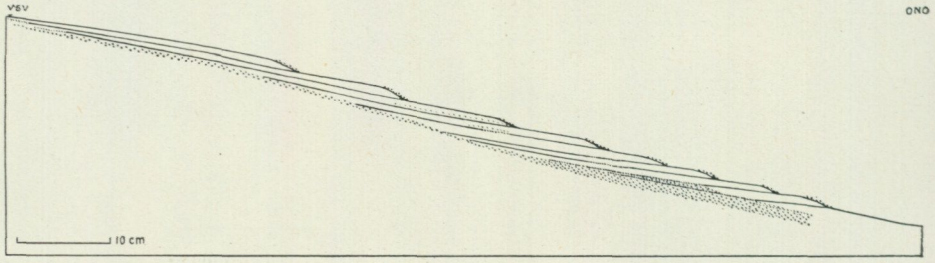


Fig. 60. Ovanlig skiktning i samband med ripplemarkliknande ytformer.

ningsorienterad skiktning kom till synes). Slutresultatet under oförändrade vindförhållanden bör bli en utfyllnad av svackan genom inbördes parallella, lutande skikt. Säkerligen har detta dock ej varit det vanliga bildningssättet för dynskiktningen. Dels äro dynskikten ofta väsentligt tjockare än under detta lilla ripplemarksfält, dels bruka brantare läsidor av »levande» dyner sakna ripplemarks, även om sådana räffla dynens övriga delar. Om det alltså är tydligt, att icke flygsandsskiktning i allmänhet kan ha uppkommit på detta sätt (som väl i stället spelat en mycket underordnad om ens någon roll), så är det ännu tydligare, att vindripples i regel äro av annan typ än föreliggande. Vanliga ripplemarks' allmänna karaktär är alltför väl känd för att här behöva omnämnas.

I samband med dynernas gestalt och fördelning omnämndes några små recenta flygsandskullar vid Mångens sydstrand, vilkas habitus helt avvek från de gamla dynernas. Till sin inre byggnad lika väl som till sin form avvika dessa små stranddyner alldeles från områdets flygsandsbildningar i övrigt. Mångendynernas i detalj ofta »suddiga» skiktning visar knappast något system eller någon ordning alls, är fullständigt oregelbunden

och till sin utformning tydligen mycket beroende av växtligheten, som också är rikligt inmängd i sanden, vilken här ofta är starkt humusfärgad i motsats mot den nästan undantagslöst alldeles rena sanden i de gamla dynernas inre.

I den inre byggnaden registrerade sekundära omvandlingar hos dynerna.

Huru Brattforshedens dyner i sin yttre gestalt visa blott få och jämförelsevis obetydliga tecken till sekundära förändringar har förut nämnts. Den inre dynstrukturens vittnesbörd bekräftar uppfattningen, att sekundära omvandlingar spela en skäligen underordnad roll inom detta område.

Det måste emellertid framhållas, att det kanske understundom kan vara rätt vanskligt avgöra vad som är sekundär skiktning eller ej. Från den ursprungliga lagring, som måste antas stamma från en tid, då området genom vegetationslöshet tillät regelbunden dynbildning, kan man icke alltid så lätt skilja sådan lokal skiktning, som bildats genom senare omvandlingar av dynerna, ej ens om dessa sekundära omarrangemang uppstått under helt andra betingelser, t. ex. vid smärre »sår» av i övrigt vegetationsbunden dyn.

I ett sedan halvtannat årtionde nedlagt och delvis igenrasat sandtag i dyn invid Bosjöbanan något över 400 m NO om Alsterns nordände fanns tillfälle se tydlig recent skiktning. En grävning i det gamla sandtagets sida fördes ned till ett stycke in i orubbad dynsand med typiskt regelbundet läsidelutande snedskiktning. Närmast därovan följde rasmaterial: en blandning av vanlig flygsand, dekomponerad sådan (blekjord och rostjord),[1] humusmängd sand, grenar, pinnar, barr o. s. v. Efter en mer än metertjock dylik raszon kom överst en mycket väl skiktad sand, strykande och stupande som sandtagsbranten. Denna övre sand innehåller spridda lämningar av traktens växtlighet, här och var också skikt av svagt rost- eller humusfärgad sand (i sekundärt läge). Skiktningen, som bildats efter sandtagets utjämning genom ras, kunde, frånsett inblandningarna av sparsamma organiska rester och dekomponerad sand, till sitt utseende icke skiljas från normal, primär dynstruktur. Även nu kan således lokalt bildas skiktning av såvitt kunde ses samma typ som den som hör dynernas anläggningsskede till. Detta försvårar givetvis bedömandet av dyndetaljernas karaktär av primära eller sekundära.

Den enhetliga och regelbundna byggnad utan stora diskordanser eller störningar, som skiktningen i de flesta större skärningar har, talar emellertid bestämt mot att senare sanddrift skulle åstadkommit några väsentliga förändringar av dynerna efter den egentliga dynbildningens avslutande i och med vegetationsbindning.

Här och var komma dock sekundära förändringar till synes i dynernas inre.

I den förut nämnda dynsporren $^1/_2$ km NV om Pardixgård (jfr s. 107 och fig. 44) företogs en del grävningar för att utröna skiktningens art. Åt spor-

[1] I detta sammanhang må erinras om hur resistent särskilt blekjorden är. Där blekjord en gång inbäddats i dyn torde den knappast senare ha förlorat sin karaktär. Jfr Tamm 1920, bl. a. s. 94.

rens NV-sida, på plats där markytan, stödd av levande och avdöd vegetation, hade en branthet av 40°—45° mot NV, stupade skikten c:a 35° mot NV. Skiktningen var här ej fullt lika vacker som i primär dyn och störtdes av vegetationsrester, bl. a. en ännu ej helt förmultnad, upprättstående trädstam som nådde upp till inte fullt 1 m under markytan. Ett par grävningar i sporrens 15°—20° lutande SO-sluttning visade skikt i det närmaste konforma med ytan, alltså stupande c:a 15°—20° mot SO. På 0.4 m:s djup syntes äldre, sandbegravd markyta och därunder i den c:a 1.5 m djupa grävningen överallt spridda multnande barr och andra växtrester. Skiktningen är här mer oregelbunden och sämre markerad.

Från Långbromana omtalades (s. 124) inblandning av kolkorn i en del ytliga sandpartier. Dylik oftast sparsam kolinlagring i ytlig sand har iakttagits även på några andra ställen inom dynfältet. Så i nedre delen av dynen NV om vägen c:a 600 m ONO om norra gården på Pardixhöjden. $1^1/_2$ m under markytan hade här den kolförande sanden ännu ej genomgrävts. — Under vindsidesluttningen av dyn 200 m NNV om Pardixgård fanns på 0.5—0.6 m:s djup en svagt rostfärgad zon, sannolikt gammal markyta. I denna horisont och närmast ovanför den finnas spridda små kolkorn. På sina håll synas enstaka små kolprickar också till 10—15 cm under den rostfärgade zonens överkant. Den kolförande sanden var oskiktad. — Enligt meddelande av hemmansägare N. Henriksson skulle kol i sand också finnas i närheten av Kokärret. (I samband härmed upplyste hr Henriksson, att brända stubbar skulle finnas på sina håll i botten av Bondmossen.)

De kolinlagringar, som funnits här och var i dynerna, tyda på att dessa icke helt undgått destruktion i samband med blottning genom skogseldar, men förändringarna synas på det hela taget ha varit föga betydande. Någon inlagring av gamla humusskikt i dynerna har icke iakttagits (frånsett redan nämnda obetydligheter). Man jämföre härmed den väsentliga roll dylika gamla humusskikt spela i många dyner med flera skilda vilo- och rörelseperioder. Se t. ex. Sokolów 1894, ss. 124—126 och 155 samt Wahnschaffe-Schucht 1921, s. 424. (Jfr dock härmed I. Högboms, 1923, s. 186, uppgift, att överblåsta dynsidor äro mycket ovanliga i mellersta Tyskland.) I vissa främmande dyner har man någon gång funnit gamla markytor så tydligt skiljande olika dynbildningsperioder, att de kunnat användas som stratigrafiska horisonter. (Jfr t. ex. Hess v. Wichdorff 1919, bl. a. s. 44.)

Brattforsheddynernas inre byggnad synes ge vid handen, att de i mycket ringa grad varit utsatta för sekundär omvandling och liksom andra svenska dyner av denna typ väl bevarat sin ursprungliga karaktär. Jfr s. 106 i det föregående, ävensom I. Högbom 1923, ss. 150—151.

Om dyners bildning.

En sammanfattande kritisk översikt över de viktigaste dynbildningsteorierna har nyligen givits av I. Högbom (1923, ss. 115—125). Det kunde

kanske förefalla lämpligast att nu endast hänvisa till denna eller någon annan översikt utan att också här i samband med »döda» dyner söka taga ställning till dynbildningsproblemet, vars lösning dock hellre borde sökas i »levande» dynfält, där flygsandsbildningarnas tillblivelseprocesser och omgestaltningar kunna följas samt dessas betingelser analyseras.

Emellertid kan man svårligen studera en företeelse utan att söka bilda sig en uppfattning om hur den uppkommit — ett försök, som i detta fall måste i första hand gestalta sig som en granskning av förut i litteraturen framförda uppfattningar. Då jag började föreliggande undersökning, syntes det mig heller inte otänkbart, att man även ur fixerade dyner skulle kunna utvinna ett eller annat bidrag till dynbildningsfrågans belysande. Inom biologien göra ju inte fysiologiska studier de morfologiska och anatomiska överflödiga, då det gäller att förstå livsfunktionerna; här kunde möjligen något liknande gälla, om än jämförelsen är ganska långsökt. För »dynanatomiska» studier borde fixerade dyner vara gynnsammare än ännu obundna och i omvandling stadda. Att i torr, flygbar sand dynens inre byggnad, dess fina skiktning, skall vara svår att studera säger sig självt, sanden rasar eller den virvlar iväg med vinden. Upplysande skärningar torde oftast vara besvärliga att få i recenta dynfält, även om dynens inre ingalunda är så torrt som man av ytan skulle vänta.

Värdefulla upplysningar om skiktningen i obundna dyner saknas dock ingalunda. Så har exempelvis Beadnell (1910, s. 387. Jfr också a. a. fig. 11) gjort skärningar i recenta dyner för att studera skiktningen, men då måste han först genomfukta sanden, vilket i ett ökendynfält understundom kan vara ett rätt besvärligt företag. I bundna dyner ställer sig saken vida enklare, särskilt om man i ett klimat som vårt för studierna i fråga väljer en tämligen fuktig tid. För iakttagelserna över Brattforsheddynernas skiktning har redogjorts i ett föregående kapitel.

Begränsningen i de morfologiska och »anatomiska» dynstudiemetoderna ligger i öppen dag, och det är kanske överflödigt framhålla, att den uppfattning om dynbildningsmekaniken, som vinnes inom ett bundet flygsandsfält, endast kan bli ytterst fragmentarisk — men kanske i någon mån brukbar till prövning och möjligen komplettering av uppfattningar, som grundats på direkta iakttagelser över flygsandsbildningars anläggning och omgestaltning. Det är sålunda med en bestämd reservation jag i detta huvudsakligen refererande kapitel vågat göra ett eller annat försök till omdöme om några dynbildningsteorier. Givetvis har det varit omöjligt att här i diskussionen indraga mer än en ringa del, ett begränsat urval av den synnerligen omfångsrika dynlitteraturen. Jag hoppas dock ha fått de i ifrågavarande sammanhang väsentligaste riktningarna representerade.

Tillåter man sig en viss schematisering kunde man kanske indela dynbildningsteorierna i två stora grupper: dels »hinderteorier», enligt vilka dyner anläggas i omedelbar anslutning till hinder, dels teorier, enligt vilka dyner kunna anläggas också utan direkt anslutning till hinder. Övergångar och förmedlingar mellan de båda teorierna saknas ingalunda.

»Hinderteorier».

Att flygsand kan anhopas i lä av hinder är ju nästan självklart, förhållandet är också mycket ofta observerat på vitt skilda håll och omvittnat av talrika iakttagare. Dylika anhopningar, som ansluta sig till synligt hinder (sten, vägg o. s. v.) och som till form och storlek äro beroende av hindret, urskiljas ibland i sammanfattande framställningar som en särskild kategori av dyner med egen beteckning (ex. av Philippson 1924, s. 272: »gezwungene Dünen»).[1]

Till av hinder påtagligt orsakade sandackumulationer torde man få räkna också de dyner som byggas upp med vegetationens direkta medverkan, särskilt där xerofila arter växa vidare i höjden, vartefter deras lägre delar begravas av den hopblåsta sanden. (Se exempelvis Reinke 1903, s. 285 samt ss. 290—291.)

Ett exempel i liten skala på dynbildning genom sandhejdande växter visa miniatyrdynerna vid Mångens S-strand (s. 98 och 132 samt fig. 38).

Om bildningsbetingelserna för dyner, som direkt ansluta sig till iakttagbart hinder, torde i stort inte råda några meningsskiljaktigheter, och dessa dyner kunna i detta sammanhang avföras från diskussionen.[2]

Men även i fråga om fria dyner, som i sin utbildade form inte förete något som helst beroende av hinder, har man sökt återföra sanddrivornas ursprungliga anläggning på hinder. Free (1911, s. 58) anser, att »the initial impulse of dune formation is, in most cases, furnished by some relatively fixed obstacle in the plain of drifting sand», ofta bara en liten tuva växtlighet, som vid sandens pålagring förkvävs, medan sanddrivan, som nu själv bildar hinder mot vinden, växer vidare till stor dyn. Free uppger något längre fram i sin på en häpnadsväckande litteraturkännedom grundade bok, att hans diskussion av dynerna »is based on the theories of dune formation which find general acceptance at present» (a. a. s. 65).

Free hänvisar dock även till författare, som hysa en annan mening om de fria dynernas ursprung och anse, att dessa ej ens för sin första anläggning behöva något hinder. Och I. Högbom (1923, s. 121), som påpekar, att »hinderteorien» accepterats i åtskilliga vanliga handböcker, hävdar, att denna uppfattning är ohållbar som allmän förklaring till dynernas uppkomst, om också i vissa fall små hinder på angivet sätt kunna ge upphov till dyner. Högbom åberopar även Sven Hedin, som förnekar

[1] Kaiser (1926, s. 350) sammanfattar sandanhopningar vid hinder som »Sandwehen». Visserligen medges, att ur »Sandwehen» kan uppkomma dyner, men Kaiser ser dock i »Sandwehen und Wanderdünen zwei ganz verschiedenartige Gebilde, die gesondert von einander zu betrachten sind.»

[2] Direkt hinderbetingade dyner behöva icke alltid avsättas bakom hindret, de kunna också understundom avsättas framför. Jfr exempelvis Hesselman 1909, s. 37. — I vad mån dyner, betingade av vad Samuelsson (1926, s. 122) kallar »Luwlee», kunna räknas till direkta hinderdyner är kanske omtvistligt. För egen del är jag inte alls benägen hänföra dem till nämnda kategori. (Luwlee karakteriseras som »nicht ein Lee im eigentlichen Sinne des Wortes, sondern nur eine schmale Zone in der Nähe des Strandes, wo die grössere Friktion über Land auf den Seewind hemmend wirkt».)

möjligheten att söka ursprunget till de asiatiska öknarnas otaliga stora dyner i små obetydliga hinder och menar, att dynbildningen sker oberoende av hinder och regleras av mer allmänna lagar. Kaiser (1926, s. 359) framhåller med stöd av sina ökeniakttagelser i Sydvästafrika, att i synnerhet stora »Sandwehen» väl kunna ge upphov till dynbildning, men att smärre sådana vid obetydligare hinder i stor utsträckning aldrig orsaka dyner. »Wanderdünen entstehen anderseits viel häufiger auf von Sand übermässig beladenen Flächen, ohne dass irgend ein Hindernis in diesem Gebiet sich zeigt. Gerade die Gebiete häufiger Wanderdünenentstehung sind ganz arm an Fremdkörpern, die überhaupt eine Wanderdüne hervorrufen könnten.»

Det finns visserligen ökendynkännare som hålla före, att hinder äro nödvändiga för dyners anläggning. Så förklarar exempelvis Chudeau (1920, s. 337), att sanddriften endast hejdas av hinder. Och då han säger, att »il faut une cause pour que le sable s'accumule», synes han knappast räkna med möjligheten av annan orsak än påtagliga hinder. Chudeau tänker emellertid på hejdning av annat slag än genom små obetydliga stenar, tuvor eller dylikt. De stora dynerna inom av denne forskare undersökta områden tyckas till sin beskaffenhet avvika från t. ex. Hedins. Enligt Chudeau (a. a. ss. 338—339) skulle de stora dynerna i Sahara i regel blott vara sandinmantlade uppstickande klippartier (sålunda stationära)[1] och icke homogena, fria dyner.[2] Chudeau kan dock icke finna någon förklaring till de även enligt hans mening homogena barkanernas lokalisering.

Den kritik, som från skilda håll riktats mot teorien om hinder som ofrånkomlig betingelse för all flygsandsackumulation, förefaller ha tydligt ådagalagt, att man för många fall av dynbildning måste söka en annan förklaring. Och för åtskilliga områden torde det svårligen gå att jäva I. Högboms omdöme (1923, s. 122): »It seems also too great an absurdity to think that the now quite barren great dunes in big deserts should owe their origin to occasional tufts or other obstacles of similar dimensions dating from past centuries.» Högbom meddelar också på anfört ställe direkt iakttagelse av begynnande dynbildning utan stöd av något som helst hinder.

Och Baschin (1899, s. 418) fastslår, att »die Regelmässigkeit der Formen, die wir in den langgestreckten Dünenzügen finden, kann nicht durch zufällige Sandanhäufungen erklärt werden; vielmehr deutet dieselbe darauf hin, dass diesen regelmässigen Wellenzügen eine bestimmte Gesetzmässigkeit zugrunde liegen».

Teorier för dyners anläggning utan direkt anslutning till hinder.

Inom månget flygsandsfält förete dynerna i sin anordning en så slående likhet med vågorna på en vattenyta,[3] att det legat mycket nära till hands

[1] Jfr också Kaisers (1926, s. 358) högsta dyner.

[2] Enligt Chudeau (1921, s. 268) skulle det dessutom höra till undantagen, att dyner i Sahara förbli helt bara. Från flera andra öknar beskrivs ju dynerna som alldeles vegetationsfria.

[3] Jfr exempelvis på kartan, tavla 1, dynerna norr om Alstern eller se flygfotografier över en del ökendyner. En sådan bild återges t. ex. av Hume 1925, Pl. V, vid s. 30.

att, som Baschin i citatet nyss, betrakta dynerna som ett slags vågfenomen. Det ha också många författare gjort, och de ha på olika sätt sökt utforma detta betraktelsesätt. Cornish, en av de ivrigaste vågentusiasterna, som i en rad arbeten framlagt sina iakttagelser över »vågor» bildade på många olika sätt och i skilda media,[1] hör till dem som anse, att dynerna till sin första anläggning betingas av ideliga förändringar i vindens styrka (Cornish 1914, s. 58).[2] Cornish anknyter här till äldre teorier för vattenvågors uppkomst. (Angående teorier för vattenvågor etc., se Baschin 1899, där litteraturanvisningar finnas.)

Många av dem som på senare tid sysslat med dyner ha tillgripit en av Helmholtz matematiskt härledd tolkning av de verkliga vågföreteelserna (i vätskor och gaser) för att med denna teori gå ett stycke längre än vad Helmholtz själv gjorde, och söka med den — eventuellt i modifierad form — förklara också sandvågorna. Se exempelvis Baschin 1899. Någon enstaka författare har väl ignorerat de grundväsentliga olikheterna mellan sanden och de plastiska media, för vilka Helmholtz uppställde sin teori, men i allmänhet synes man som Baschin i anfört arbete ha räknat med komplikationer genom sandens avvikande konsistens. (Jfr Baschins bestämda poängterande av olikheterna mellan vattenvågor och sandvågor, 1899, s. 421.) Men även den modifierade formen av vågteoriens tillämpning på dynerna har från många håll blivit helt utdömd, och som belysande anföres Cholnokys kritik (1902, ss. 126—127):

»Die Dünen unterscheiden sich aber wesentlich nicht nur insoferne, als dies Baschin erwähnt, sondern gerade im wichtigsten, ich möchte sagen im Definirungs-Punkte, von der Wellenbewegung.

Die Wellenbewegung ist im wissenschaftlichen Sinne eine periodische, eine Orbitalbewegung; Welle ist aber ein solches Stück des in der periodischen Bewegung befindlichen Mediums, das eine vollständige Reihe der in sämtlichen Phasen befindlichen Medienelemente enthält.

Die Bewegung des Sandes der Dünen ist eine fortschreitende Bewegung, die Düne selbst eine fortschreitende Masse, die während ihrer Wanderung durch den Wind eine eigenartige Form annimmt. Die Bewegung der Sandkörner hat zwar Perioden, nachdem das Sandkorn an der sanften Böschung der Düne hinaufwandert, sodann auf der Steilböschung hinabrutscht und dann solange unbeweglich bleibt, bis die Düne mit einer ihrer eigenen Breite gleichen Strecke vorwärts gewandert ist. Alsdann beginnt das Sandkorn wieder seine Bewegung. Während aber die Form der Wellenoberflächen von der Orbitalbewegung der an der Wellenbewegung teilnehmenden Molekülen verursacht wird, entsteht die Form der Düne nicht infolge der Bewegungsperiode der Sandkörner, sonder gerade

[1] Cornish har t. o. m. (1899, s. 624) som en särskild vetenskapsgren, kumatologi, velat sammanföra studier över alla vågytor och vågformade bildningar. Han förde samman också företeelser som knappast kunde ha något närmare med varandra att göra, och motiverad kritik dröjde ej.

[2] En talande grafisk framställning av vindstyrkans växlingar redan under en så kort period som två minuter återfinnes hos Hann-Süring 1926. fig. 31, s. 399. I anf. arb. ges för övrigt en med rika litteraturanvisningar stödd redogörelse för vindens struktur.

umgekehrt, die Form der Sanddüne ruft die Periodicität in der Vorwärtsbewegung des Sandkornes hervor.

Es fehlt sonach dem Charakter der Sanddüne die definirende Eigenschaft der Wellenbewegung, infolge dessen ist die Düne mit einer Welle nicht identisch.

Es ist zwar für die weitere Beweisführung überflüssig, trotzdem will ich einige, aus obiger Distinction fliessende Unterschiede zwischen Welle und Düne anführen.

1. Bei der Wellenbewegung befinden sich sämtliche Punkte des Mediums in Bewegung. Bei der Wanderung der Düne bewegen sich nur die unmittelbar dem Wind ausgesetzten Teilchen.

2. Bereits Baschin erwähnt, dass der Wellenschlag des Wassers, nachdem sich der Wind gelegt hat, weiter dauert; die Sanddüne bewegt sich dann nicht mehr.»[1]

De synpunkter Cholnoky framlägger i de citerade delarna av sin kritik gå i mer eller mindre modifierad form och med mer eller mindre betydande tillägg av ytterligare argument igen i flera senare arbeten (exempelvis Harlé 1920, s. 122; I. Högbom 1923, ss. 116—117, St. Jonesco-Baléa 1924, s. 50—51).[2]

I. Högbom (1923, s. 124) söker för dynernas vidkommande i viss mån ersätta vågteorien med vad man möjligen kunde kalla en »luftstudsningsteori». Vind som passerat ett vertikalhinder har jämte sin horisontella framåtkomponent också en vertikalkomponent, och strömlinjerna skulle inte asymptotiskt närma sig markytan utan studsa och åter studsa, beskrivande en sinusartad kurva. En vågliknande rörelse skulle alltså uppstå, dock med avtagande amplitud. Kommer vinden till dynfältet från högre eller lägre liggande område, får luften den vertikalkomponent, som åstadkommer dylika studsningar. Vid studsningsplatserna är vindens styrka och transportförmåga relativt stor, framför och bakom studsningsställena däremot försvagad, så att av vinden medförd sand kommer till avsättning — att börja med såsom sköldformiga drivor.[3] Dessa skulle alltså vara dynernas ursprungsform. Det vore enligt Högbom mycket möjligt, att vid

[1] Som en tredje skillnad anför Cholnoky, att våghöjden är beroende av vindstyrkan, medan »ein wie immer kleiner Wind ist im Stande eine Düne von beliebiger Grösse zu stande zu bringen, wenn derselbe genügend lange Zeit anhält und eine hinreichende Menge Sandes zur Verfügung steht». Här torde Cholnoky ha kommit in på ett ännu ingalunda tillräckligt utrett område. Att vindstyrkan skulle vara en faktor helt utan inflytande på dynhöjden förefaller osannolikt.

[2] Hedin (1905, s. 416) och Harding King (1916) påpeka ytterligare betydelsen av att, medan en vattenvåg sedan vinden upphört lägger sig ned, dynen står kvar, något som redan Baschin framhållit (1899, s. 421). Hahmann (1912, s. 33) framhåller, att »die Sanddünen niemals eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit annehmen können, die der des Windes gleichkommt. Daher kommt es niemals zu einer stationären Wogenbildung, bei der die von Helmholtz geforderte Oberflächenform allein eintreten kann».

[3] Sköldformiga sanddrivor som dynembryoner ha behandlats av flera författare (om än meningen om deras uppkomst är något växlande). Som ett par ganska godtyckligt valda exempel må anföras Oldham 1903, Harding King 1918 (whale back dunes) och Kaiser 1926, s. 355 (Sandschilde). Kaiser framhåller, att sandsköldarna med olika områdens växlande betingelser kunna få rätt varierande form. Ingalunda alla dyner skulle emellertid enligt Kaiser kunna återföras på sådana flacka drivor. »Sandschilde können — — — Wanderdünen veranlassen, aber sind nicht der alleinige Urtyp von Wanderdünen.»

dynernas utbildning även »more complicated eddying processes» spela in.

Mot själva studsningsteorien som dynförklaring torde invändningar kunna resas. Hindrets dimensioner och gestalt borde exempelvis bli vad som jämte vindens styrka bestämde dynernas avstånd och anordning; man skulle vänta en regelbundenhet i förhållandet mellan hinderdimensioner och dyndimensioner som ej veterligen iakttagits. Särskilt om man räknar med små ojämnheter i sandytan själv som möjlig dynorsak (I. Högbom a. a. s. 123), torde det bli svårt att längre tillmäta luftstudsningarna avgörande betydelse.

En del av de forskare, som helt förneka varje berättigande i en genetisk jämförelse mellan dyner och vågor, anse däremot om ripplemarks, »dass dieselben mit der Wellenbewegung in enger Beziehung stehen» (Cholnoky 1902, s. 128).[1] I. Högbom sätter in värdet för sandens specifika vikt i en av Wien härledd formel för våglängden och beräknar, vilka inbördes avstånd »sandvågor» borde få vid olika vindstyrka — under framhållande av att fysiska olikheter mellan sand och plastiskt medium lämnas ur räkningen. Han finner därvid, att en vindhastighet av 5 sekundmeter skulle ge 1 cm våglängd, av 10 sekm 4 cm och av 15 sekm 9 cm våglängd.[2] »From this it is clear that the sub-aerial sand-forms, which are to be considered as the nearest genetical parallels to waves in the plastic media, are the ripple-marks, as the dunes have quite other dimensions. Using the formulation of Baschin, cited above,[3] I should thus regard only the ripplemarks, but not the dunes, as the product of the tendency to the forming of a wave-surface at the contact between the plastic medium air and the non-plastic medium sand.» (I. Högbom 1923, s. 119.) (Kritik av tillämpningen av den använda vågformeln på sand se nedan, not 1 s. 141.) Högbom framhåller ännu starkare än Cholnoky (a. a. s. 128), att dynernas uppkomst är en från bildningen av ripplemarks principiellt skild företeelse. Och Kaiser (1924) understryker Högboms uppfattning: »Damit stimmen seine Folgerungen überein mit den Beobachtungen, die jeder machen muss, der sich eingehender in der Natur mit ripple-marks und Dünen beschäftigte, die eben nicht durch Übergänge mit einander verbunden sind.»

Dessa uttalanden stå i skarpaste motsats mot sådana av en del andra forskare, vilka betrakta ripplemarks som embryonala dyner. Så räknar exempelvis Sven Hedin (1905, bl. a. s. 434) med ripplemarks' övergång till dyner,[4] och Exner (1920 och 1921) söker matematiskt utreda och formulera denna tillväxt samt anför (1924) iakttagelser i naturen av »sandvågor»

[1] Andra, t. ex. Passarge (1924, s. 673), anse, att ej heller ripples kunna vara »eine Folge der Reibung der Luft auf der Sandoberfläche entsprechend dem Helmholtzschen Gesetz». Passarges argument är ripples' vandring.

[2] Jfr dock även Exner 1919, s. 162 eller Baschin 1920.

[3] »Die Tendenz zur Bildung einer Helmholtz'schen Wellenfläche.»

[4] Att ripplemarks i ett redan utbildat dynfält icke växa över viss, mycket begränsad storlek och ej nå dyndimensioner skull enligt Hedin bero på att de ej ha tillräckligt utrymme för tillväxt: »— — the windward sides of even the biggest dunes are all too short to allow of the ripple-marks reaching any noteworthy degree of development. Before that can happen, they, owing to their relatively swift advance, already have reached the crest, where they at once plung over and disappear on the leeward side. (Hedin 1905, ss. 428—430.)

om c:a 0.3—0.9 m:s våglängd, som skulle utgöra mellanstadier mellan ripplemarks och dyner.

Men även om man med Solger (1920, s. 176) menar, att »ein allmähliches Wachsen einer kleinen Wellenfurche zur grossen Düne findet unzweifelhaft nicht statt» — och så långt tycks trots enstaka förfäktare av motsatt uppfattning dock flertalet av dem som sysslat med hithörande frågor vara ense — så är inte därmed vågteorien för dynernas vidkommande definitivt avfärdad, inte en principiell skillnad mellan dyner och ripplemarks fastslagen (jfr Cornish 1897). Solger (a. a. s. 174 samt fig. 4, s. 177) räknar i stället med att det uppstår samtidiga »vågsystem» av helt olika storleksordning. Solgers fig. 4 i nyss anfört arbete åskådliggör saken: små ripples krusa de större flygsandsformernas yta. Att ripplemarks uppträda på dyner torde vara allmänt känt, och små vågor som krusa stora kan man också se på vatten, liknande företeelse ibland, ehuru ej lika vanligt, också på hinderfria snödrivor. Tanken på vågsystem av helt olika storleksordning låter sig knappast utan vidare avvisa. »Il se peut que les rides en vagues si fréquentes sur les dunes bâties par le vent — — — soient dues à des variations périodiques de second ordre des variations principales. Elles seraient ainsi comparables aux sons harmoniques d'un son principal.» Harlé 1920, s. 131.

Med all rätt ha de grundväsentliga olikheterna mellan dynerna och vågor i plastiska media framhållits. Sedan beror det på definitionen av begreppet »våg», om man som I. Högbom (1923, s. 117) medger blott att »dunes may be sand-waves in a more or less poetical sense of the word». Har man måst medge ripplemarks vara utslag av en vågbildningstendens, borde det knappast vara orimligt tänka sig, att även vissa dynslag närmast då transversaldyner — den typ som förhärskar också på Brattforsheden — skulle ha en viss genetisk frändskap med de vågor vinden åstadkommer på en vattenyta. Högboms argument, att endast ripplemarks' dimensioner, ej dynernas, satisfiera vågformel, synes knappast avgörande, då det i varje fall icke är fastslaget, att denna formel gäller för ett medium av sandens egenskaper,[1] hur det än må ställa sig med formelns tillämplighetsgrad i övrigt.

Om också med vissa inskränkningar torde Baschins »Gestaltungsgesetz» (1918, s. 50) äga giltighet: »Wenn eine Wasser- oder Luftmasse sich in strömender Bewegung befindet, so besteht das Bestreben, den grenzflächen dieser Massen eine Wogenform aufzuzwingen.»[2] Transversaldynernas ut-

[1] Hahmanns experimentella undersökningar tala avgjort mot formelns användbarhet på sand. Sandvågornas (ripples') avstånd växte proportionellt mot det snabbare mediets hastighet, ej, som formeln anger, med kvadraten på denna hastighet. (Hahmann 1912, s. 14, tab. 1, s. 15, kurva 1 samt s. 33.) Det torde vara välbetänkt att inte utan vidare söka återföra ripplemark- och dynbildningen på tendens till utformning av just Helmholtzsk vågyta. Se Hahmanns kritik i a. a. Kanske finnas också andra möjligheter för vågbildning. Jfr detta förhållandes inflytande på I. Högboms resonemang.

[2] Däremot torde det kunna sättas i fråga, om inte Baschins senare »Gleichflächengesetz» (1920): »Wenn Massen sich in gleitender Reibung gegen einander bewegen, so besteht das Bestreben ihren Grenzflächen eine Wogenform aufzuzwingen» innebär en för långt gående generalisering.

bildningsform, när den är regelbunden och typisk, synes tala för att de kanske kunde återföras på dylik tendens, de lika väl som ripplemarks. Att ett fritt transversaldynfält återspeglar något slags vågrörelse hos luften synes vara svårfrånkomligt. Även I. Högbom räknar med dylik.[1] Varför och hur vågsystemet uppkommit är problem som väl närmast hör fysiken till.

Ett och annat drag av luftvågornas växelverkan med sandanhopningarna torde man kanske kunna söka rekonstruera även utan ingående teoretisk utredning. Antag luftens vågformiga framströmmande åskådliggjort av strömlinjer, markerande luftmassans rörelse. Figur 61 avser att schematiskt demonstrera tankegången, däremot ej att helt återge de faktiska förhållandena, som säkerligen äro vida mer komplicerade. Där i fig. 61 a

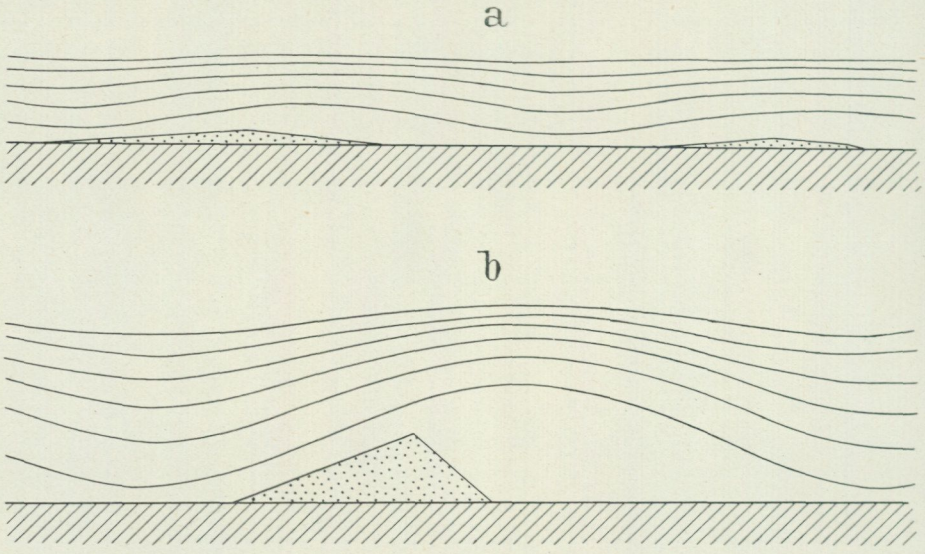


Fig. 61. Schema över luftens förmodade strömlinjer vid dynbildning.

strömlinjerna ligga lägst, är luftströmmen starkare än på andra ställen vid markytan och transportförmågan större. Härifrån tas material med, om sådant finnes i tillräckligt lättransporterbar form. Vid strömlinjernas uppbuktning från marken däremot, där partiklarna ej längre fraktas endast horisontellt utan för att följa luftströmmen måste lyftas, kan ej längre lika mycket material transporteras vidare, utan en del av luftens sandbörda avlastas. Oldham (1903, ss. 144—145) menar, att sandackumulationen att börja med fyller ut strömlinjeuppbuktningen. Sandanhopningarna »owe

[1] Harding King (1916, s. 195) anser också luftvågor kunna orsaka dyner. »I believe it possible, however, that in some cases wave motion may have an influence in modelling sand, but if so the waves are waves in the air and not in the sand itself.» King synes finna hinder nödvändigt för dessa »luftvågors» uppkomst. Även Walther, som delvis ansluter sig till hinderteorien, menar att dyner kunna orsakas »vielleicht sogar durch die wellenförmige Bewegung der Luftstösse» (1924, s. 272). I a. a. s. 271 talar Walther om sandens »Eigenformen — die von den dort herrschenden Luftströmungen bedingt sind».

their origin to an upward bend of the air currents, — — — by which a space of comparative calm is formed. In this space the sand, drifting along the surface by the wind, comes to rest;[1] in the earlier stages the supply of sand is sufficient to completely fill the space and its surface, following the stream lines of the air currents, has a smooth, gently-rounded outline from one end to the other». Det skulle ju också harmoniera rätt väl med uppfattningen av dynbildningen som en vågföreteelse, att luftvågens egen avgjutning i sand för de låga vågorna skulle vara flack, för de högre brantare. Emellertid synes en överläggning ge vid handen, att där strömlinjerna åter sänka sig, öka vindstyrka och transportförmåga vid marken, och någon ytterligare sandavsättning borde knappast äga rum. Redan den ursprungliga sandanhopningen kan därför tänkas ske huvudsakligen inom »strömuppbuktningens» proximala hälft, och drivan skulle då inte fullständigt återspegla strömlinjernas verkliga form.

Som Oldham och flera med honom anta, torde luftvågornas dimensioner komma att ökas genom det motstånd sandanhopningen själv bildar mot luftströmmen. »The heap of sand, once formed, helps to accentuate the upward curve of the wind and grows both horizontally and vertically, — — — but as it grows the space to be filled by the sand increases, till the supply drifted by the wind no longer suffices to fill the void, and, after drifting along and covering[2] the windward part of the sandhill, it forms a slope to leeward, down which the sandgrains fall.»[3] (Oldham 1903, ss. 144—145.) Citatet gäller närmast barkanbildning, men exempelvis Harlé (1920, s. 127) har accepterat betraktelsesättet också för andra dyner. Transversaldynerna böra i princip växelverka med luftvågorna på ungefär samma sätt som Oldham skildrat beträffande barkaner. Oldham anser som sagt, att den av vinden medförda sandmängden ej räcker till att fylla ut den tillväxande strömlinjeuppbuktningen: sanden fyller dess proximala del och slutar med en rasbrant åt läsidan. Visserligen kunde man kanske tänka sig, att sandavsättningen också hos de »vuxna» dynerna ägde rum, tills strömstyrkan åter ökat tillräckligt för att transportera återstående sandmängd vidare, såsom jag ovan förmodat för den primära, flacka sanddrivan.[4] Detta förefaller dock för de något utbildade dynernas vidkommande av flera skäl icke antagligt, särskilt synes dynprofilens form med dess mer eller mindre branta läsida vara ett avgörande argument. Oldhams förmodan, att den till en dyn av vinden medförda sandmängden för-

[1] Oldham beskriver i a. a., s. 144, iakttagelser över flacka sköldformiga sandackumulationers anläggning oberoende av lokala hinder, iakttagelser som mycket överensstämma med dem I. Högbom senare gjort vid Skagen (I. Högbom 1923, s. 122). I båda fallen lågo de flacka drivorna läsids större och äldre dyner men ej nödvändigt omedelbart intill dessa.

[2] I regel torde på vindsidan av redan något utbildad dyn icke ackumulation utan endast erosion äga rum. Den läsidestupande skiktningen skäres oftast — åtminstone på Brattforsheddynerna — direkt av genom dynens flackare vindsida. (Vittringszonen, där skiktningen senare gått förlorad, då lämnad ur räkningen.)

[3] Jfr fig. 61 b.

[4] Jfr att området omedelbart framför en dynläsidas fot understundom kan vara alldeles fritt från flygsand (så vid en del av Brattforsheddynerna). Liknande förhållande också påpekat av andra författare, exempelvis Hesselman 1909, s. 4. Fenomenet synes emellertid redan med Oldhams antagande få en fullt tillfredsställande förklaring.

brukats redan då den utfyllt blott en del av »luftvågen», synes sannolik. Däremot tyckas icke förhållandena vid Brattforsheddynerna bekräfta det från många håll gjorda påståendet, att dynernas läsida regelbundet är en rasbrant.[1] Att dynläsidan ofta är något flackare än rasvinkeln[2] framhåller bl. a. Sokolów (1894, s. 83), vilken som förklaring anger, att »dies ist dadurch bedingt, dass die Böschung, wenn nicht durch direkten, so doch durch reflektierten Wind, namentlich aber durch Regen beeinflusst wird, indem die Beobachtung lehrt, dass andauernder starker Regen die Böschung verflackt». I. Högbom (1923, s. 128) påpekar, att utbildningen av en dynläsida med rasvinkel skulle förutsätta fullständig vindstilla på dynbranten i fråga; i verkligheten torde vid sandavsättningen inte råda något så absolut lugn där, vilket medför förändringar av lutningsvinkeln. Att läsidan på gamla dyner är mindre brant än på »levande» skulle delvis förklaras av en nedglidning av sanden under inverkan av temperaturförändringar och delvis av erosion (a. a. s. 130).

Exempel på gamla dyner med läsidan flackare än rasvinkeln ge Brattforsheddynerna. På fig. 62 har gjorts en sammanställning av förhållandet mellan dynhöjd och läsidelutning[3] för samtliga de dyner på Brattforsheden som noggrant uppmätts. Lutningsvinklarna ha beräknats efter tubavvägning av höjderna samt avståndsmätning med mätstång eller (i färre fall) med distanstub, och vinklarna äro sålunda bestämda med större noggrannhet än som är möjligt med enkel klinometer. Profillinjerna ha för varje dyn lagts vinkelrätt mot dynens längdutsträckning just på ifrågavarande punkt, alltså rätt upp resp. ned för dynsluttningarna. Sammanställningen visar, att läsidebrantheten tilltar med dynhöjden på ett tämligen regelbundet sätt. Det ligger rätt nära till hands att, i enlighet med Högboms ovan antydda uppfattning, söka förklara dessa gamla dyners relativt

---

[1] Ett stort antal dynlutningsmätningar har med noggranna litteraturanvisningar sammanställts av Free 1911, ss. 60—62. Free själv ansluter sig till uppfattningen, att »in the ideal case the leeward slope has that angle at which the sand will just remain at rest — usually about 30° — —». Från många håll framhålles läsidans synnerligen konstanta lutning. Forchhammer (1841, s. 6) säger exempelvis om de danska dynerna: »In der dem herrschenden Winde entgegengesetzten Richtung bildet die Düne einen weit stärkeren Winkel (än på vindsidan), der, ich möchte sagen, unveränderlich ist. Er beträgt nämlich überall, wo eine Düne sich ganz frei bildet, genau 30°.» Om ökendyner säger Walther (1924, s. 282): »Die Leeseite ist fast immer gegen 32° geneigt». Hedin (1905, s. 416): »— — the property which the sand possesses of disposing itself on the leeward side at the steepest angle actually possible to it, an angle which I found in several instances to be equal to 32° to 33°.» Exemplen på förfäktare av denna uppfattning kunde mångfaldigas. Ett påtagligt intryck av en dynsida med rassluttning ger Pl. 7, s. 63 i Cornish's »Waves of sand and snow» (1914), ävensom fig. 4, s. 5 i Cornish 1900. Uppgifter om torr, lös sand som bildar brantare dynlutningar än rasvinkeln utmönstras av bl. a. Sokolów (1894, s. 83 och 170), Cholnoky (1902, ss. 108—109) och Free (1911, s. 60) såsom härrörande av observationsfel. (Chudeau 1920, s. 344 och 1921, s. 265 godtar Duveyriers uppgift om ökendyner som luta 51°.) Genom fuktighet eller genom kornens sammankittning möjliggöres brantare dynlutningar än den normala rasvinkelns. Harlé (1920, s. 71) beskriver, hur sand kan flyga t. o. m. vid regn, varvid dynläsidan blir brantare än rasvinkeln. Där Harlé iakttagit fenomenet, skedde dock vid torkning ras, som gav dynsidan i stort dess normala lutning.

[2] I Chamberlin-Salisburys handbok (1909, I, s. 29) anses dynernas läsida vara rasbrant men uppges icke dess mindre sällan överstiga 23° eller 24°. (Kan möjligen vara tryckfel.)

[3] Vid lutningsuppgifterna har utflackningspartiet uppåt och (i förekommande fall) nedåt lämnats utan avseende, uppgifterna hänföra sig till den brantaste — och i allmänhet större — delen av dynläsidan. Nr 11 medelvärde för en icke jämn sluttning.

svaga läsidelutning genom sandens sekundära nedglidning, då man möjligen i de högre dynernas större massa kunde tänkas söka förklaringen till att utflackningen där ej hunnit så långt. En sådan inverkan av massan på lutningen synes dock här osannolik. Avgörande är emellertid dynernas skiktning. De flesta iakttagelserna över skiktningen ha utförts på ställen, där skärningar blottlagt densamma eller eljest gjort den lättillgänglig; skiktningsmätningarnas lokalisering beror alltså till stor del på tillfälligheter, under det profillinjerna utvalts med tanke på det typiska och karakteristiska. Inom profillinjerna ha endast relativt få skiktningsbestämningar företagits, men som framgår av kapitlet om dynskiktningen är denna ändå relativt väl känd, troligen tillräckligt för frågans bedömande. Som förut skildrats, ha

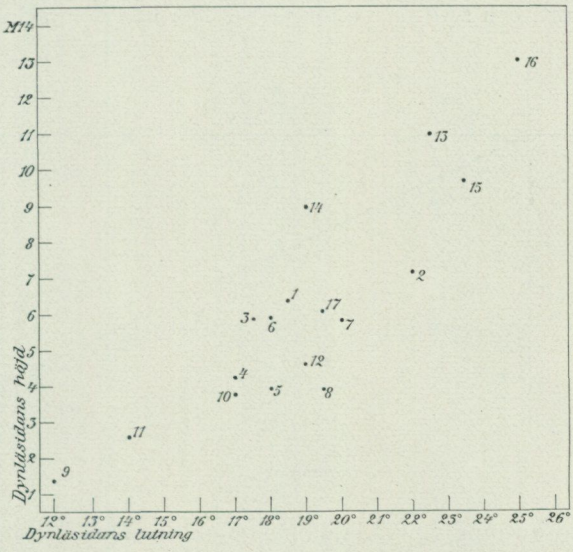


Fig. 62. Diagram över förhållandet mellan höjd och läsidelutning bland Brattforsheddynerna. Flertalet mätningars lokalisering framgår av fig. 50 sid. 118. Jfr även tavla 2. Mätningarna 16 och 17 gjorda inom området för kartan fig. 42, s. 103.

lagrens lutningar i regel klinometerbestämts på skiktytor, som frampreparerats så gott sig göra låtit. Metoden ger tyvärr utrymme för några graders bestämningsfel. Någon statistik över förhållandet mellan skiktstupning och dynhöjd har ej gjorts. Men även skiktstupningen ökar på enstaka undantag när i stort sett i branthet med tilltagande dynhöjd. I den lägsta och flackaste av de detaljavvägda dynerna konstaterades flack skiktning, i stort konform med dynens läsida. Även i övriga fall där såväl skiktens som dynläsidans lutning bestämts visa de i regel god överensstämmelse. Någon iögonenfallande diskordans mellan dynläsidan och närmast under den liggande skikt har knappast någonstans inom området iakttagits. Emellertid nå ett betydligt antal skiktstupningsbestämningar något högre gradtal än de största uppmätta nuvarande dynsidelutningarna, ofta t. o. m. ras-

vinkeln. Även om en viss marginal lämnas för observationsfel vid bestämningarna, torde få anses fastslaget, att i dynerna ibland finnas skiktytor, brantare än de nutida dynytorna. Ehuru det knappast direkt konstaterats, är det sålunda möjligt och troligt, att någon sekundär utflackning av dynerna ägt rum.[1] Om det alltså är osannolikt, att fig. 62 i detalj riktigt återger förhållandet mellan primär läsidelutning och dynhöjd, så synes dock allt tala för att avvikelserna äro jämförelsevis små och den uppfattning fig. 62 ger i princip riktig också för primära förhållanden.

Inom ifrågavarande undersökningsområde synas alltså de låga dynerna ha byggts upp med tämligen flack läsida och brantheten ökat med dynens höjd. Ofta tycks ej heller primärt rasvinkel varit rådande ens för områdets högre dyner. Sandavsättningen på våra dyners läsida kan alltså inte ha varit rätt och slätt en rasföreteelse lika litet som ackumulationen på

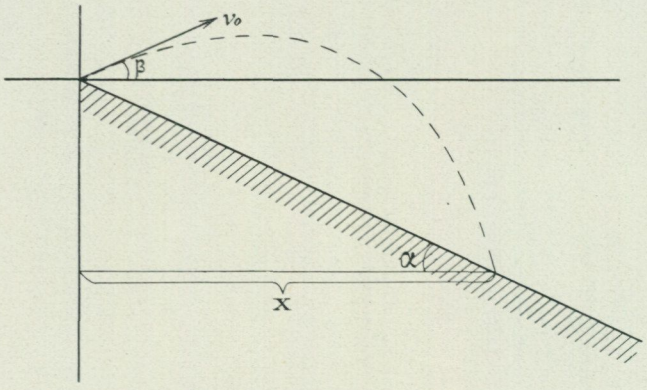


Fig. 63.

ett deltas distalsluttning — två bildningar som äro nära besläktade med varandra.

Hur dynläsidan får sin karakteristiska lutning där denna icke är rasvinkelns, kan inte avgöras utan undersökningar vid »levande» dyner.[2] En möjlighet vore, att vid läsidan inte råder helt stiltje, utan att också denna sida följes av en (svagare) luftström, som har på så sätt avtagande transportkapacitet, att luftströmmen med tyngdkraftens bistånd kan fördela sandbördan längs läsidan. En annan möjlighet är, att sanden läsids dynkrönet på grund av tyngden skiljs från luftens strömlinjer och regnar ned ur luftströmmen men genom sin levande kraft förs något vidare framåt. Närmast

[1] Det är heller inte alldeles otänkbart att en utflackning ägt rum redan genom (eolisk) sedimentation under dynbildningens slutfas.

[2] Ackumulationsprocessen vid läsida med rassluttning är ofta beskriven. Hedin (1905, s. 433) uppger, att den sand som förts fram till dynkrönet tenderar att avsättas omedelbart under detta, och att de avsatta skikten förtunnas nedåt. Denna tendens att överskrida rasvinkeln kompenseras av sandrutschningar. — Beadnell (1910, s. 387) anser för libyska dynernas vidkommande, att sand som från vindsidan blåser ut över dynkrönet vid »a light breeze» — — — »falls on the upper part of the slope, equilibrium being adjusted from time to time by a downward sliding of the superficial layers». Jfr också Cornish's förut omnämnda bild (1900, s. 5 och 1194, pl. 7).

ovanför lovartsidans luftströmsföljda sandyta ökar vindstyrkan mycket hastigt mot höjden, och i de oliksnabba, sandförande luftskikten blir de transporterade kornens levande kraft olika. Redan detta medför, att kornen landa på olika avstånd från dynkrönet.[1] Om tyngdkraftens acceleration kallas g kan beträffande en dyn med läsidelutningen α kastvidden x för partiklar med utgångshastigheten v_0 och elevationsvinkel β (jfr fig. 63) beräknas enligt formeln

$$x = \frac{tg\,\alpha + tg\,\beta}{g} \cdot 2\,v_0^2\,cos^2\,\beta$$

Sätter man in några möjliga värden för sandkornens rörelsehastighet vid dynkrönet samt för läsidans lutning, finner man, att kastvidden kan bli av någorlunda samma storleksordning som läsidans bredd.

För $\alpha = 26\frac{1}{2}^\circ$, $\beta = 0^\circ$, (d. v. s. horisontell utkastning) erhålles för

$v_0 = 1$ m/sek	$x = 0.1$ m
10	10
20	40

Om man i stället för horisontell utkastning räknar med den utgångsriktning för sandkornen som (med bibehållen läsidelutning) skulle ge maximal kastvidd, erhållas i detta fall x-värden som med c:a 60 % överstiga de nämnda.

Är $\alpha = 10^\circ$ erhållas för partiklar med horisontell utgångsriktning kastvidder som äro ungefär tredjedelen av de ovan uppräknade.

Vid beräkningarna har ingen hänsyn tagits till friktionen och andra komplicerande faktorer som utan tvivel äro av stor betydelse. Det torde finnas både hämmande och gynnande krafter; att utan direkta iakttagelser vid »levande» dyner räkna sig till det samfällda resultatet av dessa krafters verkan är uteslutet. Anförda beräkningar för förhållanden utan komplikationer synas dock ge någon föreställning om kastviddens möjliga storleksordning.

Som synes har här för Brattforsheddynernas vidkommande mycket liten hänsyn tagits till virvelbildning mellan dynerna. Många som sysslat med (fria) dyners bildningsmekanik ha tillmätt virvlarna en mycket stor roll,[2] och ökenresenärer ha beskrivit dynröken, som under storm stiger från dynkammen, »undoubtedly simply sand bown upward by the current produced at the meeting point of the eddy and the main wind». (Free 1911, s. 66. Jfr vidare litt. enl. anvisningar där.)[3]

Baschin synes redan i sina tidigare arbeten anse vågprincipen blott ge den första anledningen till dynernas regelbundna anordning, under det

[1] Om den komplikation av sluttningens form som kornens levande kraft i sedimentationsögonblicket medför se Andrée 1915, s. 383 och där anförd litteratur.

[2] Se exempelvis Cornish, 1900, s. 7.

[3] Dynröken kan — åtminstone under vissa omständigheter — också förklaras utan virvel. Beadnell 1910, s. 387.

sedan en mängd komplicerande faktorer tillkomma, bl. a. virvelbildning på dynens baksida. Hahmann (1912, s. 40), som tror på dyners uppkomst ur ripplemarks, ansluter sig beträffande dessas första anläggning till vågteorien. För ripplemarks vidare utveckling har Hahmann (a. a. s. 42), experimentellt konstaterat, »dass für die Dünenbildung[1] es nicht darauf ankommt, wiviel Energie von der bewegten Masse auf die ruhende übertragen wird, und dass dementsprechend eine Erklärung im Sinne der Helmholtzschen Wellentheorie abzulehnen ist».[2] Hahmann har vid sitt sökande efter en teori som skulle förklara, att ripplemarks' avstånd huvudsakligen betingades av det strömmande mediets inre friktion, stannat vid »eine ebenfalls schon von Helmholtz in mehreren Abhandlungen besprochene Theorie — — — nämlich die Wirbeltheorie» (a. a. s. 36).

Dobrowolski (1924, ss. 320—321) anser ripplemarks samt transversaldyner vara vid sin uppkomst analoga med Helmholtz'ska vågbildningar. Men han framhåller (a. a. s. 353), att av hinder oberoende faktorer blott skulle betinga de fria dynernas första anläggning, sedan bilda dynerna själva hinder, ehuru rörliga. Virvel kommer till utbildning, och »c'est la présence d'un tourbillon fixe en arrière du versant postérieur qui constitue le facteur dynamique essentiel de toute dune 'libre' transversale» (a. a. s. 358).

Medan åtskilliga forskare mena virveln vara en sekundär företeelse, uppkommen bakom det hinder mot vinden, som dynen utgör, anser bl. a. Ljungner (1925) däremot, att virvlarna äro det primära. »När en ström av luft eller vatten rör sig fram över en aldrig så slät yta, så uppkommer redan genom de undre strömmande skiktens mot bottnen allt starkare retardering på grund av friktionen en överstjälpande, rotatorisk rörelse i dessa skikt.» Härvid skulle självständiga, slutna virvlar avskilja sig, och deras inbördes storlek och avstånd stå i visst förhållande inbördes och till strömhastigheten. »Dessa virvlars erosion inleder processen. Innan en vind kan ackumulera, måste den genom erosion ha blivit sandbelastad» (a. a. ss. 208—209). »Den kontinuerliga sanddrift, som man vid måttliga vindar iakttagit röra sig uppför vindsidan under erosion och utför läsidan under ackumulation, och som får till resultat en vandring av dynen, kan icke uppbygga några dyner. Dynformen är resultatet av kraftiga vindars virvelvågrörelse med dynens egen våglängd — — —» (a. a. s. 210). Som ett stöd för sin uppfattning anför Ljungner Burgers och van der Hegge Zijnens experimentella påvisande av turbulensen i gränsskikten av en luftström som flyter parallellt med en glasskiva samt Jeffreys matematiska uppvisande av »att man först under antagande av en rotatorisk rörelse hos luften er-

[1] Hahmann använder termen dyner också om ripplemarks, såväl under vatten som under luft och hans experiment röra ripplemarks.

[2] Förutom den ovan i not 1, s. 141 refererade iakttagelsen, att ripplemarks' avstånd växte proportionellt mot strömstyrkan, ej mot dess kvadrat, visade Hahmanns experiment för subakvatiska ripplemarks' vidkommande, att vätskans inre friktion utövar avgörande inflytande på dessas avstånd, medan däremot tätheten, om den överhuvudtaget inverkar, spelar en mycket underordnad roll.

håller sådana värden på havsvågors dimensioner, som överensstämma med verkligheten» (Ljungner a. a. s. 211).

Chudeau (1920, s. 348) fann visserligen vid Saharabarkaner, att papperslappar som drevos av vinden över dyn följde läsidan nedåt och sedan fördes horisontellt vidare i vindens riktning, vilket föranleder denne författare att icke räkna med virvelbildning. Men det är möjligt, att Chudeaus iakttagelser hänföra sig till en annan vindstyrka än den efter vilka barkanerna i fråga anpassats, och virvelbildningen torde icke kunna anses motbevisad av Chudeaus iakttagelser.

Men även andra författare anföra iakttagelser, som bekräfta Chudeaus uppfattning, så Harding King (1918, ss. 22—23), som »always found that the rippling at the lower windward end of a dune that was not peaked faced in the same direction as it did at the top, and in the case of very low dunes, like the whale-backed one — — —, the rippling forms a continous series from the windward end over the summit and down the leeward slope». Då Harding King några veckor tältade vid läfoten av barkan, var hans läger vid vanlig vind alldeles skyddat, vid storm kom vinden uppifrån dynsidan.

Beadnell (1910, s. 387) anför — som det synes på goda grunder — libyska barkaners regelbundna läsideskiktning som skäl mot antagandet av för barkanbildningen viktig virvel. (Cornish, 1910, håller före, att även om virvel vore förhanden, borde skiktningen bli som Beadnell funnit den.)

Många iakttagelser tala dock för att virvel kan förekomma; jag hänvisar här utom till Cornish's arbeten och Ch. Helmanns av Sokolów (1894, s. 168, not 1) anförda försök blott till en diskussion med anledning av föredrag av Harding King, refererad i Geographical Journal, Vol. 51, 1918, ss. 250—258. Virvelns betydelse är dock ännu ingalunda utredd.

Virvelns roll vid transversaldynernas bildning synes vara ännu mer oviss.[1] Vad subakvatiska transversala strömripples angår har Harlé (1920, s. 123) iakttagit, att åtminstone dessas anläggning kan ske utan virvelbildning. Han observerade små växtrester som fördes med strömmen längs bottnen av ett vattendrag, där låga ripplemarks just uppkommo, och han kunde därvid konstatera frånvaron av virvlar.

Brattforsheddynernas byggnad gör det osannolikt, att virvlar mellan

[1] Det förefaller troligt, att transversaldynbildning och barkanbildning äro i mångt och mycket skilda företeelser, och överhuvudtaget torde det vara vanskligt att från studier av en dynkategori dra generella slutsatser om dynbildning i allmänhet. Frågan om den ytterst anmärkningsvärda skillnaden mellan olika dyntyper, närmast barkaner och transversaldyner, och om förutsättningarna för flygsandens anhopning i den ena formen eller den andra har jag inte kunnat gå in på, då barkaner icke äro representerade på Brattforsheden, liksom inte heller på andra kända dynfält inom och omkring den nordiska nedisningens forna område. I diskussionen om de tyska och polska inlandsdynerna (för litteraturanvisningar se I. Högbom 1923) ha förväxlingar emellan olika dyntyper understundom spelat en betydligt förvirrande roll. Ett åtminstone för mig svårförståeligt yttrande av Kaiser (1926, s. 369), att »wir an den verlandeten bewachsenen Barchanen Mitteleuropas so häufig nur einen Sandwall ohne Barchanform finden, der doch nichts anders sein kan als ein umgeformter Barchan», synes antyda, att klart skilda dyntyper ännu förväxlas. (Kaiser tycks för övrigt gå så långt att han använder »Wanderdün» som synonym för barkan.)

dynerna spelat någon egentlig roll vid de senares gestaltning. Horisontalaxlade virvlar av den typ man räknat med[1] borde närmast haft en tendens att skärpa läsidelutningen, och då virveln vid lugnväder upphörde, borde dynsidan rasa (när sanden var tillräckligt torr), så att man finge rassluttning. Dynläsidornas flackare lutning kunde snarare tyda på att vinden här haft en nedåtgående komponent, ehuru inte heller slutsats i denna riktning synes obetingat berättigad.

Det finns åtskilliga intressanta speciella problem, som på det intimaste sammanhänga med frågan om dynernas bildning, men för vilkas diskuterande de fixerade dynerna knappast erbjuda några hållpunkter.

Så spörsmålet om begränsningen av dynernas tillväxt (särskilt höjdtillväxt). Även om sand aldrig tryter och obegränsad tid står till förfogande, torde dynerna knappast med tillgängliga vindstyrkor växa över vissa gränser.[2] Att Brattforsheddynerna nått dessa gränser förefaller osannolikt. Läsidornas relativa flackhet t. ex. är väl troligen ett drag av omogenhet. Givetvis spelar tidsmomentet in vid dynernas utveckling, men detta är en av de faktorer, vilkas roll för dynmorfologien ännu icke kan diskuteras, då iakttagelsematerial av betydenhet nästan helt tycks saknas. (Inte ens vindstyrkans inverkan på dynmorfologien är ännu på långt när utredd.) Ju högre dynerna bli, dess långsammare bör deras ytterligare tillväxt och omgestaltning ske, och slutligen torde den höjd nås, som ej vidare överskrides. Brattforshedens dyner ha sannolikt i ett tidigare skede bundits av vegetation och därigenom hejdats i sin vidare tillväxt långt före detta slutstadium.

En annan närliggande fråga, som ett dött dynfält inte ger något svar på, är den om dynernas vandring. Redan tidigare (s. 131) har ur litteraturen anförts, huru dynernas framryckningshastighet visat sig synnerligen olika på olika områden. Att Brattforsheddynerna icke varit stationära utan vandrat, antydes av den omständigheten, att dyner ligga även utom området för flygsandens moderavlagringar, glacifluvial och marin sand av lämplig sammansättning, utblåst över långt finare mo, resp. betydligt grövre bildningar. Att dynerna flyttats från platsen för sin anläggning kan man också sluta sig till av de ganska få fall, där skärning nått hög dyns djupare partier. Där råder (med smärre avvikelser) även i basdelen den för ifrågavarande dynhöjd karakteristiska skiktstupningen, icke den för lägre, ungdomligare, dynformer utmärkande flackare skiktningen. De vuxna dynerna ha således inte anlagts på sin nuvarande plats, utan då de börjat ockupera denna, synas de redan haft någorlunda sina nuvarande dimensioner.

Det är känt, att lägre dyner i regel vandra snabbare än högre, om än dynhöjd och vandringshastighet ej ens inom ett och samma område kunna

[1] Jfr G. H. Darwins (1884) så ofta reproducerade skiss (a. a. fig. 2, s. 23) över virvlarna vid subakvatiska ripplemarks, en figur, som man ibland också låtit representera vindförhållandena vid dyner.

[2] Jfr Sokolów 1894, s. 180, Cornish 1897, s. 285, Cholnoky 1902, Hedin 1905, s. 400.

sättas i någon enkel, lagbunden relation till varandra. (Jfr exempelvis Hartnack 1925, ss. 68 ff.[1]) I vad mån och på vad sätt härigenom en sammansmältning av dyner kan ske (jfr exempelvis Kaiser 1926, s. 366) eller komplikationer inträda i »luftvågsystemet» och därmed i dynsystemet, kan svårligen avgöras i fixerat flygsandsfält.

Anledningen till dynernas hejdning vid områdets rand är för en del stället icke klar och betingelserna för deras ofta påfallande orientering längs dynfältets gräns ej utredda, så inte heller orsakssammanhanget och tillblivelseförloppet för en del dynsammanträngningar.

Har jag icke på Brattforsheden lyckats vinna något väsentligt nytt bidrag till kännedomen om dynernas bildningsmekanik, tror jag mig dock funnit skäl för visst ställningstagande till en del förut av många andra framförda uppfattningar. Då jag ur en ganska omfattande litteratur och ur egna iakttagelser velat sammanställa en del fakta till dynbildningsfrågans belysande och sökt efter förklaringar till dessa fakta, har jag alltmer letts till övertygelsen, att ett försök till utredning av dynbildningens orsaker och mekanik endast genom kombinerad experimentell och matematisk behandling kan göras med utsikt till framgång. Professor C. W. Oseen och docent H. Faxén ha, under hälsosam kritik av mina dynfunderingar, ytterligare befästat min övertygelse, att en verklig lösning av dynbildningsproblemen måste sökas på annan väg än den geologiska. För välvilligt diskuterande av problemen ber jag att här få tacka professor Oseen och docent Faxén.

Flygmo.

Invid Brattforsheden täckas här och var områden ovan M.G. av sediment. På långt håll frapperas man av att se Finnhöjdens krön sakna höjdernas vanliga skog och i stället, högt ovan det senglaciala havets högsta strandnivå, intagas av åkrar. Redan på kilometers avstånd lägger man märke till hur föga dessa tegar besväras av ur marken uppstickande block och hur rösen och stengärdesgårdar saknas. Det är heller inte traktens steniga morän som här odlats upp utan en påfallande jämn mo, helt stenfri, om man bortser från underlagets block, som dock här och var sticka igenom. Denna mo bildar ett ganska tunt täcke, några decimeter till en meter, endast undantagsvis mer, och den sträcker sig även utom Finnhöjdens, Pardixhöjdens etc. odlingar, in i kringliggande skog. Liknande motäcke finnes också på en del partier av Gräshöjden, möjligen även i någon mån på Hällebergshöjden.

Närmast till hands låge kanske att söka tolka dessa moavlagringar som vattensediment, avsatta i helt lokala issjöar (laterala smältvatten, nunatakk-

[1] Hume (1925, s. 49) uppger dock under hänvisning till Beadnell, att »During the period of moderate winds, it has been observed that the crescentic dunes progress in the inverse order of their cubic contents, and the highest dunes moved slowest. In the stormy month the latter move at a higher speed than any of the others.» Jfr även Beadnell 1910, s. 389—390.

eller krevassjöar). Från sådana sjöar sannolikt härrörande avlagringar, ehuru grövre (sand med enstaka — mycket sällsynta — rullstenar) ha inom området iakttagits ovan M.G. på Hällebergshöjden, och de kunna finnas på flera håll. Möjligen höra även en del sand- och grusförekomster vid Gunnarshöjden[1] samt under mon på sluttningen V om Långbromana till sådana issjöbildningar.

Finnhöjdens (och Pardixhöjdens, Gräshöjdens etc.) mo skiljer sig inte



14/9 1921

Fig. 64. Från Pardixhöjden.
I förgrunden åker på stenfri mo ovan M.G. Längre bort en karakteristisk utsikt mot NNV genom »den förmodade forna Klarälvsdalen» med dess skogklädda sedimentfyllnad, bortom vilken den östra dalsidan synes. Svackan i bakgrunden torde ge någon föreställning om dalprofilen.

till utseendet från en välsorterad, vattensedimenterad mo, och en vanlig mekanisk analys företer heller inget ovanligt:

Lokal	Viktsprocent av provet. Kornstorlek i mm.					
	0.002—0.006	0.006—0.02	0.02—0.06	0.06—0.2	0.2—0.6	0.6—2
Mitt mellan Ravelandet och S gården i Pardixhöjden	1.4	2.9	49.5	45.1	0.9	0.3

[1] Gunnarshöjdens läge framgår av kartskissen, fig. 50.

Emellertid äro de ifrågavarande moavlagringarna ovan M.G. på ett iögonenfallande sätt knutna till dynfält, särskilt är detta fallet med områdets största dylika moförekomst, den vid Pardixhöjden-Finnhöjden. Något längre bort från dynfältet tunnar mon ut och upphör, och sedan synes den fullständigt saknas, exempelvis kring hela den dynfria sträckan V om Alstern.[1]

Utbredningsförhållandena tala för ett genetiskt samband mellan flygsanden och ifrågavarande mo, antyda, att den senare skulle utgöras av det lufttransporterade materialets finare beståndsdelar. Enligt den mekaniska analysens utsago avviker mon till sin sammansättning inte alltför fundamentalt från lössen, även om den icke är fullt lika fin.[2] Att mon på Finnhöjden etc. bildar ytterst obetydliga miniatyrförekomster i jämförelse med de stora lössavlagringarna behöver knappast utesluta genetisk frändskap.

Även frånsett A. G. Högboms (1899, s. 94—95) påpekande av lössbildning i samband med andra eoliska processer i recent tid vid Ragunda, har frågan om möjliga lössförekomster i Skandinavien redan varit föremål för diskussion i litteraturen. Bjørlykke (1916, s. 56; 1918) har sökt tolka en del finsediment — Romerikemjelen — i närheten av Sydostnorges största randdelta som löss. Troligen har Bjørlykke överskattat den eoliska finjordens utbredning och betydelse, åtskilligt av det han räknar dit är med all sannolikhet avlagrat ur vatten, men att där också finnas eoliska finsediment, torde knappast kunna betvivlas. Sundius (1922, s. 50) omnämner från Grythyttetrakten, hur man vid ränderna av det glacifluviala avlagringsområdet ofta iakttager en av nämnde författare som eolisk tolkad spridning av fin sand upp över angränsande moränhöjder; huruvida här också finns mofina luftsediment, framgår inte av beskrivningen.

Något som motbevisar, att mon på Finnhöjden etc. skulle vara eolisk, har jag icke funnit. Visserligen har observerats två smärre block som vila på ifrågavarande mo,[3] men båda befunno sig med största sannolikhet i sekundärt läge, det ena invid vägen Ravelandet—Pardixhöjden, troligen undanvält från vägen eller vägdiket; det andra tillhörde ett litet skredområde på bergssluttningen V om Långbromana. Om block helt saknas på

[1] Utom på de förut uppräknade ställena ovan M.G. uppträder i liten skala en liknande mo på en del moränområden under M.G. invid Höga Manas dynkomplex, och det synes ligga rätt nära till hands att söka räkna med samma avlagringssätt för denna mo som Finnhöjdens etc. Ett tunt litet motäcke av ovisst ursprung omedelbart Ö om Höga Manas östligaste bågar har ej blivit markerat på kartan, tavla 1.

[2] Keilhack (1920, s. 157) har gjort en sammanställning av skilda uppgifter om lössens sammansättning och kommit till följande resultat:

över 2 mm	— %
2 —1 mm	0 — 0.5 %
1 —0.5 mm	
0.5 —0.2 mm	0.5— 3.0 %
0.2 —0.1 mm	1.0— 7.0 %
1.0 —0.05 mm	8 —40 %
0.05—0.02 mm	50 —65 %
under 0.02 mm	16 —36 %

[3] Där motäcket tunnar ut sticka mycket talrika block upp ur detsamma, men de tillhöra den underlagrande moränen, och ligga således ej på mon.

mon ovan M.G., medan de på sina håll äro utomordentligt talrika i och särskilt på liknande avlagringar under M.G., så bevisar detta dock ingalunda, att mon måste vara av fundamentalt olika genes inom de skilda områdena. Det finns ju också glacimarin mo, som saknar block, trots det betingelserna för transport och avlagring av drivisblock böra ha varit vida gynnsammare i hav och öppna fjordar än i smala, lokala och obetydliga smältsjöar vid bergssidan.

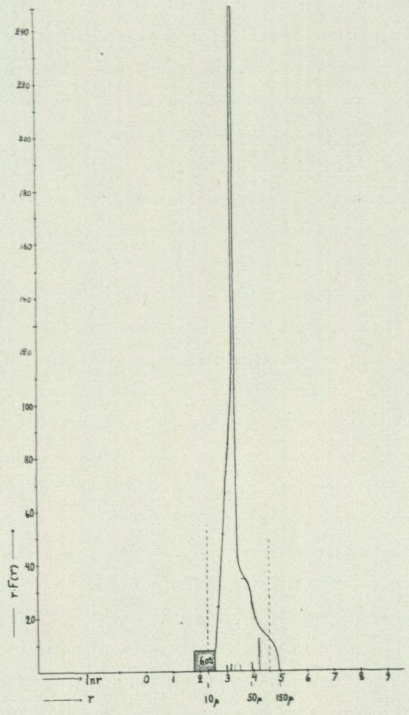


Fig. 65. Fördelningskurva enligt S. Odén över mo från Gunnarshöjden. (Denna kurva är återgiven i endast halva den skala som använts för övriga i detta arbete återgivna Odéndiagram, fig. 16 och 46.) Analytiker: G. Lindelöf.

Mera anmärkningsvärt är, att småsten och gruskorn som ibland träffas inlagrade i områdets marina finsediment tyckas helt saknas i »höjdmon». Vore denna issjöavlagring, borde det funnits vissa förutsättningar för att några gruskorn etc. skulle kunnat inbäddas också här. Att den mekaniska analysen (s. 152) visat över en viktsprocent sand förvånar; mon gör i allmänhet intryck av en utomordentlig jämnkornighet, och så långt min erfarenhet sträcker sig, tycks sandinblandning, om än aldrig så obetydlig, vara mycket sällsynt. Av lerinlagringar har aldrig synts minsta spår i diskuterade avlagring.

Hur jämnkornigt ett representativt prov av »höjdmo» är framgår av den i

fig. 65 återgivna Odénska fördelningskurvan.[1] Såvitt mig är bekant brukar vattensedimenterad mo knappast uppvisa så långt driven sortering. Att ett så pass jämnt material som det diagrammet fig. 65 åskådliggör kan sedimenteras utan iakttagbar skiktning är knappast ägnat att förvåna. (Jfr uppgiften — exempelvis hos Wahnschaffe-Schucht 1921, s. 238 — att löss till följd av sin jämngrovhet i och för sig saknar skiktning, om också sådan här och var åstadkommes genom inlagring av annat material.)

För att få någon uppfattning om den förmodade flygmons mäktighetsfördelning gjordes över Finnhöjdens krön en profil ungefär från NNO till SSV. Avstånden stegades, och nivåerna, bestämdes grovt approximativt med Wredes spegel, ytkonfigurationen blev således endast mycket ungefärligt återgiven. Mons mäktighet fastställdes genom ett antal skruvborrningar, och resultatet framgår, om också mycket approximativt, av fig. 66. Som synes är mons mäktighet störst närmast dynfältet och betydligt mindre på större avstånd därifrån. Emellertid spelar tydligen också underlagstopografien stor roll. Berggrundens mera uppskjutande partier ha mycket tunt flygmotäcke eller inget alls, under det i svackorna samlats något mer. För att vinna ett begrepp om grovleksfördelningens variationer i materialet har jag under mikroskopet »linjeinventerat» prov av mo från några av borrställena, på profilen fig. 66 betecknade med bokstäverna a—f.

En jämförelse mellan de olika kornstorlekarnas relativa frekvens[2] i de undersökta proven framlägges grafiskt i summationskurvorna fig. 67, där ordinatans värden uttrycka procenttalet av de korn

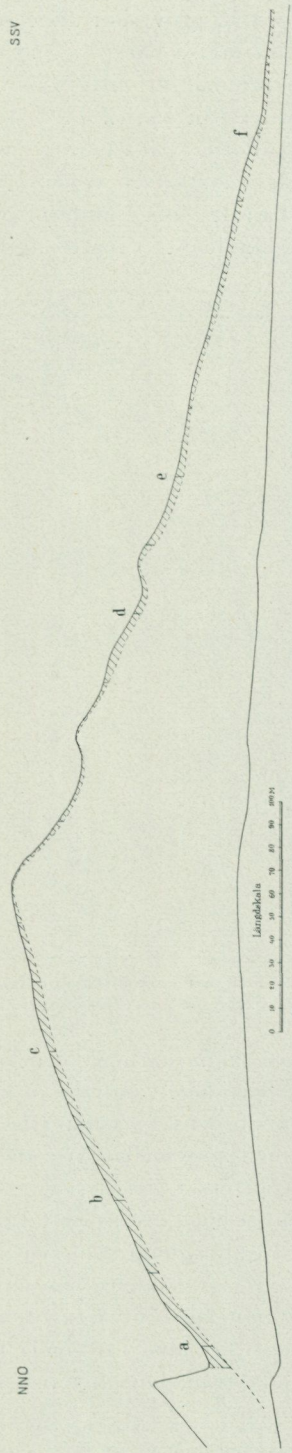


Fig. 66. Något schematisk profil över Finnhöjdens krön, underst (den enkla, heldragna linjen) i samma höjd- som längdskala, däröver i 5 gånger överdriven höjdskala och med motacket markerat genom snedstreckning. Vertikala linjer inom det snedstreckade området ange borrningar. Av dessa ha med bokstäver utmärkts de från vilka senare undersökta prov tagits (jfr fig. 67). Längst till vänster på profilen en dyn.

[1] Jfr Frees (1911, s. 124) uppgift om jämnheten som något för eoliska avlagringar utmärkande.

[2] Givetvis äro de ur kornräkningar härledda frekvenstalen icke direkt jämförbara med de mekaniska analysernas siffror. De förra avse kornantal, de senare hänföra sig till de olika fraktionernas relativa vikt.

i respektive prov som understiger de av abskissan angivna dimensionerna.[1] Till jämförelse har i fig. 67 under beteckningen x medtagits resultaten av en på samma sätt utförd kornräkning i en till synes tämligen typisk tysk lössjord (från Eschwege i Hessen).

Felkällorna äro så betydande, att man endast med stor försiktighet kan dra några slutsatser av de i fig. 67 framlagda beräkningarna.

Mellan de olika Finnhöjdsproven inbördes kan knappast spåras någon enkel lagbundenhet i materialgrovlekens ändringar med läget. De båda prov

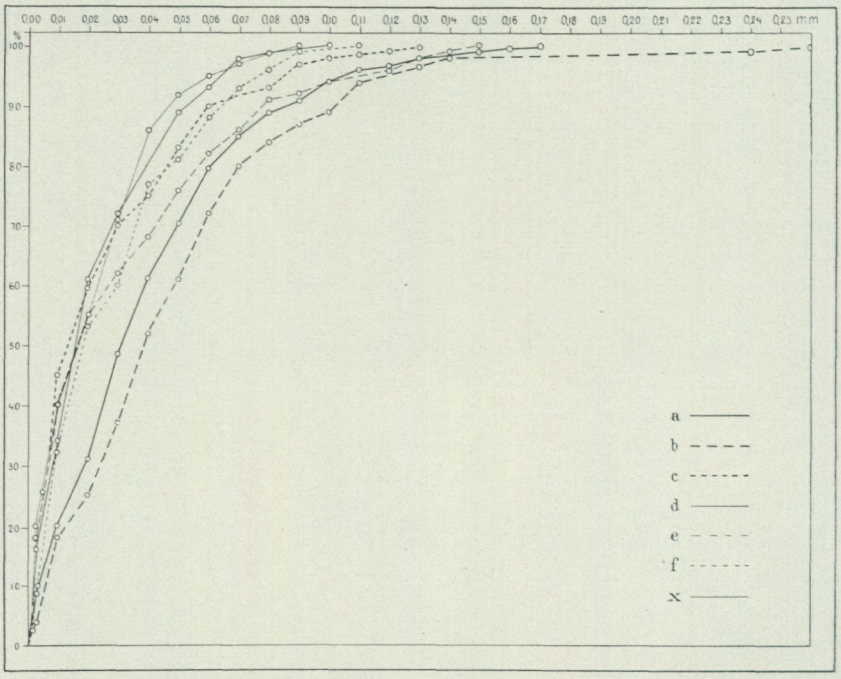


Fig. 67. Diagram över olika korndimensioners relativa frekvens i några moprov från Finnhöjden (a—f, se fig. 66) samt i ett lössprov från Eschwege (x, den finaste heldragna linjen). Se f. ö. texten.

som äro tagna närmast dynerna äro visserligen grövre än de övriga, grövst är emellertid det andra i ordningen, icke det första. Den mo, som ligger på Finnhöjdens bortsida från flygsandsfältet räknat (proven c—f), är finare, men sinsemellan visa de fyra proven här det grövsta materialet på de båda bortersta lokalerna. Om man således, kanske med alltför grov schematisering, i stort sett finner mon grövre närmare dynfältet än längre bort, så gäller detta som synes ingalunda i detalj. Möjligen kan man också finna en viss tendens hos mon att bli finare upp mot höjdens krön och grövre mot lägre nivåer. Men även härvid finns avvikelser, och inte heller genom att ta hänsyn till båda faktorerna: materialgrovlekens avtagande med avståndet från dynfältet och med underlagets höjd synes man kunna upp-

[1] De flesta korn ha väsentligt olika utsträckning i olika riktningar. Här har räknats med respektive korns projektion på rät linje tvärs genom provet.

ställa någon regel för materialfördelningen. Det bör kanske ytterligare framhållas, att varken provtagningssättet, undersökningsmetoden eller undersökningens omfattning tillåter ett närmare diskuterande av materialgrovleksfördelningen inom moavlagringarna på Finnhöjden. Kanske vågar man dock i den omständigheten, att den såväl mäktigaste som grövsta mon synes ligga närmast flygsandsfältet, se ett stöd för antagandet, att denna mo är av eoliskt ursprung. Att till platsen för provet b förirrat sig enstaka sandkorn (över 0.2 mm-gränsen) kan knappast vara ägnat att förvåna, då avståndet till närmaste dyn är så pass litet. Överensstämmelsen i mekanisk sammansättning mellan det finaste av Finnhöjdsmoproven och Eschweges löss är påfallande.

För den förmodade flygmons jämförelse med flygsand återges fig. 68, uppgjord på samma sätt som fig. 67 men blott i femtedelen av dennas skala. Den streckade linjen längst till vänster på fig. 68 representerar samma Eschwegeprov som förut anförts. Därnäst följer kurvan för ett moprov från Gunnarshöjden, taget helt nära det som representeras av Odéndiagrammet fig. 65. De båda återstående i fig. 68 inlagda linjerna åskåd-

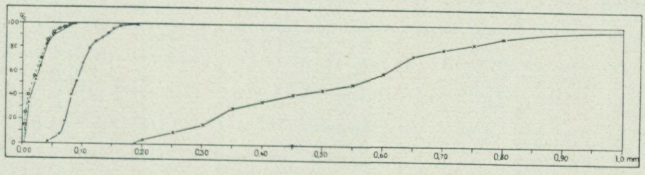


Fig. 68. Diagram över olika korndimensioners relativa frekvens i prov av löss, av förmodad flygmo samt av fint och grovt dynmateriel. De fyra kurvorna komma i nu nämnd ordning. Se i övrigt texten.

liggöra för området, såvitt jag kunnat finna, tämligen extrema typer av dynmaterial, dels det ovanligt grova material, som bildar ett förut (s. 127) nämnt deflationsskikt inuti dyn strax V om Alsterns nordligaste ände, dels ett omedelbart över deflationsmaterialet vilande, till dynen hörande ovanligt fint moskikt. Säkerligen skulle på mycket få undantag när de prov man kan ta av Brattforshedens flygsand representeras av kurvor fallande mellan de båda högra diagrammen i fig. 68. »Höjdmon» framträder således avgjort finare än dynmaterialet.

Vindslipningsföreteelser på stenar under flygmon ha icke iakttagits på det ganska begränsade antal ställen där jag haft tillfälle se kontakt mellan mon och dess underlag. Ofta försvårar vattentillgången i hög grad ett närmare studium av mons underlagsförhållanden, och inget sökande efter vindnötta stenar har här igångsatts. Inga fossil ha iakttagits i mon.

Något avgörande bevis för att mon på Finnhöjden etc. och Gräshöjden skulle vara eolisk har jag, som av det föregående framgår, inte lyckats finna, men så många skäl tyckas dock tala för sannolikheten av denna tolkning, att jag vågat på kartan beteckna avlagringen i fråga som flygmo.

Emellertid uppstå några delvis svårbesvarade frågor rörande denna flyg-

mo, frågor, som torde vara berättigat att något gå in på, även där ingen tillfredsställande lösning nåtts.

Redan mons läge mera på sidan om än framför dynfältet är något överraskande. Dock ligger Finnhöjden—Pardixhöjdens flygmo verkligen framför de närmast angränsande, delvis avvikande orienterade randdynerna, och mons fördelning tycks stämma väl med av just dessa dyner resp. dyndelar registrerade vindriktningar. Till vindförhållandena får jag anledning något återkomma i ett följande kapitel.

Om det med hänsyn till vissa dyners orientering förefaller naturligt, att vinddrivet finmaterial förts ut över Finnhöjden, är det däremot svårare att förstå, varför ingen flygmo kunnat konstateras läsids dynfältet i övrigt, särskilt i SO och Ö, distalt om dynernas huvudmassa. Visserligen äro här de oorganiska sedimenten i stor utsträckning täckta av mossar, men dessa äro dock långtifrån allenarådande. Av väsentlig betydelse är här den beklagliga omständigheten, att flygmo ej kunnat generellt skiljas från marin mo. Detta medför en felmöjlighet för kartan som icke får förbises: avgränsningen mellan flygmo och vattensedimenterad mo är osäker och har exempelvis vid Ravelandet måst dras betänkligt godtyckligt.

Det finns dock faktiska skäl, som tala för att flygmon verkligen, exempelvis Ö om Alsterns nordände, är av en mycket underordnad betydelse. Vid Pardixgårdarna finns på mo talrika block, av vilka en del ligga så grunt att föga utrymme blir kvar för flygmo. I närheten av Nygård och på en del andra ställen ha i mon iakttagits lerränder, som bevisa avsättning i vatten. Flerstädes är mon väsentligt mindre fin och mindre jämnkornig än den på Finnhöjden etc. Det vill alltså synas, som flygmo icke skulle spela samma roll S, SO och Ö om Brattforshedens nordliga dynfält som V därom, även om den inte saknas så helt som kartan anger. Visserligen måste det medges vara en icke ringa svaghet hos kartbilden, att en del flygmo kan ha tagits tillsammans med marina bildningar och betecknats som sådana, men till kartans försvar må framhållas, att flygmon S till Ö om dynfältet på sin höjd kan bilda en tunn beläggning på det marina sediment, som dock ger området dess karaktär, medan på Finnhöjden etc. flygmon har väsentlig betydelse och förlänar trakten åtskilliga andra drag än underlagrande morän och hällar skulle göra, om de voro obetäckta.

Sannolikt har flygmon transporterats av samma vindar som uppbyggt dynerna och givit dem deras orientering, och i så fall måste man anta, att flygmo förts ut även mot Ö, SO och S. Bildar flygmon här inte ett liknande täcke som i V, torde detta bero på sämre avlagringsbetingelser. Att ingen flygmo kunnat komma till avsättning på bar, torr sand som själv rörts av vinden är helt naturligt.[1] Att den inte skulle stannat på marin mo är däremot svårare att förstå.

[1] På grusig och stenig grovsand där kornen varit stora nog att motstå vinden synes däremot flygmo finnas representerad. Det förefaller nämligen rätt sannolikt, att mo som här och var, ibland till åtskilliga decimeters mäktighet, täcker partier av Sidsjöberget och delvis Stormana är av eoliskt ursprung. (Till det ofullständiga, och i jämförelse med glacifluvialbildningarna skäligen obetydliga motäcket på Sidsjöberget och Stormana har jag icke ansett mig kunna ta hänsyn vid karteringen.)

Beträffande de förut nämnda lokalerna Pardixgård och Nygård, där det direkt visats, att flygmo icke spelar nämnvärd roll (om den över huvud taget förekommer där), bör man taga i beräkning, att de inte egentligen ligga utanför dynfältet utan mellan dyner, varför den i forna tider från dyn till dyn längs marken svepande flygsanden kan ha fejat undan den luftförda mo, som möjligen avsatts, och kanske annat material också.[1] Men att de marinmoområden, som ligga definitivt framför dynfältet, skulle sakna eoliska finsediment vore mer svårbegripligt, dock finns också från Pardixmossen och Bergstorp belägg för att eoliska sediment inte kunna spela någon större roll.

En stor del av flygmon har givetvis hamnat i sjöar och fuktiga sänkor, där den väl nu delvis dolts av torv. Möjligen har flygmon också förts längre med vinden mot söder och öster än mot väster och bretts ut till ett tunnare skikt, kanske nu till större delen så angripet av de jordmånsbildande processerna, att det ej längre kan urskiljas.

Det är anmärkningsvärt, att den västliga flygmon förts så kort sträcka, koncentrerats så nära dynfältet; löss brukar ju kunna drivas med vinden mycket långt från sin ursprungsort. Ännu mer egendomligt är, att flygmo överhuvud kunnat komma till avsättning på Finnhöjden och andra höjder invid Brattforsheden, där den ofta vilar direkt på berggrunden. Att den morän som i stor utsträckning underlagrar höjdernas mo skulle varit vegetationsklädd vid tiden för de eoliska sedimentens bildning förefaller ovisst, kanske t. o. m. osannolikt. Och på de bara hällarna måste mon i varje fall ha avsatts utan ett vegetationstäckes hjälp.[2]

Detta förefaller gå tämligen stick i stäv mot vad som från andra håll är känt om lössbildning. Enligt Huntington (1907, ss. 359—360) bestämmas nu i Centralasien de områden, över vilka löss avsättes eller icke, av närvaron resp. frånvaron av vegetation. Lóczy (1916, s. 569) menar, att lössbildning skett i gräsbevuxet område. På de kala »Bakonyer Steinflächen» kunde löss varken bildas eller kvarligga.

Då Finnhöjdens och dess omgivningars ävensom Gräshöjdens motäckta områden enligt vad som förut framhållits åtminstone inte kunnat vara helt och hållet vegetationsklädda före mons sedimentering, torde man få räkna med möjligheten att fuktighet medverkat till mons avsättning och fixerande. En så intensiv väta som den Fischer 1900, ss. 122—123) funnit direkt verksamt bidraga till utfällandet och kvarhållandet av eoliskt stoft på marockanska kusten kan man omöjligen anta för Brattforshedflygmons vidkommande. Sanddrift och dynbildning av den typ Brattforsheden representerar kan säkerligen inte ha ägt rum under något särskilt fuktigt klimat, men att en extrem torka varit permanent rådande är väl heller inte troligt. Att dimma och dagg samt fuktighet på hällar och

[1] Om den en gång avsatta mons resistens mot direkt vindverkan, se längre fram.

[2] »Höjdmon» vid Brattforsheden saknar också den porighet som i lössen ofta vittnar om begravd och multnad vegetation. (Dock framhåller Soergel 1919, s. 65, att frånvaron av rör ej motbevisar lössens äkthet.)

morän ibland kan ha funnits rikligt nog för att fälla och temporärt kvarhålla luftens svävande mo förefaller knappast otänkbart. Nu anmärker visserligen Free (1911, s. 53) om stofts fixerande genom väta: »It is necessary of course that the surface be possessed of a sufficient supply of moisture to resist the drying action of the wind.» Detta är dock kanske en sanning med modifikation. Har det eoliska finmaterialet en gång kommit till avsättning med fuktighetens hjälp, tycks det även efter uttorkning bevara en viss sammanhållning, möjligen tillräckligt för att bli tämligen motståndskraftigt mot vinden.[1] Det har framhållits bl. a. av Wahnschaffe-Schucht (1921, s. 238), att löss »durch ihre Feinkörnigkeit im trockenen Zustande einen bedeutenden Zusammenhalt besitzt». Huruvida finkornigheten i och för sig är tillräcklig orsak till sammanhållningen eller om en lätt »cementering» tillkommer må i detta sammanhang lämnas osagt. Att finare jordarter under i övrigt likartade förhållanden ha större sammanhållning än grövre är konstaterat. (Jfr exempelvis S. Johansson 1914.) I flygsand kan man iakttaga vida större resistens hos de fina skikten än hos de grövre, även när allt ytligt material, finare som grövre, förefaller vara väl torrt. Bland exempel på denna företeelse som jag haft tillfälle iakt-

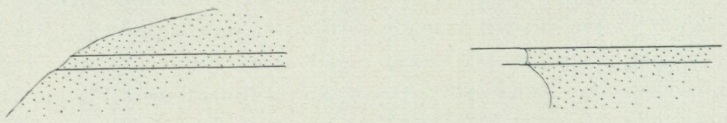


Fig. 69. Finmateriallamellernas resistens mot vinden. Se texten.

taga må följande anföras. I vägskärning genom en av Brattforshedens dyner hade vinden åstadkommit en del omlagring av flygsand, sedan hade en intensiv regnperiod blött sanden. Torrt och soligt väder satte så åter in, och en liten recent sanddriva angreps av frisk vind från annat håll än den som nyligen avsatt drivan. Den vänstra delen av fig. 69 åskådliggör ett parti av sanddrivan med ett par inlagrade finmateriallameller före sönderblåsningen, figurens högra del visar förhållandena, sedan vinden verkat i åtskilliga timmar. Materialet ovan den översta finlamellen blåste mycket snart bort, men när nedblåsningen hunnit hit, blev det stopp, överytan låg utsatt för sol och vind utan att synbart påverkas. Däremot angreps från sidan underlagrande något grövre sand, medan finmateriallamellerna trots — såvitt utan instrument kunde bedömas — god uttorkning blevo kvarstående som utspringande lister av väsentligt mindre än 1 mm:s tjocklek. Undermineringen fortsatte, tills listerna stodo ut till 7 mm och något mer. Sedan överskreds listernas hållfasthet, de brötos sönder och styckena föllo ned och omhändertogos av vinden. Mest iögonenfallande var dock ytlamellens utomordentliga motståndskraft mot en vind, som var stark nog att åstadkomma verkliga moln av sand, tagen från vägskärningens sidor och andra bara fläckar. Men fast sanddriften stundtals var så betydande,

[1] Dock bör ej förbises, hur stark kapillaritet motverkar fullständig uttorkning.

att det var förenat med obehag att vistas på platsen, syntes lamellernas mofina material ej direkt angripas av vinden.

Det förefaller också som om barliggande fina moavlagringar (exempelvis blottade trädor) i mindre grad än sand av flygsandens grovlek vore utsatt för deflation,[1] jag har exempelvis aldrig på Finnhöjden—Pardixhöjden sett närmelsevis så intensiv stoftdrift som på ställen i grannskapet av flygsandsblottningar.[2]

Flygmon bör i så fall vara en separationsprodukt från flygsanden; annat än som inblandning i sand skulle den knappast i tillräcklig utsträckning tagits om hand av vinden. Medan flygsanden troligen väsentligen fraktats genom »saltation», har flygmon kanske förts i verklig suspension. Med fuktighet har den sedan utfällts, och då kornen väl avsatts, ha de sedan sammanhållits tillräckligt för att ej föras bort av vinden igen. Frysning borde dock i viss mån gjort mon tillgänglig för vinddrift (jfr Köppen-Wegener 1924, s. 167 och C. Samuelsson 1926, s. 186). Det är också rätt anmärkningsvärt, att höjdernas mo inte i större utsträckning spolats bort av regn eller avlägsnats genom jordflytning. Att löss i motsats mot dynsand angripes starkt av regnvatten är känt. (Jfr även Sokolów 1894, s. 204.) Att jordflytning icke saknat betydelse för flygmon synes här och var på moklädda höjdsluttningar invid Brattforsheden.

Om dynbildningstiden och dess vindförhållanden.

Hitintills har under denna redogörelse för Brattforshedens eoliska avlagringar frågan om bildningstiden ej behandlats, och föga uppmärksamhet har ägnats den tidens speciella vindförhållanden. Emellertid ha motsvarande frågor för skilda gamla dynfälts vidkommande debatterats av flera författare, och även Brattforsheden har tagits med i diskussionen.

I sitt arbete om nord- och mellaneuropeiska dynfält har I. Högbom (1923) understrukit den redan tidigare av honom själv och andra (I. Högbom 1913. Jfr hänvisningar 1923, s. 142.) framlagda åsikten, att de tämligen talrika gamla skandinaviska dynfälten kring M.G. och till några tiotal meter därunder vore av finiglacial ålder. Det ojämförligt viktigaste argumentet för denna tidsbestämning är hämtat från Morafältet och anföres redan i Högboms första dynuppsats (1913). Moradynerna ligga på ett glacifluvialt delta och nå där ned till c:a 35 m under traktens av Hedström bestämda M.G.-nivå, medan lägre liggande sandområden sakna dyner, ehuru materialet tycks erbjuda betingelser för dynbildning. Då dessa lägre liggande områden torrlades, hade dynbildningen redan upphört. Nivåförändringen antas närmast efter isavsmältningen ha uppgått till c:a 10 m

[1] I litteraturen saknas dock ingalunda uppgifter om kraftig deflation på fina avlagringar, se t. ex. C. Samuelsson (1925, 1926, s. 120) om Islands »móhella».

[2] Möjligheten att organiska inblandningar kunna ha sammanhållande verkan på åkerjord får ej förbises men synes för ifrågavarande fall ej vara av avgörande betydelse. Material som är en smula grövre än flygmo synes också från åkrar blåsas bort i betydligt högre grad än flygmon själv.

per århundrade.[1] Dynbildningen skulle alltså ha varit inskränkt till de allra närmaste seklen efter israndens tillbakavikande från området.

I. Högbom ansluter sig vid detta resonemang utan vidare till uppfattningen, att landhöjningen tiden närmast efter isavsmältningen skedde jämförelsevis hastigt och utan mera betydande oregelbundenheter. (Jfr i tillämpliga delar de av A. G. Högbom 1919 sammanställda nivåförändringsdiagrammen och den litteratur på vilken dessa stötts.) Möjligen kunde erinras om att en annan uppfattning räknar med nivåförändringar i form av upprepade höjningar och sänkningar (jfr exempelvis A. Cleve-Euler 1923 och en del där anförd litt.). Den av I. Högbom omnämnda dynfria terrass som skiljer det dynförande gamla Moradeltat från Orsasjön tycks vid första påseende ge ett visst stöd åt antagandet av en områdets förnyade neddoppning; det ligger nära till hands att söka förklara terrassen i fråga som en transgressionsbildning. Och då det är just strax ovanför denna terrass dynerna upphöra, kunde ju en transgression tänkas ha utplånat dyner som kanske funnits också på lägre liggande sandområden. Att flygsandsbildningarna upphöra på en viss nivå skulle då inte så enkelt och säkert kunna tjäna deras datering. Här kan inte vara tal om att diskutera uppkomsten av terrassen vid Orsasjön. Att i den utan vidare se bevis för en transgression vore förhastat. Och skulle terrassen också ha en transgression att tacka för sin uppkomst, synes det med det iakttagelsematerial som hittills föreligger rörande våra sen- och postglaciala nivåförändringar osannolikt, att den så pass nära M.G. belägna terrassen (179—185 m ö. h., medan M.G. uppges ligga på 215 m, I. Högbom 1923, s. 148, resp. 143) skulle kunna härröra från annan tid än en som låge isavsmältningen tämligen nära. Under förutsättning, att den anförda M.G.-bestämningen är riktig, förefaller I. Högboms argumentering rörande Moradynernas ålder i huvudsak svårfrånkomlig.

Att fastställa marina gränsen är ju emellertid ofta ett vanskligt företag, och även de mest erfarna och kritiska iakttagare kunna understundom komma till skiljaktiga resultat. Professor H. Munthe har välvilligt meddelat mig, att han av ännu ej offentliggjorda undersökningar förts till åsikten, att M.G. i Moratrakten låge på drygt 300 meters höjd. Utan att på något sätt kunna anföra några egna argument för vare sig den ena M. G.-bestämningen eller den andra inom ifrågavarande trakt har jag blott velat påpeka, att frågan om denna M.G.-nivå knappast är höjd över diskussion, och att härigenom den Högbomska dyndateringen blir mindre säker och noggrann. Ha isrecession och landhöjningshastighet gått i överensstämmelse med I. Högboms åsikt, skulle ett högre M.G.-värde betyda en senare dyndrifttid.

Även om den för dynbildning tillgängliga tiden skulle visa sig mindre snävt avgränsad än I. Högbom håller före, synes hittills dock intet motivera

---

[1] Högbom utgår från Lidéns (1913) siffra från Ångermanland, 11—14 m per hundra år, och tar hänsyn till landets något mindre nedpressning i Dalarna.

ett avvikande från hans uppfattning, att dynerna härröra från ett skede relativt föga avlägset från landisens försvinnande från trakten.

Har inom Morafältet dynbildningen ägt rum och avslutats under en tid som låg israndens tillbakavikande jämförelsevis nära, och senare inga större omvandlingar inträtt, så synes det sannolikt, att andra tämligen analogt belägna och i viss mån också analogt gestaltade skandinaviska dyner vid och strax nedom M.G. också bildats ganska snart efter isavsmältningen från resp. områden.[1] Intet motsäger såvitt mig är bekant denna uppfattning, men åtskilligt talar för den. Först och främst denna dyntyps av I. Högbom (1923, bl. a. fig. 6 samt s. 163) påpekade regionala fördelning: den uppträder i Skandinavien ej på lägre nivåer som först i relativt sen tid höjt sig ur havet utan håller sig såvitt hittills är känt till tidigt torrlagda områden. Man får givetvis inte bortse från att områdena vid och strax nedom M.G. nog ofta erbjudit ett rikare och gynnsammare utgångsmaterial för flygsandsdrift än som i allmänhet stått till buds på lägre nivåer[2] och att detta kan vara en bidragande orsak till dynernas fördelning. När I. Högbom (1923, s. 156) gör gällande, att dynerna på Brattforsheden (»the marginal delta of Geijersdal») genom att inte gå ned till lägre nivå än de göra bevisa, »that the sand-drift took place only during a very short period after the retreat of the ice and the emergence of the land», är skälet knappast hållbart. I detta speciella fall torde dynernas frånvaro på lägre nivå betingats av bristen på tjänligt utgångsmaterial.

Men tar man hänsyn till landet i dess helhet, torde argumentet behålla sin giltighet; säkerligen finns det mångenstädes för vinddrift lämpad sand också på lägre nivåer än dem till vilka dyner av ifrågavarande typ sträcka sig. (Jfr exempelvis I. Högbom 1923, s. 163.)

Inom Brattforshedområdet har jag sökt finna hållpunkter för bestämning av därvarande eoliska bildningars ålder. Trots talrika borrningar har jag aldrig inom mitt undersökningsområde funnit torv underlagrande dyner, frånsett de små recenta flygsandskullarna vid Mångens S strand, vilka ju till hela sin karaktär skarpt skilja sig från de gamla dynerna (jfr i det föregående ss. 98—99 och 132). Däremot överlagras flygsanden i stor utsträckning av torv. All erfarenhet från området ger vid handen, att dynbildningen avslutats före torvbildningens början. (Att en närmare undersökning skulle kunna visa någon sekundär utblåsning av sand över torv är icke uteslutet. Möjligen finns en svag antydan till sådan företeelse nära Geijersdals station.) Tyvärr ha områdets mossar icke hittills blivit föremål för så ingående undersökningar, att tiden för torvbildningens början kan fastställas. På ett fåtal enskilda punkter av några mossar inom området har jag tagit provserier av torven, vilka prov sedan benäget pollenanalytiskt undersökts av statsgeologen L. von Post. Till honom ber jag härmed få framföra mitt tack icke

[1] Att det jämte kustdynerna också finns en del inlandsdyner i Skandinavien som varken till sitt läge eller sin utbildning äro analoga med denna kategori är känt. En del sådana äro (med litteraturhänvisningar) nämnda av I. Högbom (1923, ss. 171—172), och fler torde finnas. Dylika dyner inbegripas ej i här förda diskussion.

[2] Jfr detta arbetes avdelning om glacifluviala bildningar.

blott för dessa analyser utan också för det välvilliga intresse han visat mitt arbete och för den beredvillighet, varmed han givit mig orientering över en del kvartärgeologiska frågor, ävensom för många goda vinkar och råd, särskilt av illustrationsteknisk art. Dr. von Posts undersökning av ovannämnda torvprov har resulterat i följande uttalande:

»En orienterande pollenanalytisk undersökning av provserier från Enmossen, Gunnarshöjdsmossen och Geijersdalsmossen har visat, att å de undersökta punkterna torvbildningen börjat i Enmossen under ett tämligen tidigt skede av den postarktiska värmetiden, i Gunnarshöjdsmossen och Geijersdalsmossen däremot under subboreal eller möjligen gammal subatlantisk tid. — De föreliggande provserierna giva emellertid inga åldersbestämningar av den flygsand, som bildar resp. torvlagerseriers underlag. I dessa lagerserier saknas inlagringar av sand. De härröra vidare från försumpningsmarker, å vilka torvbildningen kan hava begynt först mer eller mindre långt efter det sanddriften upphört. Åldersbestämningar av de understa torvskikten giva därför endast minimimått å den underlagrande sandens ålder. För uppskattning av tidsperioden mellan sanddriftens avslutning och torvbildningens början finnes f. n. inga utgångspunkter. I vissa fall är det emellertid tydligt, att denna period måste hava varit tämligen lång, då, såsom i Enmossen, podsolprofil hunnit utbildas i sanden, innan torvbildningen kom i gång. S. G. U. $19^{25}/_{6}24$ L. v. Post.»

Torvundersökningen i fråga gav alltså inga närmare hållpunkter för de eoliska avlagringarnas datering än att de måste vara äldre än torv, som härrör från ett tämligen tidigt skede av den postglaciala värmetiden. Det är möjligt, att en ytterligare undersökning av områdets mossar kunde visa, att torvbildningen på flygsand börjat ännu något tidigare, varigenom den för sandflykt till buds stående tiden skulle reduceras.

Att flygsandsbildningen snart börjat, sedan området väl blottlagts för atmosferilierna, förefaller a priori sannolikt och synes vinna bekräftelse.

Från trakter där eolisk sedimentation skett på tidigare vegetationsklädda områden beskrives ofta, hur flygsand överlagrar gamla markytor, ännu bevarade som begravda humusskikt och vittringslager. Beträffande de få och obetydliga förekomsterna av sekundärt omarrangerat dynmaterial inom Brattforsheden föreligga också en del sådana iakttagelser: sekundärt pålagrad flygsand skiljes understundom genom en gammal markyta eller åtminstone spår därav från den underlagrande primära dynmassan.

Hade Brattforshedens dynbildning föregåtts av någon längre period utan flygsandsdrift, borde man någonstans finna ytan av dynernas underlag något vittrad, och hade området för dynbildningen varit vegetationsklätt, kunde man kanske vänta finna åtminstone spår av podsolprofiler under dynerna. Enligt Müller (1924) var åtminstone i Danmark[1] skedet närmast efter landisens försvinnande särskilt lämpat för uppkomsten av ortstensprofiler. Och

[1] De periglaciala förhållandena i Värmland avveko dock givetvis från dem framför de stora jylländska israndslinjerna.

som Tamm (1920, s. 94) påpekat, behåller en gång bildad blekjord sin karaktär, även om den råkar in i ett annat markskikt.[1]

Nu kan man visserligen invända, att på Brattforsheden flygsandens liggande ofta har ganska dåliga förutsättningar att bevara gamla vittringsskikt; områdets dyner underlagras i stor utsträckning av en sand, som till sin sammansättning mycket liknar flygsanden, vars moderavlagring liggandet delvis tillhör. Hade här tidigare funnits ett vittringsskikt, kunde detta under sandflykttiden ha blåst bort,[2] spritts och som oigenkännliga enskilda korn inlagrats i dyner och flygmo, varför frånvaron av vittringsskikt mellan flygsanden och underlagrande, äldre, vattensedimenterad sand icke har beviskraft.

Emellertid blottas i en vägskärning vid Grässågen i Sunnemo ett annat dynunderlag: något mjälig mo, och ej heller här kan jag erinra mig ha sett vittringsföreteelser. Genom sin halt av fina partiklar torde ifrågavarande jordart varit tämligen fredad mot vindens påverkan, och eventuella vittringsskikt äldre än dynen borde knappast ha helt utplånats.

På Brattforsheden tror jag mig ha sett ovittrad morän direkt under flygsand. Emellertid är det inte helt uteslutet om också osannolikt, att här mellan flygsanden och moränen finnes någon glacifluvial sand, till sin sammansättning så lika den överlagrande flygsanden, att jag ej märkt någon skillnad. Någon upplysande skiktning iakttogs ej.

Under den förmodade flygmon på Finnhöjden—Pardixhöjden och däromkring har jag på flera ställen sett ovittrad morän, ställvis också vattensedimenterat grus, även det ovittrat.

Det förefaller på ovan anförda grunder mer än sannolikt, att de flygsands- (och flygmo-)avlagringar, som nu finnas på och delvis intill Brattforsheden, börjat bildas så snart området efter isavsmältning och landhöjning blev tillgängligt för vindarna. Hur lång tid flygsandsdriften fortsatte har hittills icke kunnat närmare avgöras inom området, men det finns dock vissa hållpunkter för en grovt ungefärlig uppfattning även om dynbildningstidens slut.

Att Djupa Dalen eroderats ut först sedan dynen Ö om Stortjärnsplatån var färdigbildad synes framgå av förhållandena $^1/_2$ km S om lägenheten Dalen (jfr kartan, tavla 1). Nu måste man emellertid anta, att Djupa Dalen icke långt utanför dynen börjat skäras ut på ett mycket tidigt stadium. Senast ungefär då den nuvarande 150-metersnivån höjde sig ur havet, torde de fina moavlagringarna framför Stortjärnsplatåns distalsluttning börjat verka så dämmande på angränsande hedpartiers grundvattenmassa, att denna måste skära sig ytligt utlopp över mofältet, och det kan då näppeligen ha dröjt länge, förrän den tillbakaträngande erosionen nått

[1] Att podsolering i gynnsamma fall kan inträda ganska hastigt visa Tamms undersökningar av unga markytor i Norrland (Tamm, 1920, Kap. V. A., ss. 134—149).

[2] Om ortsten funnits utbildad före dynanläggningen, vore det däremot knappast troligt, att sandens gamla markytor kunnat helt utplånas. I trakter med flera sanddriftsperioder finner man stundom olika dyngenerationer skilda av ortsten, som visar betydande motståndskraft (jfr bl. a. Hess von Wichdorff, 1919).

och angripit dynen. Vid ravinen mellan Dalen och Kampdalen äro förhållandena inte lika klara, och ehuru också här dynen har eroderats åtskilligt, synes det icke uteslutet, men heller icke styrkt, att dynbildningen ännu fortgick, då ravinen först anlades. Även vid Skeftdalen (på kartområdets nordvästra hörn) ha dyner något sönderskurits av ravin. Efter vad det vid schaktningar visat sig, har här på sina håll någon sanddrift ägt rum även efter ravinbildningen, dock tydligen endast i liten skala. Det tycks endast vara fråga om en obetydlig sekundär omlagring av flygsand i samband med av erosion orsakad blottning. Dynen i sin helhet synes även här vara äldre än ravinen, ehuru saken inte är lika tydlig som vid Djupa Dalen.

Relationen mellan dyner och dem sönderskärande erosionsrännor, som måste tillskrivas ett mycket tidigt skede, synes för Brattforshedens vidkommande bekräfta den slutsats, man på annat håll kommit till, att sanddriften sannolikt inte fortsatt mer än en ganska kort tid. Ingenting synes motsäga förmodan, att icke särdeles många sekler stått till buds för dynbildningen.

Sedan dynerna väl vegetationsbundits, synes, som tidigare visats, förnyad sandflykt vara inskränkt till obetydliga »ärr» i dynerna.

Om sålunda tiden för dynbildningen torde få anses som någorlunda känd, fast tidsavgränsningen ännu lämnar mycket övrigt att önska i fråga om skärpa, äro däremot de klimatförhållanden, som betingat ifrågavarande dynbildning knappast lika utredda. I sin första flygsandsuppsats tillskriver I. Högbom (1913, ss. 497—499) Moradynerna och därmed analoga förekomster senglaciala isföhnvindar under hänvisning till sådanas roll vid nutida landisområden och åberopande Tutkowskis (1912) och andras åsikt om dylika vindars uppträdande vid den nordiska nedisningen. Dynerna i fråga skulle i stort sett vara anpassade efter vindar, som kommit nästan perpendikulärt från inlandsisens rand. I sitt senare, större arbete påpekar I. Högbom (1923, s. 223 ff.), att under sådana omständigheter ett barometermaximum över inlandsisen icke kan ensamt förklara de dynbildande vindarnas riktning. I en anticyklon på norra halvklotet avlänkas ju vinden åt höger.[1] De skandinaviska sanddriftvindarna skulle betingas förutom av lufttrycksmaximet ovan inlandsisen även av ett varmt lågtrycksområde i Österuropa.

Det torde åtminstone för närvarande knappast vara möjligt att med någon större noggrannhet beräkna vilka vindriktningar den antagna glaciala anticyklonen som sådan borde ha givit upphov till vid tiden för Brattforsheddynernas bildning. De dåtida geografiska förhållandena, däri inberäknat landisens utsträckning, äro icke tillräckligt kända. Några hållpunkter är det dock möjligt att finna. Det isbräm, vid vilket Brattforshedens glacifluvialdeltan bildades, torde i sin fortsättning österut passerat den plats, där Uppsala nu ligger, på ett avstånd som troligen ej varit mer än några

[1] Betydligt skiljaktiga uppgifter föreligga om avlänkningens belopp. Jfr Hobbs 1926, ss. 97 och 117.

mil.[1] Och varvserie från Uppsala anser sig Sauramo (1926, s. 65) ha väl konnekterat med Finland, så att samma isrand kan följas mot NO förbi Tammerforstrakten till Nurmes i norra Karelen.

Hur Brattforshedens israndslinje fortsatte västerut är däremot icke känt. Med stöd av riktningen hos en del randbildningar samt räfflornas förlopp, så långt dessa äro kända,[2] vågar man kanske framkasta en förmodan, att ekvicessen i fråga kan ha gått fram någonstans i Oslotrakten, begreppet då inte taget alltför snävt. Om isens utbredning i Norge för övrigt vid ifrågavarande tid vet man knappast någonting.[3]

Under några sekler som följde efter Brattforsheddeltanas bildning torde, enligt vad som i det föregående (s. 163 ff.) anförts, vårt områdes dyner ha kommit till och förmodligen också åtskilliga andra med dem jämförbara bildningar. Vid isens tillbakavikande från Brattforshedtrakten lågo visserligen de nu dynklädda områdena ännu under havsnivån, men förmodligen var isranden blott några få mil avlägsen, då sandfälten höjdes till det torra och utsattes för vindarnas direkta verkningar.

Inlandsisen decimerades säkerligen ytterligare väsentligt under den tid dynerna blåstes samman, och givetvis har isbrämet ingalunda vikit undan med samma hastighet på olika håll. Men de meddelade sparsamma uppgifterna om isens sannolika utbredning vid »Brattforshedstadiet» kunna möjligen ändå tjäna som utgångspunkt, då man vill söka bilda sig en föreställning om iskalottens och därmed den antagna glaciala anticyklonens lokalisering under dynbildningstiden. (Härvid måste givetvis stor hänsyn tas till isdelarens läge.) Hur stor del av sin reducering isresten hunnit med, innan Brattforsheddynerna vegetationsbundos och därmed fixerades är inte bekant. Men några hänvisningar till vad som anses om isavsmältningen kunde kanske ändå vara berättigade.

Över recessionen hos en del av inlandsisens sydöstra front ger en kartskiss av Sauramo (1926, fig. 1, s. 63) en överskådlig bild. Åt detta håll synes

---

[1] Denna uppfattning stödes på en konnektion mellan varvserier från Lindfors (ett par km SV om Mången) och Bergsbrunna (7 km SO om Uppsala), som gjorts av G. De Geer (1921, figuren s. 72). De korta varvserier, som i anförda uppsats återges, säkerställa visserligen i och för sig ingalunda denna kombination, men då De Geer medtagit dessa lokaler som representerande svenska förhållanden i ett försök till fjärrkonnektion med Nordamerika, får man anta goda skäl föreligga för sammanställning av Lindfors och Bergsbrunna inbördes. Av De Geer publicerade diagrampartier gå ej ned till bottenvarven, och ej heller uppges, hur många varv eller hur stor mäktighet som återstår till lerans botten. Men med någon kännedom om varvens vanliga mäktighetsförhållanden och utbredning i resp. trakter torde man våga anta som sannolikt, att knappast mer än några få mil kunna i recessionsled skilja Uppsalas och Brattforshedens ekvicesser.

[2] Om dylika förhållanden i Østfold, se Rekstad 1922. Jfr också Holtedahl 1924, särskilt översiktskartan på Pl. XXIV. Holtedahls undersökningar ha givit vid handen, att Øyens (1911) ofta citerade moränstråk icke utan vidare kunna godtagas.

[3] T. o. m. om isutbredningen vid övergång från gotiglacial till finiglacial råder mycket delade meningar. Enligt Enquist (1918, fig. 34, s. 82), vilkens terminologi här ersättes med De Geers äldre, skulle redan vid det gotiglaciala skedets slut betydande områden kring Trondhjemsfjorden och söder till öster därom varit isfria. Denna uppfattning har häftigt kritiserats av Øyen. På en översiktskarta av Holmsen (1924, fig. 6, s. 23) äro med raerna samtidiga randmoräner markerade. Dessa skulle i Västnorge i allmänhet ligga vid fjordarnas inre delar (skilda från varandra). Nummedal (1923, s. 102) betraktar ändmoräner nära fjorden i bl. a. Sundalen och Romsdalen som den sista istidens gränsmoräner åt detta håll.

Från det finiglaciala skedets början bör isen även i Norge hunnit avsevärt reduceras till den tid, då Brattforsheddynerna bildades.

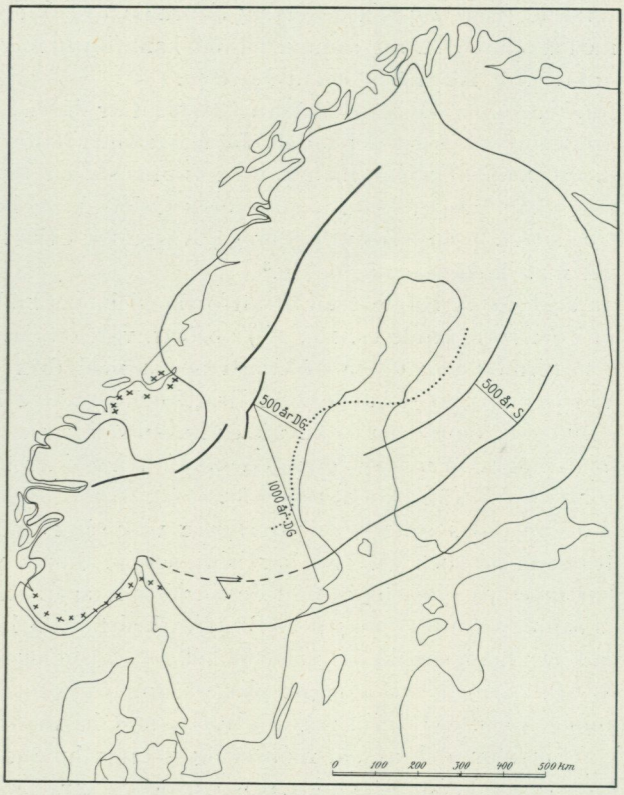


Fig. 70. Schematisk sammanställning över en del av skilda forskare framförda uppfattningar om landisens utbredning och recession i finiglacial tid. Den slutna, heldragna linje som omfattar en stor del av Fennoskandia markerar landisens utbredning vid ifrågavarande tidsskedes början enl. Enquist (jfr not 3, s. 167). Kors utmärka randmoräner samtidiga med raerna efter Holmsen 1924 för de ställen där Holmsens uppgifter ej helt eller närmelsevis sammanfalla med Enquists anförda linje. (För norska västkusten anger Holmsen såväl som andra blott isolerade ändmoränförekomster i fjorddalarna.) De något böjda NO—SV-liga linjerna genom centrala Finnland äro ett par ekvicesser enl. Sauramo (1926). Den sydligas streckade fortsättning genom Sverige dragen på här i texten angivna grunder. Ett par recessionstider i Sverige äro schematiskt angivna efter De Geers värden. Kraftigaste svarta linjer: isdelare (huvudsakligen efter Holmsen, G. Frödin, A. G. Högbom och Gavelin). Ett par pilar, utgående från den plats där Brattforsheden ligger, markera ungefär de riktningar mellan vilka ifrågavarande områdes huvudsakliga dynbildningsvindar synas ha hållit sig.

man ha rätt betydande områden istäckta ännu vid mitten av det finiglaciala skedet.[1]

I. Högbom (1923, s. 222) har under åberopande av Nordhagen (1921, ss. 87, 124) framhållit, huru det förefaller sannolikt, att vid slutet av den finiglaciala tiden isresterna S om Jämtland hade vida mindre utsträckning

[1] De Geer räknar numera (se G. De Geer, 1925, s. 16) det finiglaciala skedet från baltiska issjöns tappning vid Billingens nordspets, vilken katastrof skulle ha inträffat 1074 år före bipartitionen i Jämtland, istidens slut i De Geers kronologi. Enligt Sauramo (1926) skulle de finska undersökningarna, konnekterade med en del svenska serier, tala för att perioden i fråga varit några hundra år längre. Svårigheterna att nå överensstämmelse mellan finska och svenska resultat diskuteras av Sauramo i anf. arb.

än man tidigare antagit,[1] och att den sista inlandsisrestens bortsmältande i Norge skedde på ett jämförelsevis tidigt stadium av den finiglaciala perioden.

Av den vaga föreställning man kan bilda sig om iskalottens utbredning vid dynbildningstiden gäller nu att söka om möjligt dra några slutsatser om vilka riktningar de glaciala vindarna som sådana böra ha haft inom det område, som här närmast behandlas.

För I. Högboms diskussion av de dynbildande vindarna spelar själva israndens förlopp en icke ringa roll; Högbom tillmäter nämligen de dynorsakande luftströmmarnas fallvindsnatur stor betydelse. Skulle Brattforsheddynerna vara bildade av fallvindar från isen så nära denna, att ingen avlänkning genom jordrotationen hunnit inträda, borde flygsandsbildningarna i fråga vara anpassade efter ungefär nordliga vindar, eftersom isfronten här synes ha haft ett i stort sett östvästligt förlopp. Om avståndet från isranden varit stort nog att tillåta avlänkning, skulle dynerna anpassats efter mer NO-liga vindar. Räknar man med vindar utströmmande från ett konstant högtrycksområde över inlandsisen men fäster mindre avseende vid deras karaktär av fallvindar, så torde man ändå få nordliga till nordostliga riktningar.

Se vi nu efter vilka vindriktningar, som finnas registrerade i Brattforshedtraktens eoliska avlagringar, saknas visserligen inte N till NO, men vida större roll tycks NV till V spela. Efter NO-vindar synas huvudsakligen partier av de västliga gränsdynerna inom dynfältet vid Alsterns nordände vara orienterade ävensom de som eoliska tolkade moavlagringarna V därom på Pardixhöjden, Finnhöjden o. s. v.

I övrigt ger dynområdet vid Alsterns nordände, som helhet betraktat, intryck av att vara bildat genom övervägande ungefär nordvästliga vindar. De exakta dynvindriktningarna kunna icke för närvarande fastställas, inte heller graden av vindriktningarnas konstans eller växling.

Dynerna mellan Djäknetjärn och Pardixhyttan tyckas i stort sett ange en något mer västlig vindriktning, likaså synas dynerna vid Gräshöjden och Stegla visa hän på tämligen västliga vindar, som förefalla ha böjts om något av Gräshöjden och därigenom i Ö fått en mer nordvästlig riktning. Den lokala småtopografiens roll får ej förbises. Jämför exempelvis arrangeringen av dynen vid Stortjärnsplatåns distalavslutning. Under särskilda topografiska betingelser finner man mångenstädes avvikande dynorientering, men detta förtar icke intrycket, att Brattforsheddynernas huvudmängd har huvudsak-

Dynerna vid Mon bekräfta dessa vindriktningar. En blick på kartan, fig. 43, visar, att den markerade NNV—SSO-liga dal, i vilken flygsandsfältet ligger, icke utövat något avgörande inflytande på sanddriftens riktning. Dynerna äro också här orienterade efter nordvästliga till västliga vindar.

---

[1] G. Frödins undersökningar (1925, se bl. a. ss. 207—208) synas bekräfta, att det vid den jämtländska bipartitionen inte fanns någon stor sydlig isrest kvar att avskilja från den nordliga.

Dessa väderstreck stämma inte alls med de riktningar de förmodade isvindarna ostörda borde haft.

Det ligger ju rätt nära till hands att försöka förklara de omtalade nordostvindsorienterade eoliska bildningarna vid västra kanten av flygsandsfältet kring Alsterns nordände som rester av en äldre, av glacialanticyklonvindarna orsakad sanddrift. Dennas spår skulle då i övrigt utplånats genom senare, mer nordvästliga till västliga vindar, som skulle givit upphov till huvudmassan av områdets dyner i deras nuvarande gestalt. Ohållbarheten av detta resonemang framgår emellertid av de delvis nordostvindsorienterade dynernas byggnad. Redan morfologien visar, att det inte finnes sannolikhet för någon generell tidsskillnad mellan de delar av dessa dyner, som förefalla bildade av NO-vindar och de partier av samma dyner, som genom sin orientering antyda ungefär NV-liga vindar. Och den inre byggnaden bekräftar liktidigheten. Att mot kanten av flygsandsfält få en dynorientering konform med fältets rand är en vanlig företeelse (jfr I. Högbom, 1923, bl. a. ss. 137 och 192), och i detta fall torde underlagets topografi varit av mycket stor betydelse. Jämför hur dessa västliga gränsdyner liksom släpa efter längs bergssluttningen och ibland visa tendens till uppvandring längs denna.

Sannolikt ha vindarna också under dynbildningstiden växlat betydligt. I vad mån de diskuterade gränsdynpartiernas avvikande orientering åstadkommes av till sin betydelse underordnade verkliga NO-vindar eller genom topografiskt betingad lokal omsvängning av områdets förhärskande vindar låter sig ej avgöra. Att också den förstnämnda faktorn varit med i spelet tycks flygmons orientering lägga i dagen. I varje fall står det fast, att områdets dominerande vindar under dynbildningstiden varit nordvästliga till västliga och sålunda icke haft de förmodade isvindarnas riktning.[1] I. Högbom har som nämnt redan uttalat (1923, s. 227), att de skandinaviska finiglaciala dynvindarna icke blott visa inflytande av landisrestens kalla högtrycksområde utan också påverkats av ett varmt lågtryckscentrum i Östeuropa.

Förhållandena på Brattforsheden synas framtvinga ett ytterligare avprutande på föreställningen om den glaciala anticyklonens betydelse för dynbildningen. Säkerligen har isresten utövat ett visst inflytande på vindförhållandena, men av dominerande betydelse har den ingalunda varit. Kan man tala om några förhärskande vindar på ifrågavarande område nu för tiden, torde de sannolikt vara mer väst- till sydvästliga än nordväst- till västliga. Landisens inflytande skulle inskränkt sig till en föga genomgripande modifikation av de »normala» vindriktningarna.

Hur stämma då dessa slutsatser med iakttagelser från andra håll och ur andra synpunkter? Först: I vad mån bekräfta eller motsäga andra skan-

[1] Hade nordostliga till östliga vindar spelat någon större roll, skulle man väntat dyner också på några ställen väster om Alstern mellan Västerud och Lindfors—Fageråsplatåns proximaldel. På denna sträcka saknas dock inte helt sand av såvitt jag förstår för dynbildning lämpad sammansättning, exponerad för mer eller mindre östliga vindar, men så pass skyddad mot västvindar, att det förefaller rimligt nog, att dessa ej åstadkommit dynbildning.

dinaviska dynfält den av förhållandena på Brattforsheden härledda vinduppfattningen?

En viss motsägelse tycks ligga i en del uppgifter från Romerike. Redan i Bjørlykkes första omnämnande (1912, s. 12) av denna trakts flygsandsryggar uppges dessa vara bågformade och vända konkaviteten mot norr. Av denna uppgift drog I. Högbom (1913, s. 496 samt 1923, s. 157) slutsatsen, att dynerna i fråga voro bildade av nordliga vindar. Holtedahl (1924, s. 27) anser, att nordvindsuppfattningen stödes av de data, som komma till synes på norska generalstabens nya goda Gardemo-karta (varav intressanta delar återges i anf. arb.). Holtedahl räknar dock också med vindar av mer nordvästlig riktning.

Romerikes dyner ligga tämligen spridda och bilda inga regelbundna dynfält som de vid Mora och Brattforsheden, en omständighet, som nog gör det mera vanskligt att på den norska lokalen dra slutsatser om vindförhållandena. Granskar man Gardermoen—Flatner-kartan (Holtedahl 1924, pl. XX), finner man där jämte sådana ryggar, som synas anpassade efter nordvindar,[1] även sådana, som tyckas antyda nordvästliga[2] eller till och med västliga vindar.[3] Att sanden på Garderfjellene skulle vara driven av nordliga vindar (Holtedahl 1924, s. 30) förefaller knappast så säkert, vissa drag i sandens fördelning tyckas snarast tyda på mer västliga vindar. Så ger exempelvis den raka sandrygg, som från den nordostligaste bergknallen sträcker sig mot N 15° V (jfr a. a. s. 30), intryck av att vara en transversaldyn orienterad efter VNV-lig vind — varvid topografiens inflytande dock ej får förbises.

Förhållandena på Romerike synas berättiga antagandet, att de dynbildande vindarna kommit från kvadranten N till V. I. Högbom (1923, s. 157) anser, att inte ens rena nordvindar här skulle kunna förklaras enbart genom maximet ovan inlandsisen. Hade inga ojämnheter i omgivningens lufttrycksfördelning gjort sig gällande, borde de från nämnda maximum utgående Romerikevindarna ha avlänkats mera mot höger. En västkomponent i vindriktningen skulle betyda ytterligare skärpning på isvindens bekostnad av den utomglaciala lufttrycksfördelningens inflytande. Bristande kännedom om viktiga förhållanden i samband med de romerikska dynvindarna motiverar emellertid försiktigheten att inte dra vidare slutsats, än att dessa Romerikevindar synas förenliga med den för Brattforsheden hävdade vinduppfattningen. Att Romerikedynerna ge denna ett positivt stöd är icke uteslutet men må lämnas osagt.

Beträffande svenska dyner utom Brattforsheden hänvisas främst till I. Högbom, 1923, ss. 140—170. Så långt dechiffrering är möjlig, synas samt-

---

[1] Tverrhögda (som emellertid synes vara en genom sin »förträngda» form avvikande dyntyp), Skansen, Kammerherrehaugen (ryggen N om namnet) och ett par dyner Ö och NO om Aurtjern samt möjligen Mohögda.

[2] Dynen närmast SO om Tverrhögda, ett par kullar i närheten av Mohögda (eventuellt även delvis denna dyn själv), kanske också huvuddelen av Gml. Grensehaugen.

[3] Exempelvis Taarnet samt den på kartan med höjdsiffran 207 försedda N—S-liga ryggen SO om namnet »Kammerherrehg».

liga svenska flygsandsfält av ifrågavarande kategori ha registrerat vind från kvadranten N—V, de flesta från ungefär NV. Flertalet fält, särskilt de norrländska men även de i övre Dalarna, ha ett sådant läge i förhållande till isresten, att de nämnda vindarna, som I. Högbom framhållit, i stort sett torde blåst ungefär vinkelrätt från isranden. Härav har nämnda författare (1923) dragit slutsatsen, att vinden främst betingats av lufttrycksmaximum ovan landisen, men att de påverkats så mycket av omgivningens allmänna lufttrycksfördelning, att den anticyklonala högervridningstendensen kompenserats. Emellertid torde man kunnat få samma vindriktningar också om isens inflytande i berörda hänseende varit av underordnad betydelse; dynerna i Norrland och övre Dalarna bevisa därför icke, att den glaciala anticyklonen spelat någon dominerande roll.

Men det finns även utom Brattforsheden en del dyner, som böra fått olika riktning, allteftersom vindförhållandena dominerats eller endast mindre genomgripande påverkats av landisens lufttrycksmaximum. Så de av Sundius (1922) karterade och beskrivna Hälleforsdynerna. Som I. Högbom (1923, s. 155) framhåller, äro dessa dyner otvivelaktigt bildade av NV-vindar.[1] Om Hälleforsdynvindarnas förhållande till landisen gäller i stort sett vad som förut sagts på tal om Brattforsheden.

De mycket fåtaliga men väl utbildade dynerna i Gustavs socken i närheten av Säter antyda närmast ungefär västliga vindar. I. Högbom (1923, s. 154) påpekar detta förhållande men tillägger: »However, the dunes at Gustafs are few, and, besides, the topographic conditions are such that they may have caused some local deviations in the winds and an irregular development of the dunes.» Möjligheten av en topografiskt betingad lokal vindavvikelse kan inte förnekas, men det synes icke mindre sannolikt, att dynerna registrera ungefär den vid deras bildningstid förhärskande vindriktningen inom trakten. Dessa vindar kunna då omöjligen huvudsakligen tillskrivas den glaciala anticyklonen.

Några såvitt bekant ännu ej undersökta dyner i Järna i Dalarna (ungefär mitt emellan Brattforsheden och Mora) tyckas delvis heller näppeligen genom sin riktning förenliga med en dominerande glacialanticyklon.

Som sammanfattning ett par viktiga punkter i våra dyners vindvittnesmål: De skandinaviska dynfälten synas — så långt de äro kända — regelbundet ådagalägga, att en glacial antyciklon icke kan ha helt dominerat dynbildningstidens vindförhållanden. Detta har redan I. Högbom påpekat (1923, bl. a. s. 223). De fall, där dynerna genom sitt läge i förhållande till isresten tillåta ytterligare slutsatser om vindens relation till denna, tala för att den glaciala anticyklonens roll varit tämligen blygsam; andra faktorer ha kraftigare inverkat på vindarna i landisens omgivning.

Emellertid ha några andra slags iakttagelser tolkats som kriterier på en fullt utvecklad glacial anticyklon med i vederbörlig ordning högeravlänkade

[1] Någon avvikelse från detta väderstreck kunna ju de verksammaste dynbildningsvindarna ha företett, så synes ju exempelvis dynen Ö om Hedtjärn (se Sundius, 1922, tavla 1) närmast antyda ungefär västlig vind, men förhållandena tillåta knappast ett närmare preciserande av vindriktningsuppgiften än till ungefär NV.

vindar. Så har G. De Geer fastslagit drivistransport västerut inom Mälardalen, och N. Magnusson har även i Värmland funnit blocktransport med isberg mot V. (Se G. De Geer, 1918.) I. Högbom (1923, s. 226) hävdar dock, att isens driftriktning icke, som De Geer håller före, bestämts av vindriktningen utan oberoende därav genom strömmar i havet.

L. von Post ser i den glaciala anticyklonen förklaringen på en del klimatiska egendomligheter som han slutit sig till genom sina omfattande och ingående studier av den subfossila floran. Jfr exempelvis v. Post 1918; 1920, s. 237 och 1924, s. 107. (Se även Sandegren i Caldenius och Sandegren 1925, s. 139.)[1] Några av v. Posts synpunkter kritiseras av I. Högbom (1923, ss. 227—229). Här kan inte vara tal om att diskutera växtgeografiska frågor utan hänvisas till anförda arbeten. Mot antagandet att från NO och Ö kommande glacialanticyklonvindar, ytterst orsakat den »på visst sätt gynnade undantagsställning», som de östra delarna av S Sveriges fastland åtnjutit i boreal tid, ävensom den uttorkning, som då där gjort sig gällande, synas dynernas direkta vittnesbörd väga tyngre: i landisens närhet förhärskade andra vindar än dessa.

Några anmärkningar om eoliska bildningar framför den nordiska nedisningens äldre, utomskandinaviska israndslägen.

Om alltså Brattforsheddynerna och med dem analoga skandinaviska dyner visat sig med stor sannolikhet bildade framför den tillbakavikande isranden, utan att den från många håll teoretiskt antagna glacialanticyklonvinden förmått kasta om det »normalt» härskande västvindsystemet, så ligger det frestande nära att försöka ta under övervägande även några mycket omdiskuterade mellaneuropeiska dynproblem. Dessa kunna visserligen tyckas falla utom ramen för föreliggande arbete, men det synes mig dock berättigat att söka genom en vidgad utblick pröva räckvidden och konsekvensen av den uppfattning om de periglaciala vindarna, som vunnits på Brattforsheden.

Frågan om riktningen av de vindar, som bildat de gamla inlandsdynerna i Mellaneuropa, torde vara överflödigt att här gå närmare in på. Solgers (1905; 1910, ss. 160—170) teori, att de byggts upp av östliga vindar, men att profilen sedan sekundärt omvandlats efter senare tiders ännu härskande väst- och sydvästvindar, torde kunna helt avföras från diskussionen. (Jfr I. Högboms översikt, 1923, s. 176 ff.) Visserligen dyker den Solgerska hypotesen upp i åtskilliga icke-geologiska verk inte minst i sammanställningar, och även en del moderna geologiska arbeten ta den med i räkningen. Köppen och Wegener (1924, s. 13) förklara beträffande de nord- och mellaneuropeiska dynerna »noch strittig, ob sie mit Ostwinden von der geschlossenen Seite des U abgelagert sind, wie es Solger behauptet,

[1] Den där lämnade uppgiften, att de från lufttrycksmaximet ovan norrländska isresten utgående vindarna i S Sverige böra ha haft sydostlig eller östlig riktning, är säkerligen tryckfel. Otvivelaktigt menas nordostlig till östlig.

oder mit Westwinden von seiner offenen Seite her, wie es die meisten anderen lehren», men längre fram (s. 170) i samma arbete anses, att dynernas form »wohl unter der Einwirkung von Ostwind entstanden sein muss», och inlandsdynerna betraktas som de ännu ej tillräckligt undersökta spåren av anticyklonens ostliga och polära vindar (a. a. s. 201). Men mot Solgers teori ha argument anförts, som av allt att döma förbli bindande. Utom till de av I. Högbom (1923, s. 177 ff.) anförda inläggen av Keilhack, Lehmann, Lencewicz m. fl. samt Högboms eget argument, a. a. s. 231—232, må hänvisas till Lehmanns (1918) påpekande, att »Bogendünen» uppträda också på den plats, där ostlig vind är otänkbar och att tvärsnitt genom en dyn företer skiktning, som bevisar västvindbildning.[1]

Om man sålunda med stor bestämdhet kan säga, att ifrågavarande mellaneuropeiska inlandsdyner ha mer eller mindre västliga vindar att tacka för sin uppkomst, så är däremot tiden för dessa dyners bildning ännu ingalunda fastslagen.

Solger m. fl. anse dynerna bildade i periglacialt läge under sista nedisningen; I. Högbom (1923, bl. a. s. 222) hänför dem till De Geers finiglaciala skede (då isranden redan låg högt uppe i Fennoskandia). Keilhack (1917 s. 18) och andra anse de tyska dynerna bildade under ancylus- eller litorinatid. Och de polska dynerna ha av Lencewicz (1922) åtminstone i viss utsträckning tillskrivits klimatförhållanden som de nutida; dynerna skulle delvis ännu vara stadda i bildning. Ehuru här blott omnämnts några få av dem som yttrat sig i frågan, torde det tillräckligt tydligt framgå, hur åsikterna divergera.

Åtskilliga — tydligen flertalet — av de mellaneuropeiska inlandsdynerna[2] äro till bildningstiden instängda mellan å ena sidan sista landisens avsmältning S om Östersjön, å andra sidan de äldsta skeden, från vilka på dylika dyner gjorda fornfynd härröra, samt den flygsandsöverlagrande torvbildningens början. Arkeologiska fynd synas f. n. icke berättiga till vidare slutsatser än att den väsentliga dynbildningen torde varit avslutad före den neolitiska tidens slut. (Jfr I. Högbom 1923, ss. 202—203, och där anförd litteratur.) Ännu torde icke tillräckliga undersökningar föreligga för att torvbildningens början skulle kunna fastställas i någon större utsträckning, endast spridda uppgifter föreligga. Så uppger Milthers (1925, ss. 143—159) från en trakt av inre Jylland, att den huvudsakliga (av V—VNV-vindar orsakade) flygsandsdriften avslutats före avsättningen av »Fyrreperiodens» torv, som är områdets äldsta.

Milthers anser emellertid sitt områdes väsentliga flygsandsdrift vara mycket äldre, nämligen senglacial, och anför en del sannolikhetsskäl för sin uppfattning. Även om Milthers resonemang knappast förefaller på alla

---

[1] Redan tidigare har Wahnschaffe (1911) fastställt, att sanden i dyn vid Woltersdorf nära Berlin stupar intill 25° mot SO.

[2] I detta kapitel räknas dock blott med dyner, som ligga inom eller nära det nordiska nedisningsområdet. Till mer avlägsna, som t. ex. de ungerska, har här inte tagits hänsyn.

punkter övertygande,[1] synes sannolikheten kvarstå, att den väsentliga flygsandsdriften skett i israndens närhet. Där har funnits gynnsamma betingelser för sandflykt: ett bälte framför isranden har under »et tidsrum af betydelig Varighed» varit helt eller nästan vegetationslöst. Ett möjligt stöd för uppfattningen av sanddriftens senglaciala ålder ser Milthers i flygsandens ortstensomvandling (som dock ej går upp på dynerna). Milthers refererar till P. E. Müller (1924), som av sina undersökningar på Karupheden och annorstädes förts till uppfattningen, att ortstenen där är senglacial.

Bortsett från det aprioristiska antagandet, att nordostliga till ostliga vindar måste ha härskat framför isranden i Nordtyskland och angränsande länder, finns det, såvitt jag känner, intet som talar mot att också där den väsentliga flygsandsdriften skedde i israndens närhet.[2] Med all sannolikhet har isen omgivits av vegetationslösa eller vegetationsfattiga bälten, som väl varit i hög grad utsatta för vindens verkningar. Det vore rätt underligt, om här inte förekommit någon sanddrift.

I. Högbom (1923, s. 233) räknar med att »a periglacial dune-drift may have taken place on the present dune-fields, though all traces have been extinguished by the later dune-formation». Högbom påpekar som möjligt stöd för ett sådant antagande, att ingen löss är känd på östsidan om och i anslutning till de gamla dynfälten (från dem vid Rhen bortses), vilket man borde väntat, om västvindsorienteringen vore primär, men påpekar, att trakterna i fråga ännu äro så ofullständigt kända, att ett tunt lösstäcke kan ha undgått uppmärksamheten. Att ett föga mäktigt lösstäcke ibland kan vara ytterligt svårt att konstatera är förut omnämnt.

Mot antagandet att de gamla tyska dynerna tidigare haft helt annan orientering än nu, anför Högbom Keilhacks och andras påpekande av hur situationen på en del fält tydligt visar, att sanden måste ha tillförts från väster, varför »the last sand-drift cannot have been only a rearranging of older dune-fields» (I. Högbom 1923, s. 233).

Skulle anticyklonala vindar av den betydelse man räknar med ha behärskat inlandsisens omgivningar, så hade de med all sannolikhet åstadkommit dyndrift, och man borde nästan vänta sig några spår därav, åtminstone i sandens fördelning. Finner man ingenting därav och heller intet belägg för att de gamla »döda» dynfälten i fråga i sin nuvarande form verkligen äro yngre än periglaciala, så synes det mig mest naturligt att anse dem bildade på de stora sandfälten i israndens närhet, innan dessa ännu hunnit bindas av vegetation.

Dynerna bilda inte den enda avlagring i Mellaneuropa, som kan väntas

[1] T. ex. antagandet, (a. a. s. 156) att en del flygsandsdrivor ursprungligen avsatts på den ännu ej avsmälta landisen.

[2] Keilhack (1917, s. 15) anser visserligen, att »der allerälteste Abschnitt der Postglazialzeit, die Arktische Periode der Yoldia oder Dryas-Zeit dürfte mit ihren Dauerfrösten und Eisböden für die Dünenbildung äusserst ungünstig gewesen sein», men detta är väl ganska osäkert. Förhållandena vid nutida isbräm motivera ingalunda det reservationslösa instämmande i Keilhacks tes, som från flera håll kommit den till del. Och en del skandinaviska dynfält visa, att åtminstone i en avsmältande landis' närhet goda betingelser kunna finnas för dynbildning.

lämna upplysning om vindförhållandena kring inlandsisen, även lössen bör ha ett vittnesmål att avge.

För ett genomdiskuterande av de mellaneuropeiska lössproblemen saknas här förutsättningar, och ett försök till närmare ingående på problemen i fråga i hela dess omfattning vore heller inte på sin plats i detta sammanhang. Emellertid synes man vid behandling av det periglaciala klimatet näppeligen kunna undgå att ta någon hänsyn till dessa lössbildningar, varför ett och annat må anföras angående den sida av dess problem som direkt berör vår klimatdiskussion.[1] Redan från början måste då erinras om att åsikterna beträffande ifrågavarande bildningar också i fundamentala punkter gå långt isär och att man näppeligen ur litteraturen kan bilda sig en tillfredsställande uppfattning om de lössavlagrande vindarna, kanske inte heller om lössens bildningstid.

Åtskilliga författare, bl. a. Penck (åtminstone tidigare)[2] och Brückner,[3] Wüst (1909)[4] och Leverett (1910, s. 325), mena ifrågavarande löss vara interglacial; andra anse fastslaget, att dess bildning till tiden sammanfaller med nedisningar (som ett par exempel bland många må anföras Soergel, 1919, bl. a. s. 67, samt Moscheles, 1923, s. 80, vilken senare dock räknar med att lössbildningen börjar under varje interglacialperiods torrkalla slutfas). Det saknas heller inte förespråkare för uppfattningen, att löss bildas såväl i glacial som interglacial tid och även i postglacial (ex. Heim 1919, s. 319).

För Tysklands vidkommande synes man emellertid alltmer allmänt uppfatta lössen som en istidsbildning. Vissa forskare ha sökt genomföra en ingående och omfattande lösstratigrafi och ur denna dragit långt gående slutsatser. Om denna stratigrafi och på grundval av denna dragna slutsatser äro i alla punkter tillräckligt grundade, må i detta sammanhang lämnas därhän. (Jfr exempelvis Grupe, 1926, ss. 195—196.) Med säkerhet är emellertid fastslaget, att en yngre löss genom sin mindre grad av vittring skiljer sig från äldre. En rad forskare ha av ingående undersökningar förts till slutsatsen, att den yngre lössen i Tyskland måste vara ungglacial.[5]

Men bl. a. Brückner vidhåller ännu på senare tid (1918, s. 89), att den yngre lössen bildats före den sista nedisningen. Som argument härför anföres, att löss skulle saknas på den sista nedisningens område och avlag-

[1] Härvid kan det inte undgås, att framställningen blir något mer skrymmande än beträffande dynerna, där I. Högboms på samma gång koncisa, omfattande och i dubbel mening lättillgängliga sammanställning finns att falla tillbaka på. Min framställning av lössfrågorna är mycket fragmentarisk och gör ej anspråk på annat än att vara ett försök till en flyktig orientering över en liten del av ämnet. Litteraturanvisningarna ge här närmast »stickprov».

[2] I »Die Alpen im Eiszeitalter» ss. 112, 126 (se vidare anvisningar a. a. s. 113). S. 759 omnämnes också några smärre förekomster av postglacial löss. Mot slutet av samma stora verk (ss. 1159—1160) är Penck inte längre säker på att lössen ej kan ha något att göra med själva nedisningsperioderna utan anför t. o. m. skäl för bildning under istid, närmast »beginnende Eiszeit».

[3] Likaså i »Die Alpen im Eiszeitalter», s. 583—584.

[4] Wüst (1909, s. 391) anser dock den yngsta lössen tillhöra postglacialtiden, närmare bestämt något eller några interglacialstadier, vilka till sitt väsen av Wüst anses överensstämma med interglacialtiderna, blott avvikande genom storhetsordningen.

[5] Referat av de viktigaste argumenten återfinnas med litteraturhänvisningar hos Wahnschaffe-Schucht 1921 ss. 249—254. (Inte ens i ifrågavarande viktiga uppslagsbok har dock hänsyn tagits till på långt när all dessförinnan utkommen litteratur om den nordtyska lössen, och arbetets litteraturlista har för ifrågavarande kapitel luckor, som icke alltid äro betydelselösa.)

ringar. Emellertid anser von Linstow (1913, s. 326) morän som i Magdeburgtrakten underlagrar löss vara ungglacial, och då ingen vidare urkalkning kunnat konstateras hos denna lössunderlagrande morän, drar von Linstow slutsatsen, att lössen här avlagrats omedelbart efter det den sista inlandsisen försvunnit från området. Koken (1909, s. 89) torde kanske gå för långt, då han anser större delen av den yngre lössen bildad efter den sista nedisningens maximum och karakterisera den tid, under vilken de stora ismassorna komma till smältning. (Jfr också Tutkowski 1912.) Men å andra sidan förefaller knappast heller Soergels (1919, s. 69) uppgift, att löss bildats blott under resp. inlandsis tillväxt- och maximistadier,[1] tillräckligt grundad.

Påtagligt synes dock vara, att löss, om den överhuvudtaget förekommer på den sista istidens moräner och flodavlagringar, i varje fall där spelar en synnerligen underordnad roll i jämförelse med inom en del något utanför liggande områden. Har lössen bildats periglacialt, är detta förhållande föga överraskande. I närheten av resp. istids yttersta moräner har väl isranden hållit sig så länge, att en jämförelsevis riklig tid stått till förfogande för lössbildning, medan inom recessionsområdet, där isranden kanske dragit sig hastigt tillbaka, tiden för lössbildning varit knapp. Det förefaller emellertid inte så helt oomtvistligt, att lössbildningen, som en del forskare påstå, upphörde vid den tid, då inlandsisen efter sin största utbredning började decimeras. I Schweiz har man funnit löss, som vilar på den sista nedisningens avlagringar ett gott stycke innanför dessa ismassors yttersta gränsmoräner (se exempelvis Heim, 1919, ss. 319—323). Och det förefaller ingalunda fastslaget, att löss ej avsatts på den sista nordiska inlandsisens avlagringar S om Östersjön. Tvärtom finns det åtskilliga avlagringar inom detta område, som av vissa forskare anses vara löss, även frånsett von Linstows ovan relaterade tolkning av vissa bildningar vid Magdeburg. Så en del finjordar på Fläming, Lüneburger Heide och flerstädes däromkring. Dessa jordars lösskaraktär har förnekats från en del håll, och Keilhack (1918) anser, att frågan, huruvida de äro ekvivalenta med lössen, kräver en förnyad prövning, vari Wahnschaffe-Schuchts handbok (1921, s. 255) instämmer. Andra åter beteckna reservationslöst dessa bildningar, resp. av vederbörande författare behandlade delar därav, som löss, så Korn (1917, ss. 136—138) samt Olbricht (1922, s. 374), vilken senare som stöd för ifrågavarande avlagringars lösskaraktär anför, att de »stellenweise auf deutlichen Pflasterzonen mit vereinzelten Dreikantern liegen». Olbrichts karta (1922, s. 370) visar i överensstämmelse härmed löss väsentligt längre norr ut än Keilhacks (1918) och ådagalägger också, att förhållandena äro vida mindre schematiska än vad den Keilhackska kartan låter förmoda. Olbricht, som inte räknar med någon lössavsättning under isens avsmält-

[1] Liknande åsikt går i mer eller mindre modifierad form igen hos flera författare. Olbricht (1922, s. 373) menar till exempel, att »die Lössbildung bezeichnet das Maximum der Vorstossphase jeder Vergletscherung und setzte ein, sobald das jeweilige Inlandeis eine genügende Grösse erreicht hatte».

ningsperioder, omnämner (a. a. s. 374) »baltisk löss», som han anser orsakad av kort fas av ny lössbildning under den baltiska isframryckningen.[1] Sannolikt finns det på sina håll inom den nordiska nedisningens område smärre lössförekomster, vilka hittills undgått uppmärksamheten, särskilt som lössen vid ringa mäktighet är mycket svår att konstatera (jfr Korn, 1917, s. 139).

De många i mellaneuropeisk kvartärgeologi initierade, som hålla före, att den yngre lössen måste sättas i samband med den sista istiden, ha framlagt sådana argument, att uppfattningen i fråga framstår som mer än sannolik. Och är lössen sålunda periglacialt bildad, bör den vara av betydelse för diskussionen om klimatförhållandena, däri inbegripet vindriktningarna framför inlandsisen.

De flesta som hålla lössen för periglacial anse den bildad under inflytande av en inlandsisanticyklon.

Soergel (1919, s. 69) hävdar, som förut nämnts, att löss bildas blott under isens framryckningsperioder och maximiutbredning: att lössbildningen ej fortgått längre skulle bero på att de lössbetingande anticyklonala isvindarna i och med avsmältningsskedets begynnelse upphört. Detta tycks ju stämma rätt väl med iakttagelsen, att de skandinaviska dynerna icke präglats av någon glacial anticyklon.

Emellertid förefaller det åtminstone i åtskilliga fall, som om läran om de anticyklonala isvindarnas stora roll knappast i önskvärd utsträckning skulle vara härledd ur iakttagelser utan i alltför hög grad resultatet av rent teoretiska överläggningar. Visserligen skulle enligt Moscheles (1923, ss. 80—81) den istida anticyklonala lufttrycksfördelningen fullkomligt förklara lössens nutida utbredning. Fullt så enkelt synes det knappast vara. Zimmermann (1896, s. 85) påpekar lössens regelbundet ensidiga uppträdande i Thüringen: på de i nutiden i vindskugga liggande dalsidorna, de som vetta mot NO eller Ö. Därav sluter Zimmermann (a. a. s. 86), att i ifrågavarande trakt rådde samma vindriktningar vid lössbildningstiden som nu. Senare iakttagare synas i stort sett ha bekräftat uppgiften om Thüringenlössens orientering, och den Zimmermannska slutsatsen om lössbildningstidens vindriktningar har också dragits av andra.

Lössavsättningen på en mot Ö exponerad dalsida kunde ju i vissa fall närmast förklaras som av västvindar orsakad stoftuppblåsning från dalbottnen, där ett vattendrag lämnat erforderligt utgångsmaterial. Thüringens löss har emellertid ofta sådant läge, att en dylik förklaring icke är möjlig, så på sluttningarna av något kuperade platåers småundulationer och utan tillgång till utgångsmaterial för lössen i närmaste grannskapet. Att Thüringenlössen i hög grad har vindskuggan undan mer eller mindre västliga vindar att tacka för sitt läge synes man svårligen kunna komma ifrån.

Medan lössen i Thüringen och väl på de flesta andra håll inte direkt an-

[1] Jag har hållit mig till den vanliga åsikten, att sista nedisningens gräns går efter ändmoränstråket mellan Bartsch och Breslau samt vidare över Spremberg och Magdeburgtrakten, fortsättande i närheten av vattendelaren mellan Elbe och Aller.

sluter sig till några dyner, är detta däremot fallet med vissa lössavlagringar i Baden och Hessen. Där börjar lössen direkt öster om dyner, och lössmaterialet blir allt finare, ju längre bort man kommer från dessa, varav man dragit slutsatsen, att bildningarna i fråga orsakats av västliga vindar (Deecke, 1918, s. 68). Emellertid anför Kessler (1925, s. 174), att man på vänstra Rhensidan skulle ha motsvarande förhållanden genom östliga vindkomponenters inverkan. Det vill alltså synas, som om material av lämpliga vindar förts bort från floden åt båda sidor. (Jämför materialtransporten västerut vid Finnhöjden oaktat NV till V i stort sett varit de vid tidpunkten för de eoliska sedimentens bildning dominerande vindriktningarna.) Förhållandena väster om Rhen tyckas knappast vara tillräckligt utredda för att man f. n. på Rhenlössen skulle kunna grunda ett omdöme om vindriktningarna.

Som en sammanfattning kan sägas, att det ingalunda är så klart som Moscheles' tidigare uttalande ger vid handen, att de mellaneuropeiska lössavlagringar, som här intressera, äro anpassade efter istidsanticyklon. Om nu exempelvis i Thüringen löss tvärtom visar sig anordnad efter västvindar, hur skall man då få överensstämmelse med anticyklonen?

Wahnschaffe-Schucht (1921, s. 241) utgå från att det icke är att anta, att vindförhållandena vid lössens avlagringstid varit desamma som nu, »erst durch die Angriffe des Windes und der Atmosphärilien in der Postglazialzeit können die jetzt lössfreien Talflanken ihre früher ebenfalls vorhandene Lössbedeckung verloren haben». Ty — — — »solange über den nördlichen Teil Norddeutschlands und Skandinavien noch das zusammenschmelzende Inlandeis lagerte, wehten nach Meinardus an seiner Südseite vorherrschend trockene und kalte östliche und nordöstliche Winde — — —». Liknande uppfattning ha också andra, så Olbricht (1922, s. 374) och Kessler (1925).

Alltså: först har man använt lössavlagringar och dyner för att bevisa den glaciala anticyklonen. När det sedan visar sig, att dynerna inte till sin orientering stämma med anticyklonen, anses strax fastslaget, att de måste tillhöra annan tid, och då lössen, som på goda grunder antas vara glacial, inte stämmer till sin orientering, sluter man utan nämnvärda betänkligheter, att den nuvarande orienteringen måste vara en sekundär företeelse. Den glaciala anticyklonens existens betraktas som fastslagen.

Att den nuvarande lössfördelningen skulle vara ett erosionsresultat på det sätt som Wahnschaffe-Schucht, Olbricht m. fl. gjort gällande, förefaller knappast sannolikt. Det finns just ingen anledning anta, att lössen, om den en gång avsatts, skulle så särskilt lätt avlägsnas från de senare vindexponerade sluttningarna. Lössens borteroderande sker sannolikt mest med hjälp av vatten och ej genom bortblåsning. Jämför förhållandena på Finnhöjden. Det synes mig naturligare att förklara exempelvis Thüringenlössens fördelning efter västvindar som sammanhängande med dess avlagring i stället för med dess erosion.

De mellaneuropeiska dynernas ålder är visserligen inte bevisad och inte heller lössens transportriktning, men såvitt förhållandena hittills äro kända,

synas de närmast tala för att såväl dyner som löss äro periglaciala och bildade av mer eller mindre västliga vindar.

Kanske också en annan omständighet talar för att västvindar rått i Mellaneuropa under själva istiden. Vulkanisk aska är funnen i glacial löss i Wetterau (se litteraturanvisningar hos Kessler, 1925, s. 175). Sannolikt härrör denna pimstenstuffs material från Eiffel, antagligen från Laacher See. Beträffande askans fördelning överhuvud däromkring uppges, att den västerut ej träffas utöver det förmodade eruptionsställets närmaste omgivningar. Söderut går den ej över den 25 km avlägsna Mosel, medan österut fyndplatserna vid Wetterau ligga på drygt 100 km:s avstånd. Kessler, som är anhängare av anticyklonuppfattningen, menar, att askan troligen förts till så stor höjd, att den transporterats av vindar, som överlagrade de nära jordytan härskande och hade motsatt riktning. »Wie dem auch sei, ein Beweis dafür dass zu den Glazialzeiten Westwinde herrschend gewesen seien, kann aus der Verbreitung der Bimssteinsande nicht gewonnen werden» (Kessler, 1925, s. 175). Det förefaller ändå inte otänkbart, att man i denna tuffs fördelning kunde finna ett visst stöd för västvindsantagandet.

Att de snöförande vintervindarna under istiden såväl i Skandinavien som längre söderut i Europa komma huvudsakligen från V och SV, har Enquist (1916, ss. 30—39 samt 100—103) funnit registrerat i glaciärernas fördelning. Enquist anser emellertid, att sommarvindarna, vilka ju ej kunna inverka på glaciärfördelningen, varit östliga, betingade av högtryck över inlandsisen; en åsikt för vilken dock icke anföres några iakttagelser till stöd, utan som grundas på enbart teoretiska argument. Vad Enquists iakttagelser visat är, att vintertid inlandsisanticyklonen icke dominerar Nord- och Mellaneuropas vindförhållanden. Att den ej gjort det under sommaren har en rad förut anförda skäl gjort sannolikt.

Jämförelse med några nutida periglaciala vindförhållanden.

Att strax utanför vår inlandsis' sydgräns skulle rått nordvästliga till västliga vindar förefaller kanske överraskande i betraktande av den över nutida landisområden härskande glaciala anticyklon, vars tillvaro talrika iakttagelser synas bekräfta.

Läran om den glaciala anticyklonen har särskilt omhändertagits av W. H. Hobbs och av honom utvecklats med långtgående konsekvens: det permanenta lufttrycksmaximum, som enligt Hobbs och andra måste utbildas över varje inlandsiskalott, skulle inte blott dominera nedisningsområdet utan vara av fundamental betydelse för jordens luftcirkulation överhuvud. Om ej Hobbs härvid har gått för långt må lämnas osagt (jfr Simpson, 1926); här kan ej vara tal om att gå in på dessa frågor, utan hänvisas till de båda arbeten, där Hobbs främst utvecklat dessa synpunkter: »The Rôle of the Glacial Anticyclone in the Air Circulation of the Globe» (1915) och »The Glacial Anticyclones: the Poles of the Atmospheric Circulation» (1926). Särskilt sistnämnda bok ger — oavsett slutsatsernas större eller mindre

bärighet — en värdefull, omfattande sammanställning (med litteraturanvisningar) över vad som genom många skilda länders polarforskning allt hitintills är känt om vindförhållandena såväl i Arktis som i Antarktis.[1]

Har verkligen framför den nordeuropeiska landisens södra bräm rått sådana vindförhållanden, som här i de föregående kapitlen hävdats, så betyder detta, att under sommaren, då dynbildning kunnat komma i fråga, antingen anticyklonen ej varit utbildad eller åtminstone, att de anticyklonala vindarna inte ha nått fram till flygsandsfälten oaktat dessa, om min förmodan är riktig, lågo ganska nära isranden.

För det förra alternativet talar möjligen en utsaga i Wright och Priestly's stora arbete om den sista Scott-expeditionens glaciologiska resultat (1922, s. 177). Dessa författare räkna med glacialanticyklon under vintern men mena, att strålningsförhållandena under sommaren förhindra uppkomsten av en anticyklon då. Iakttagelser anföras också över hur sommarvindar i sydpolens närhet blåsa »definitely uphill».

Många andra forskningsresande ha emellertid iakttagit utåtströmmande vindar på landisars randsluttningar även sommartid, och skäl ha anförts för uppgiften att anticyklon även då skulle vara utbildad.

Även om glacialanticyklonen varit utbildad också sommartid — en fråga som knappast är nödvändigt att här ta upp till diskussion — så följer inte därav, att de anticyklonala vindarna behärskat områden, som legat om också helt nära utanför isranden. Hobbs (1926, s. 164) framhåller, att »It has already been shown by several authorities — — — that mighty as is the glacial anticyclone, its domination at the surface seems to wane and disappear at relatively small distances from the inland-ice-margin» (jfr också a. a. s. 75, där det framhålles att »the foen halts at a very short distance indeed from the ice-margin», en uppgift, som överensstämmer med en mängd andra författares). Barkow (1924, ss. 156—157) framhåller, att den tyska antarktiska expeditionen 1911—1912 funnit från isen utströmmande vindar vida talrikare på själva isen, vid dess rand, än blott några få kilometer utanför. Lauge Kochs iakttagelser på Grönlandsisens relativt flacka nordsluttning ger exempel på att de från iskalotten utåtströmmande vindarna på sina håll icke ens nå issluttningens lägre delar (jfr Hobbs, 1926, s. 140).

Iakttagelser från många andra platser på grönländska kusten visa, att under sommaren andra vindar äro talrikare än sådana från den ofta närbelägna landisen, »Vindforholdene i Vestgrønland er kendelig forskellige om Sommeren og i de andre Aarstider. I disse er de østlige Vinde de fremherskende, medens Vinde fra sydlige til vestlige retninger er de hyppigste om Sommeren» (Amdrup m. fl. 1921, Bind I, s. 40. Jfr vidare samma arbete vinduppgifterna för de olika distrikten samt de i Meteorologisk Aarbog, København, regelbundet publicerade meteorologiska iakttagelserna från Grönland). I Angmagsalik, den enda plats på grönländska ostkusten, som någon längre tid haft meteorologisk station, dominera vintertid nordliga till

[1] Beträffande Antarktis är en jämförelse med Simpson 1919, Vol. I, särskilt Chapter VII, (avdelningen om »the general circulation over the Antarctic») av intresse.

västliga vindar (alltså från isens håll), men under sommaren äro sydliga vida talrikare. Ryders expedition fann inne i Scoresby Sund under maj—juli övervägande vindar från Ö och NO i stället för V och NV (uppgifterna anförda efter Hobbs, 1926, s. 71). Och vid Danmarks Havn (Grönlands ostkust, 76°46′ nordlig bredd) där under vintern frånlandsvindar visade sig alldeles övervägande, ändrades förhållandena under sommaren till havsvindarnas favör (Wegener, 1911, s. 325). O. Edlunds sammanställning av den norska stationens vid Myggbugten (Mackenzie Bay) ej fullt årslånga observationsserie (se Hobbs, 1926, s. 144) visar för sept.—jan. (1922—23) 61 % av observerade vindarna från N och NV (alltså åtminstone delvis från isen) men under maj—aug. därmot 67 % från Ö och SO, medan N till NV-vindarna trätt mycket starkt tillbaka.

Det torde av det anförda vara tydligt, att glacialanticyklonen åtminstone sommartid (om den då över huvud taget är fullt utbildad) icke behöver sträcka sitt direkta välde särdeles många mil utanför landisranden.

I de lägre latituder, som följa utanför polarområden och landisar, synas vindar från västlig kant förhärska, vindar som i betydande utsträckning äro bundna till ekvatorialsidan av vandrande cykloner.[1] De Quervain och Jost (se de Quervain och Mercanton 1925, s. 213) beteckna detta gebit »de subpolära cyklonernas zon», en benämning, som Hobbs (1926, ss. 121—122) på det bestämdaste tar avstånd ifrån. (Kritiken gäller terminologien, ej iakttagelserna.)

Att i vår isrands närhet sommartid rått nordvästliga till västliga vindar — vilket jag anser dynerna göra troligt — tycks inte strida mot vad man med kännedom om nutida, i viss mån analoga förhållanden kunde vänta.[2] Meteorologen fil. lic. O. Edlund, vilken jag här ber att få tacka för värdefulla upplysningar, har välvilligt påpekat en speciell anledning till att mer eller mindre västliga vindar särskilt kraftigt ströko förbi framför den nordeuropeiska landisens södra rand:

»Det visar sig, att cyklonerna mycket villigt styras av en driviskant. I våra dagar ligger ju drivisen i Nordhavet långt norrut — i höjden Spetsbergen-Novaja Semlja — och många cykloner som komma upp från sydväst längs norska kusten böja sedan om mot öster och sydost vid mötet med isgränsen. Under istiden bör drivisen ha legat åtskilligt längre syd, och vid ett visst tidsskede bör denna gräns ha legat så att cyklonerna oftare än såväl förr som senare tvungos att passera skandinaviska fjällkedjan mot öster eller sydost passande långt norrut för att Värmlandstrakterna skulle befinna sig på sydsidan av cyklonen och i ett område med ofta utpräglad västlig eller nordvästlig vind, i varje fall vinter och vår. Då dessa vindar

[1] Frågan om dessa vindars uppkomst och natur, Bjerknes cyklonlära och Hobbs' förslag till modifikation därav torde knappast vara nödvändigt eller lämpligt att i detta sammanhang gå in på.

[2] Ingenstans finner man ju nu förhållanden, som helt likna dem vid vår undansmältande landis. Den omgavs inte som nutida landisar överallt nära av hav, utan på vida sträckor av land eller förhållandevis smärre vatten. Detta gör jämförelsen mellan periglaciala klimat i nutid och dåtid haltande. En minst lika fundamental skillnad markeras dessutom av att, medan nutida landisars utbredning synes i stort sett ganska stationär, isranden i våra trakter vek tillbaka med en ofta högst anmärkningsvärd hastighet.

måst passera sydnorska fjällen hava de därvid uttorkats, samtidigt har Värmland också på grund av sitt avstånd till själva cykloncentrum icke indragits i den egentliga nederbördszonen.»

Hade dynerna varit bildade av isvindar, så hade områdets sandflyktfrämjande torrhet varit lätt att förstå. (Jfr ökenverkningar av nutida torra, kontinentala klimat i israndens närhet. B. Högbom 1912, O. Nordenskjöld 1914, särskilt s. 523, och 1916.) Men även om framför isranden härska vindar av i det föregående antagen typ, finns det som nämnt skäl, som tala för att klimatet i Mellansverige varit torrare än nu.

För övrigt synes erfarenheten från nutida sandflyktområden visa, att det för dynbildning icke ovillkorligen fordras någon extrem torka.

De vindar, som orsakade Mellaneuropas dyner, ha icke uttorkats genom någon fjällövergång; i övrigt torde en del av nyss citerade uttalanden kunna med vederbörlig modifikation tillämpas också på områden söder om Östersjön. Då under ett äldre skede landisen haft vida större utbredning än i finiglacial tid, bör också drivisen ha gått längre söderut, och cyklonerna kunna ha passerat så att de mellaneuropeiska dynfälten haft ett på liknande sätt utsatt läge som ovan antytts för Värmland.

Även om cyklonerna endast vinter och vår spelade större roll, kunna de tänkas ha haft avgörande betydelse för dynbildningen. Efter snösmältningen torde våren med (att döma av en del nutida israndsförhållanden) sannolikt klart väder och kraftig instrålning varit en för dynbildning mycket gynnsam årstid.

Anförd litteratur.

Ahlmann, H. W:son. Valle Härad, a Kame-area in Vestergötland, Sweden. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 6, 1911/12, ss. 197—211. Berlin 1912.

—, Beitrag zur Kenntnis der Transportmechanik des Geschiebes und der Laufentwicklung des reifen Flusses. — Sveriges Geol. Unders., Ser. C. N:o 262. Stockholm 1914.

—, Die fenno-skandischen Endmoränenzüge auf und neben dem Billingen in Vester-Götland, Schweden. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 10, 1916/17, ss. 65—113. Berlin 1916.

—, Ragundasjöns geomorfologi. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca. N:o 12. I. Stockholm 1924.

Amdrup, G. C., Bobé, L., Jensen, A. S., Steensby, H. P. Grønland i Tohundredaaret for Hans Egedes Landing. — Meddelelser om Grønland, Bd. 60—61. København 1921.

Anderson, G. E. Experiments on the Rate of Wear of Sand Grains. — Journal of Geology, Vol. 34, ss. 144—158. Chicago 1926.

Andrée, K. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. — Geol. Rundschau, Bd. 6, ss. 351—397. Leipzig 1915.

—, Geologie des Meeresbodens, Bd. II. — Leipzig 1920.

Antevs, E. The Recession of the Last Ice Sheet in New England. — American Geographical Society. Research Series No. 11. New York 1922.

Atterberg, A. Studier i jordanalysen. — Kongl. Lantbruks-Akademiens handlingar och tidskrift, 42. årg., ss. 185—253. Stockholm 1903.

Auerbach, F. Die Gleichgewichtsfiguren pulverförmiger Massen. — Annalen der Physik, 4. Folge, Bd. 5, ss. 170—219. Leipzig 1901.

Barkow, E. Die Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen der deutschen Antarktischen Expedition 1911—1912. — Veröffentl. d. Preuss. Meteorol. Instituts Nr. 325, Abh. Bd. VII, Nr. 6. Berlin 1924.

Baschin, O. Die Entstehung von wellenähnlichen Oberflächenformen. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Bd. 34, ss. 408—424. Berlin 1899.

—, Ein geographisches Gestaltungsgesetz. — Petermanns Mitteilungen, 64. Jahrg. ss. 50—54. Gotha 1918.

—, Das Gleitflächengesetz. — Petermanns Mitteilungen, 66. Jahrg., s. 25. Gotha 1920.

Beadnell, H. J. H. The Sand-Dunes of the Libyan Desert. Their Origin, Form, and Rate of Movement, considered in Relation to the Geological and Meteorological Conditions of the Region. — Geogr. Journal, Vol. 35, ss. 379—392. London 1910.

Berendt, G. Ueber Riesentöpfe und ihre allgemeine Verbreitung in Nord-Deutschland. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 32, ss. 56—74. Berlin 1880.

Bjørlykke, K. O. Om grytehol og pytflatedannelse paa Romerike. — Videnskapsselskapets Skrifter. 1. Mat.-Naturv. Klasse 1912. No. 4. Kristiania 1912.
—, Jordbunden paa Romerike. — Det Kgl. Selskap for Norges Vels Jordbundsutvalg. Jordbundsbeskrivelse nr. 14. Kristiania 1916.
—, Løssjord i Norge? — Forhandlinger ved de skandinaviske naturforskeres 16. møte i Kristiania den 10.—15. juli 1916, ss. 511—517. Kristiania 1918.
Brückner, E. 1909. Se Penck, A. och Brückner, E.
—, Bemerkungen zu dem Aufsatz von Prof. Deecke über die tiefgelegenen angeblich glazialen Reste in Südwestdeutschland und über die Lösstratigraphie Süddeutschlands. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 11, 1918—20, ss. 84—89. Leipzig 1918.
—, Geochronologische Untersuchungen über die Dauer der Postglazialzeit in Schweden, in Finnland und in Nordamerika. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 12, 1921/22, s. 39—57. Berlin 1921.
Caldenius, C. C:zon. Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca. N:r 12. II. Stockholm 1924.
— och Sandegren, R. Vårt land under och efter istiden. — Natur och Kultur 43. Stockholm 1925.
Chamberlin, T. C. (Inledningsanförande till) Discussion sur la classification génétique des dépôts pleistocènes. — Congrès géologique international. Compte rendu de la 5me session, Washington, 1891, ss. 176—192. Washington 1893.
—, Glacial Studies in Greenland. — Journal of Geology, Vol. 2—3. Chicago 1894—1895.
—, and Salisbury, R. D. Geology. Processes & their Results. 2nd edition. — London 1909.
Cholnoky, E. von. Die Bewegungsgesetze des Flugsandes. — Földtani Közlöny, Bd. 32, ss. 106—143. Budapest 1902.
Chudeau, R. Étude sur les dunes sahariennes. — Annales de Géographie, 29, ss. 334—351. Paris 1920.
—, Les dunes de Gascogne. — La Géographie, Tome 35, ss. 263—268. Paris 1921.
Cleve-Euler, A. Försök till analys av Nordens senkvartära nivåförändringar jämte några konsekvenser. — Geol. Fören. Förh., Bd. 45, ss. 19—107. Stockholm 1923.
Comité International de Pédologie. Memoirs sur la nomenclature et la classification des sols. — Helsingfors 1924.
Cornish, V. On the Formation of Sand-Dunes. — Geographical Journal, Vol. 9, ss. 278—302. London 1897.
—, On Kumatology. — Geographical Journal, Vol. 13, ss. 624—626. London 1899.
—, On Desert Sand-Dunes Bordering the Nile Delta. — Geographical Journal, Vol. 15, ss. 1—30. London 1900.
—, (Yttrande med anledning av H. J. L. Beadnells föredrag: The Sand-Dunes of the Libyan Desert.) — Geographical Journal, Vol. 35, s. 392. London 1910.
—, Waves of Sand and Snow. — London 1914.
Dahl, C. G. Några geologiska observationer i Klarelfvens förmodade forna dalgång. — Geol. Fören. Förh., Bd. 24, ss. 67—79. Stockholm 1902.
Darwin, G. H. On the Formation of Ripple-mark in Sand. — Proceedings of the Royal Society of London, Vol. 36, ss. 18—43. London 1884.
Deecke, W. Kritische Studien zu Glazialfragen Deutschlands. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 11, 1918—1920, ss. 34—84. Leipzig 1918.
De Geer, G. Dal's Ed. Some Stationary Ice-Borders of the Last Glaciation. — Geol. Fören. Förh., Bd. 31, ss. 511—556. (Även som Kongress-guide 24.) Stockholm 1909.
—, Södra Sverige i senglacial tid. Översiktskarta etc. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Ba, N:o 8. Stockholm 1910.

De Geer, G. Yttrande med anledning av L. von Posts föredrag om ett finiglacialt granfynd i södra Värmland. — Geol. Fören. Förh., Bd. 40, ss. 23—24. Stockholm 1918.

—, Om moränmaterial i sekundärt läge. — Geol. Fören. Förh., Bd. 41, ss. 193—201. Stockholm 1919.

—, Correlation of Late Glacial Annual Clay-Varves in North America with the Swedish Time Scale. — Geol. Fören. Förh., Bd. 43, ss. 70—73. Stockholm 1921.

—, Förhistoriska tidsbestämningar. — Ymer, 45 årg., ss. 1—34. Stockholm 1925.

De Geer, S. Om åspartiet Pålamalm i Södertörn. — Geol. Fören. Förh., Bd. 27, ss. 402—411. Stockholm 1905.

—, Klarälfvens serpentinlopp och flodplan. — Sveriges Geol. Unders., Ser. C. N:o 236. Stockholm 1911.

Dobrowolski, A. B. Mouvement de l'air et de l'eau sur des accidents du sol. — Geogr. Annaler, Bd. 6, ss. 300—367. Stockholm 1924.

Drygalski, E. von. Grönlands Eis und sein Vorland. — Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893. Erster Band. Berlin 1897.

—, Das Eis der Antarktis und der subantarktischen Meere. — Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. I. Band. Geographie. Berlin u. Leipzig 1921.

Ebeling, M. Eine Reise durch das isländische Südland. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1910, ss. 361—383. Berlin 1910.

Engell, M. C. Über die Entstehung der Eisberge. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 5. 1910/11, ss. 122—132. Berlin 1910.

Engeln, O. D. von. Phenomena Associated with Glacier Drainage and Wastage, with Especial Reference to Observations in the Yakutat Bay Region, Alaska. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 6, 1911/12, ss. 104—150. Berlin 1911.

Enquist, F. Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 14, ss. 2—108. Uppsala 1916.

—, Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. — Sveriges Geol. Unders., Ser. C. N:o 285. Stockholm 1918.

Exner, F. M. Über oszillierende Strömungen in Wasser und Luft. — Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie, Jahrg. 47, ss. 155—168. Berlin 1919.

—, Zur Physik der Dünen. — Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturviss. Klasse, Sitzungsberichte, Abt. IIa. Bd. 129, ss. 929—952. Wien 1920.

—, Dünen und Mäander, Wellenformen der festen Erdoberfläche, deren Wachstum und Bewegung. — Geogr. Annaler Bd. 3, ss. 327—335. Stockholm 1921.

—, Zur Physik der Dünen. — Geogr. Annaler, Bd. 6, ss. 98—99. Stockholm 1924.

Fernow, E. Beskrifning öfwer Wärmeland. — Götheborg 1773.

Fischer, T. Wissenschaftliche Ergebnisse einer Reise im Atlas-Vorlande von Marokko. — Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft 133. Gotha 1900.

Forchhammer, G. Geognostische Studien am Meeres-Ufer. — Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Jahrg. 1841, ss. 1—38. Stuttgart 1841.

Free, E. E. The Movement of Soil Material by the Wind. With a Bibliography of Eolian Geology by S. C. Stuntz and E. E. Free. — U. S. Department of Agriculture. Bureau of Soils, Bull. 68. Washington 1911.

Frosterus, B. Förslag från Kommittén för nomenklatur och klassifikation av jordarter och jordmåner. — Nordisk Jordbrugsforskning 1923, ss. 334—359. København 1923.

Frödin, G. Über einige spätglaziale Kalbungsbuchten und fluvioglaziale Estuarien im mittleren Schweden. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 15, ss. 149—174. Uppsala 1916.

—, Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 19, ss. 129—214. Uppsala 1925.

Furuskog, J. De värmländska järnbruksbygderna. — Filipstad 1924.

Gilbert, G. K. Report on the Geology of the Henry Mountains. — U. S. Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mountain Region. Washington 1880.

—, The Topographic Features of Lake Shores. — U. S. Geol. Surv. 5th Annual Report, ss. 69—123. Washington 1885.

—, The Transportation of Débris by Running Water. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 86. Washington 1914.

Grabau, A. W. Principles of Stratigraphy. — New York 1913.

Grupe, O. Tal- und Terrassenbildung im Gebiete der Werra-Fulda-Weser und Soergels »Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters». — Geol. Rundschau, Bd. 17, ss. 161—196. Berlin 1926.

Hahmann, P. Die Bildung von Sanddünen bei Gleichmässiger Strömung. — Dissertation Bonn. Leipzig 1912.

Halden, B. E. Svenska Jordarter. — Teknologernas Handelsförenings publikationer N:r 53. Ser. A, N:r 21. Stockholm 1923.

Hamberg, A. Karte der Baie Recherche und van Keulen Bay auf Spitzbergen. — Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl., Bd. 39 N:o 6, Tavla 1. Stockholm 1905.

Hann, J. von und Süring, R. Lehrbuch der Meteorologie. 4:e Auflage. — Leipzig 1926.

Harlé, E. et Harlé, J. Mémoire sur les dunes de Gascogne avec observations sur la formation des dunes. — Comité des travaux historiques et scientifiques. Bull. de la section de Géographie, Tome 34. Année 1919, ss. 1—145. Paris 1920.

Hartnack, W. Wanderdünen Pommerns. — Greifswald 1925.

Hedin, S. Scientific Results of a Journey in Central Asia 1899—1902. Vol. II. Lop-Nor. — Stockholm 1905.

Heim, A. Ueber Kantergeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. — Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 32. Jahrg., ss. 383—385. Zürich 1887.

—, Geologie der Schweiz. Bd. I. — Leipzig 1919.

Hesselman, H. Om flygsandsfälten på Fårön och skyddsskogslagen av den 24 juli 1903. — Meddelanden från Statens Skogsförsöksanstalt, H. 5, 1908, ss. 1—46. Stockholm 1909.

Hess von Wichdorff, H. Geologie der Kurischen Nehrung. — Abhandl. d. Preuss. Geol. Landesanstalt. Neue Folge. Heft 77. Berlin 1919.

Hobbs, W. H. Characteristics of Existing Glaciers. — New York 1911.

—, The Rôle of the Glacial Anticyclone in the Air Circulation of the Globe. — Proceedings of the American Philosophical Society. Vol. 54. No. 218, ss. 185—225. Philadelphia 1915.

—, The Glacial Anticyclones, the Poles of the Atmospheric Circulation. — New York 1926.

Hollender, A. Om Klarelfvens dalgång. — Geol. Fören. Förh., Bd. 22, ss. 221—232. Stockholm 1900.

Holmsen, G. Hvordan Norges jord blev til. — Norges Geol. Unders., Nr. 123. Kristiania 1924.

Holtedahl, O. Studier over isrand-terassene syd for de store østlandske sjøer. — Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-naturv. Klasse. 1924, No. 14. Kristiania 1924.

Hume, W. F. Geology of Egypt. Vol. 1. The Surface Features of Egypt, their Determining Causes and Relation to Geological Structure. — Cairo 1925.

Huntington, E. Some Characteristics of the Glacial Period in Non-Glaciated Regions. — Bull. Geol. Soc. Amer. 18, ss. 351—388. New York 1907.

Högbom, A. G. Om Ragundadalens geologi. — Sveriges Geol. Unders., ser. C. N:o 182. Stockholm 1899.

Högbom, A. G. Om några fluvioglaciala erosionsföreteelser. — Geol. Fören. Förh., Bd. 23, ss. 83—94. Stockholm 1901.

—, Eine graphische Darstellung der spätquartären Niveauveränderungen Fennoskandias. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 16, ss. 169—180. Uppsala 1919.

Högbom, B. Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 11, ss. 242—351. Uppsala 1912.

Högbom, I. Finiglaziale Flugsandfelder in Dalarne. — Geol. Fören. Förh., Bd. 35, ss. 484—500. Stockholm 1913.

—, Ancient Inland Dunes of Northern and Middle Europe. — Geogr. Annaler, Vol. 5, ss. 113—243. Stockholm 1923.

Jentzsch, A. Der Wasserhaushalt des Inlandeises. — Geol. Rundschau, Bd. 12, ss. 309—314. Leipzig 1922.

Johansson, S. Die Festigkeit der Bodenarten bei verschiedenem Wassergehalt nebst Vorschlag zu einer Klassifikation. — Sveriges Geol. Unders., Ser. C. N:o 256. Stockholm 1914.

—, Classification and Terminology of Swedish Soils, Especially Mineral Soils, Used by the Geological Survey of Sweden. — Comité international de pédologie. Memoirs sur la nomenclature et la classification des sols N:o 21, ss. 283—286. Helsingfors 1924.

—, Baltiska issjöns tappning. — Geol. Fören. Förh., Bd. 48, ss. 186—263. Stockholm 1926.

Johnson, D. W. Contributions to the Study of Ripple Marks. — Journal of Geology, Vol. 24, ss. 809—819. Chicago 1916.

—, Shore Processes and Shoreline Development. — New York 1919.

Kaiser, E. (Anmälan av allmänna delen i) Ivar Högbom: Ancient Inland Dunes of Northern and Middle Europe (Geografiska Annaler 1923, 5. 113—243). — Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc., Jahrg. 1924. Bd. II, ss. 401—403. Stuttgart 1924.

—, Die Diamantenwüste Südwest-Afrikas, Bd. II. — Berlin 1926.

Keilhack, K. Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 69. B. Monatsberichte, ss. 2—19. Berlin 1917.

—, Die Nordgrenze des Löss in ihren Beziehungen zum nordischen Diluvium. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 70. B. Monatsberichte, ss. 77—79. Berlin 1918.

—, Das Rätsel der Lössbildung. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 72. B. Monatsberichte, ss. 146—161. Berlin 1920.

Kessler, P. Das Eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. — Stuttgart 1925.

Kindle, E. M. Recent and Fossil Ripple Mark. — Canad. Geol. Surv., Museum Bull. No. 25, Ottawa 1917.

King, W. J. Harding. The Nature and Formation of Sand Ripples and Dunes. — Geogr. Journal, Vol. 47, ss. 189—207. London 1916.

—, Study of a Dune Belt. — Geogr. Journal, Vol. 51, ss. 16—33 (discussion ss. 250—258). London 1918.

Koch, L. Note to Maps of Melville Bay and of North Greenland (med kartor). — Den II. Thule Ekspedition til Grønlands Nordkyst 1916—18, Nr. 2. Meddelelser om Grønland. Bd. 64. København 1922.

Koken, E. Diluvialstudien. — Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1909, Bd. II, ss. 57—90. Stuttgart 1909.

Korn, J. Der Westsporn des Flämings. — Jahrbuch der Königl. Preussischen Geol. Landesanst. 1916, Band 37. Teil II, ss. 132—139. Berlin 1917.

Köppen, W. und Wegener, A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. — Berlin 1924.

Lahee, F. H. Field Geology. Second Edition. — New York 1923.

Lehmann, F. W. P. Wanderungen und Studien in Deutschlands grösstem binnenländischen Dünengebiet. — 10. Jahresbericht der Geogr. Ges. zu Greifswald, ss. 351—379. Greifswald 1907.

—, Ein Binnendünenproblem. — Petermanns Mitteilungen, 64. Jahrg. ss. 124—126. Gotha 1918.

Leiviskä, I. Der Salpausselkä. — Fennia 41. 3. Helsingfors 1920.

Lencewicz, S. Les dunes continentales de la Pologne (Résumé). — Przegląd Geograficzny. Tom. II. 1920—1921, ss. 48—57. Warszawa 1922.

Leverett, F. Comparison of North American and European Glacial Deposits. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 4, 1909/10, ss. 241—295 och 321—342. Berlin 1910.

Lidén, R. Geokronologiska studier över det finiglaciala skedet i Ångermanland. Sveriges Geol. Unders., Ser. Ca. N:o 9. Stockholm 1913.

Linstow, O. von. Das Alter des Lösses am Niederrhein und von Köthen-Magdeburg. Jahrb. d. Königl. Preuss. Geol. Landesanst. 1910. Bd. 31, Teil 1, 313—339. Berlin 1913.

Ljungner, E. Tvåflikiga grytor, ett drag i den glaciala detaljskulpturen. — Förhandlingar vid det 17de skandinaviska naturforskarmötet (Göteborg 1923), ss. 204*—211*. Göteborg 1925.

Lóczy, L. von. Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. — Resultate der Wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd. 1. Wien 1916.

Milthers, V. Kortbladet Bække. Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. Danmarks Geol. Unders., I. Række, Nr. 15. Kjøbenhavn 1925.

Moscheles, J. Zur Altersstellung des Lösses. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 13, 1923—1924, ss. 79—84. Leipzig 1923.

Munthe, H. Beskrifning till kartbladet Skara. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 116. Stockholm 1903.

—, Beskrifning till kartbladet Sköfde. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 121. Stockholm 1905.

—, Beskrifning till kartbladet Tidaholm. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 125. Stockholm 1906.

—, Studies in the Late-Quaternary History of Southern Sweden. — Geol. Fören. Förh., Bd. 32, ss. 1197—1293. (Även som kongressguide 25.) Stockholm 1910.

Müller, P. E. Bidrag til de jydske Hedesletters Naturhistorie. Karup Hedeslette og beslægtede Dannelser. En pedologisk Undersøgelse. — Det Kgl. Danske Videnskabernes Selskab. Biol. Medd. IV, 2. København 1924.

Nelson, H. Randdeltan och randåsar i mellersta och södra Sverige. — Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:o 220. Stockholm 1910.

Nordenskjöld, O. Einige Züge der physischen Geographie und der Entwicklungsgeschichte Süd-Grönlands. — Geogr. Zeitschr., 20 Jahrg., ss. 425—441; 505—524; 628—641. Leipzig und Berlin 1914.

—, Studien über das Klima am Rande jetziger und ehemaliger Inlandeisgebiete. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 15, ss. 35—46. Uppsala 1916.

Nordhagen, R. Kalktufstudier i Gudbrandsdalen. — Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse. 1921. No. 9. Kristiania 1921.

Nummedal, A. Om flintpladsene. — Norsk Geol. Tidskr., Bd. 7, ss. 89—141. Kristiania 1923.

Odén, S. Die automatisch registrierende Apparatur zur mechanischen Bodenanalyse und einige damit ausgeführte agrogeologische Untersuchungen. — Internationale Mitteilungen f. Bodenkunde, Bd. 9, ss. 301—342. Berlin 1919.

—, The Size Distribution of Particles in Soils and the Experimental Methods of Obtaining them. — Soil Science, Vol. 19, ss. 1—35. Baltimore, Maryland 1925.

Olbricht, K. Die Eiszeit in Deutschland und der vorgeschichtliche Mensch. — Naturwissenschaftliche Wochenschrift. Neue Folge, Bd. 21, ss. 369—381. Jena 1922.

Oldham, R. D. A Note on the Sandhills of Clifton near Karachi. — Memoirs of the Geol. Surv. of India, Vol. 34, Part 3, ss. 133—157. Calcutta 1903.

Passarge. Die geologische Wirkung des Windes. — I Salomon, W.: Grundzüge der Geologie, Bd. I, Teil II, ss. 653—714. Stuttgart 1924.

Penck, A. und Brückner, E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I—III. — Leipzig 1909.

Pfannkuch, W. Die Bildung der Dreikanter. — Geol. Rundschau, Bd. 4, ss. 311—318. Leipzig und Berlin 1913.

—, Zur Entstehung der Kantenkiesel. — Geol. Rundschau, Bd. 10, ss. 112—117. Leipzig 1919.

Philippson, A. Grundzüge der allgemeinen Geographie. Bd. II. H. 2. — Leipzig 1924.

Piwowar, A. Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. — Vierteljahrsschr. d. Naturforschenden Ges. In Zürich, 48. Jahrg., ss. 335—359. Zürich 1903.

Post, L. von. Ett finiglacialt granfynd i södra Värmland. — Geol. Fören. Förh., Bd. 40, ss. 19—23. Stockholm 1918.

—, Yttrande med anledning av G. De Geers föredrag Om uppkomsten av Hallandsås. — Geol. Fören. Förh., Bd. 41, ss. 532—533. Stockholm 1919.

—, Postarktiska klimattyper i södra Sverige. — Geol. Fören. Förh., Bd. 42, ss. 231—241. Stockholm 1920.

—, Ur de sydsvenska skogarnas regionala historia under postarktisk tid. — Geol. Fören. Förh., Bd. 46, ss. 83—128. Stockholm 1924.

—, Vänerfrågans nuvarande läge. — Geol. Fören. Förh., Bd. 47, s. 439—445. Stockholm 1925.

Quervain, A. de, et Mercanton, P-L. Résultats scientifiques de l'expédition Suisse au Groenland 1912—1913. — Meddelelser om Grønland, Bd. 59, ss. 56—271. København 1925.

Ramsay, W. On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time especially in Fennoscandia. — Bull. de la Commission Géologique de Finlande, N:o 66. Helsingfors 1924.

Reck, H. Glazialgeologische Studien über die rezenten und diluvialen Gletschergebiete Islands. — Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 5 1910/11, ss. 241—297. Berlin 1911.

Reinke, J. Die Entwicklungsgeschichte der Dünen an der Westküste von Schleswig. — Sitzungsber. d. Königl. Preuss. Akad. d. Wissenschaften 1903, ss. 281—295. Berlin 1903.

Rekstad, J. Kvartære avleiringer i Østfold. — Norges Geol. Unders., Nr. 91. Kristiania 1922.

Russel, I. C. Glaciers of North America. — Boston and London 1897.

Saint Jonesco-Baléa, M. Les dunes de l'Olténie. — Revue de Géographie, Tome 11, 1923, Fascicule II. Paris 1924.

Samuelsson, C. Några studier över erosionsförhållandena på Island. — Ymer, 45 årg., ss. 339—355. Stockholm 1925.

—, Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemässigten Erdteilen. — Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. 20, ss. 57—230. Uppsala 1926.

Sandegren, R. Den kvartärgeologiska forskningen i Sverige under de senaste 25 åren. — Geol. Fören. Förh., Bd. 43, ss. 119—156. Stockholm 1921.

—, Högbom, A. och Svenonius, F. Beskrivning till kartbladet Väse. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 151. Stockholm 1922.

Sandler, K. Studier över randdeltan i norra Ångermanland. — Geol. Fören. Förh., Bd. 39, ss. 66—104. Stockholm 1917.

Sauramo, M. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. — Bull. de la Commission Géologique de Finlande, N:o 50. Helsingfors 1918.
—, Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. — Bull. de la Commission Géologique de Finlande, N:o 60. Helsinki 1923.
—, Den senglaciala kronologien i Sverige och Finland. — Geol. Fören. Förh., Bd. 48, ss. 61—66. Stockholm 1926.
Simpson, G. C. Meteorology, Vol. 1. Discussion. — British Antarctic Expedition 1910—13. Calcutta 1919.
—, Ice-Domes and the Atmosphere. — Nature, Vol. 118, ss. 111—112. London 1926.
Soergel, W. Lösse, Eiszeiten und paläolitische Kulturen. — Jena 1919.
Sokolów, N. A. Die Dünen. Bildung, Entwicklung und innerer Bau. — Berlin 1894.
Solger, F. Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. — Verhandlungen des fünfzehnten deutschen Geographentages zu Danzig, ss. 159—172. Berlin 1905.
—, Geologie der Dünen. — Dünenbuch, ss. 1—179. Stuttgart 1910.
—, Beobachtungen über Flugsandbildungen. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 72, B, Monatsberichte, ss. 168—180. Berlin 1920.
Statens Järnvägars Geotekniska Kommission. Vägledning vid jordborrningar för järnvägsändamål. — Statens Järnvägar. Geotekniska meddelanden 1. Stockholm 1917.
Steusloff, A. Zur Entstehung unserer Sölle. — Naturwiss. Wochenschr., Bd. 11, ss. 401—402. Berlin 1896.
Sundius, N. Om de glacifluviala avlagringarna i Grythyttetrakten. — Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:o 308. Stockholm 1922.
Svenonius, F. Några ovanliga svenska källor. 1. Nygårdskällan, Värmland. — Geol. Fören. Förh., Bd. 39, ss. 23—45. Stockholm 1917.
Sveriges Geologiska Undersökning. Geologiska kartbladen Björneborg, Furuholmarna, Kristinehamn, Loka och Väse.
Tamm, O. Markstudier i det nordsvenska barrskogsområdet. — Meddelanden från Statens Skogsförsöksanstalt, Häfte 17, ss. 49—300. Stockholm 1920.
Tarr, R. S. The Yakutat Bay Region, Alaska, Physiography and Glacial Geology. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. No 64. Washington 1909.
Thoroddsen, Th. Island. — Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 152—153. Gotha 1905—1906.
Thwaites, F. T. The Origin and Significance of Pitted Outwash. — Journal of Geology, Vol. 34, ss. 308—319. Chicago 1926.
Tutkowski, P. Das postglaziale Klima in Europa und in Nordamerika, die postglazialen Wüsten und die Lössbildung. — Compte rendu de la XI:e session du Congrès Géologique International (Stockholm 1910). I., ss. 359—369. Stockholm 1912.
Ule, W. Die Tiefenverhältnisse der Masurischen Seen. — Jahrb. d. Königl. Preuss. Geol. Landesanst. 1889, ss 3*—54*. Berlin 1892.
Wahnschaffe, F. Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. — Jahrb. d. Königl. Preuss. Geol. Landesanst. 1909, Bd. 30, Teil 1., ss. 540—548. Berlin 1911.
—, und Schucht, F. Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 4:e Auflage. — Stuttgart 1921.
Walther, J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. III. Lithogenesis der Gegenwart. — Jena 1893/1894.
—, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. 4:e Aufl. — Leipzig 1924.
Wegener, A. Meteorologische Terminbeobachtungen am Danmarks-Havn. — Meddelelser om Grønland, Bd. 42, ss. 125—355. København 1911.
Wentworth, C. K. A Scale of Grade and Class terms for clastic sediments. — Journal of Geology, Vol. 30, ss. 377—392. Chicago 1922.

Woldstedt, P. Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. — Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1926, ss. 103—124. Berlin 1926.

Wright, C. S. and Priestly, R. E. Glaciology. — British (Terra Nova) Antarctic Expedition, 1910—13. London 1922.

Wüst, E. Die Gliederung und die Altersbestimmung der Lössablagerungen Thüringens und des östlichen Harzvorlandes. — Centralblatt f. Mineralogie etc., Jahrg. 1909, ss. 385—392. Stuttgart 1909.

Zimmermann, E. Einiges über die Lössfrage. — I. Bericht des Nordoberfränkischen Vereins für Natur-, Geschichts- und Landeskunde, ss. 72—88. Hof 1896.

Øyen, P. A. Nogle bemerkninger om Raperioden i Norge. — Norsk Geol. Tidskr. Bd. 2. No. 7. Kristiania 1911.

—, Romerikesletten, Norges største terasse. — Naturen, 48 aarg., ss. 16—37. Bergen 1924.

Summary.

Brattforsheden
a complex of wash plains or marginal deltas and its dunes.

CONTENTS.

Page
Glacifluvial deposits 193
Topography 193
Glacifluvial deposits south of Brattforsheden 194
Brattforsheden; description 194
History of formation of Brattforsheden 194
Glacifluvial deposits north of Brattforsheden 196
Retreat of the ice border 196
Marine limit 196
Conditions of formation of wash plains 196
Eolian deposits 198
Distribution, shape, and dimensions of the dunes 198
Material and structure of the dunes 198
Eolian sand 198
Stratification of the dunes 198
On the formation of dunes 199
Eolian mo 200
Time of formation of the dunes and its winds 201
Time of formation 201
Dune-forming winds 202
Remarks on wind-blown deposits in front of the ice border south of the Baltic . . . 202
Comparison with modern peri-glacial wind conditions 203
Explanation of the illustrations 204

Brattforsheden, situated some 35 km north of the northeastern corner of Lake Vänern in western Sweden, is a complex of sand and gravel deltas deposited in the sea off the last receding ice sheet. Because of upheaval of the land after the release from the ice the shore has receded, so that the old deltas now lie far inland and 180 to 190 m above sea level. Brattforsheden is partly occupied by sand dunes formed after the withdrawal of the sea and now fixed and covered by vegetation. It also has sediments resembling loess.

Glacifluvial deposits.

Topography.

The hilly province of Värmland is traversed by a rather marked tectonic valley running in a direction from north—northwest to south—southeast. The northern part of the valley is partly followed by Klarälven River, whereas its southern part,

which is 100 to 200 m deep, is occupied by a series of lakes, separated by areas of sediments. Some 15 km southwest of Filipstad the valley ends in the present topography: a dissected region with low hills, in late-glacial time occupied by the sea. The valley was an important route of drainage for melt water from the receding iceborder. Brattforsheden was formed at the mouth of the late-glacial fjord in the open sea. The approximate distribution of land and sea just after the release from the ice, as well as glacifluvial deposits and moraines, are shown in Figure 1, p. 8.

Glacifluvial deposits south of Brattforsheden.

The distribution of the glacifluvial deposits south of Brattforsheden is to some extent topographically determined (cf. Fig. 2, p. 11). The small, partly level wash plain Sutterhöjden has in its topset bed, a few (up to seven) m below the surface, a marked horizon of large boulders (cf. Fig. 4, p. 15).

Brattforsheden; description.

The main topographic features of Brattforsheden are evident from the map, Pl. 1, and are further illustrated by Figs. 5 to 10, 17 to 19, and 22 to 24. Pl. 1 shows also the nature of the glacifluvial and marine sediments just below the leached zone. The material has been designated with regard to coarseness in the following way:

20 to 2 mm	gravel
2 to 0.2 mm	sand
0.2 to 0.02 mm	mo
0.02 to 0.002 mm predominantly, not plastic	silt.

The interior structure of the deltas is studied by a number of borings and by mechanical analyses of part of the collected material. Fig. 14, p. 28, gives some examples of the nature of the material below the level surface of the delta (A, B, C) in the distal slope (D) and in the terrace in the distal slope (E). A to C show stony material just under the delta surface; but over large areas cobbles are absent in the layers at and near the surface (cf. the map, Pl. 1). The table on p. 26 shows the composition of some samples from profile B.[1]

The table on p. 30 gives the composition of some samples from the section illustrated in Fig. 15, p. 29. For further information regarding the mechanical composition of the samples from the same locality see the distribution curve, Fig. 16, p. 30.[2]

History of formation of Brattforsheden.

The large southern parts of Brattforsheden, Lindfors—Fageråsplatån and Gräshöjdsterrassen, appear to a great part to be formed in front of mouths of glacial rivers which for a time remained relatively stationary near the present Alsterbodviken. A series of borings in various parts of Gräshöjdsterrassen has nowhere encountered proximal material.

The Sanddalen and the valley followed by the road from Sjöboden towards the southwest are supposed to mark the site of a reentrant in the ice border.[3] The reentrant may have been caused by calving in the deep water of the valley where

---

[1] In the tables of the analyses of the glacifluvial material the column to the left indicates the depth of the sample below the ground. The figures in the top part, indicate coarseness in mm; the columns below give weight per cent of the different fractions of the samples. All analyses given in the tables have been carried out by Mr. K. S. Sjöberg.

[2] The curve is prepared by Mr. G. Lindelöf under the direction of Professor S. Odén. As regards the method of study, etc., see Odén, 1919. The curve is constructed in such a way that the abscissa indicates the radius expressed in lnr, i. e. the natural logarithm ($\log_e r$) for the radius in μ. The ordinate indicates the function $r\,F(r)$, which is such that the surface which is limited by two ordinates, intervening parts of the curve, and the abscissa axis is equal to the percentual part of the sample which is composed of particles with radii limited by ordinates mentioned.

[3] Both valleys are indicated on the map, Pl. 1, near the southernmost island in Lake Alstern.

the ice became detached from the bottom (cf. Fig. 26, p. 61). Alsterbodviken may mark the site the last icebergs detached at this position of the ice front.

The Skeppundsdalen was formerly regarded as the outlet of an ice-dammed Lake Alstern; and certain conclusions have been drawn regarding the uplift of the land during the formation of Brattforsheden (Dahl, 1902, and De Geer, 1909). However, the valley may essentially be an original depression never filled out. In the Skeppundsdalen there is no such coarse material as is frequently met at the surface of adjacent plains. If the valley had been formed by erosion it should show an enrichment of coarse material at its bottom. Where sections have been made in the sides of the valley a fairly good agreement between stratification and surface slope has been observed (cf. Fig. 28, p. 68). In the northern part of the valley some ice blocks may have remained which prevented filling; but diversion of the glacier water by large icebergs in Alsterbodviken may have played a still greater rôle (cf. Fig. 26, p. 61).

Although the Skeppundsdalen is largely original, it has possibly been modified by serving as an outlet channel for melt water. The valley southwest of Alsterbodviken may to a greater extent have been formed by erosion, as the slope of the strata and that of the ground do not conform.

Whereas it appears probable that the large sand and gravel deposits at the southern end of Lake Alstern were formed in a bay of the ice border, the distribution of the material farther north within Brattsforsheden suggests other modes of formation. The glacifluvial sediments are here mainly concentrated on the side of the tectonic valley. The frequently steep slopes of the numerous small deltas towards Lake Alstern have now and then a shape that indicates the existence of an ice tongue in the lower part of the valley, preventing sedimentation.

The lateral deltas have the simplest form west of Lake Alstern. Fig. 29, p. 73, gives an idea of the probable mode of formation of Alstertorpsplatån and Saras Äng-terrassen. Fig. 30, p. 75, illustrates the mode of formation of the more complicated deposits on the opposite side of the lake. The mouth of the glacial river seems frequently to have changed its position; and several rivers may have discharged contemporaneously at this place. The region north of Stegelviken by its numerous kettles suggests considerable discharge of icebergs. In Stortjärnsplatån, the easternmost lobe of Brattforsheden, the sediments, judging from the distribution of the material, may have come from the west. This delta may not have been built up to sea level. Its surface is only partly level, mostly presenting a gentle undulation. Boulders on the delta show that the water depth was sufficiently great to permit the drifting in of icebergs.

No trace of the ice border has been found either within Stortjärnsplatån or in Kotjärnsterrassen. However, it appears probable that part of the northwestern limit of Kotjärnsterrassen marks an ice border, though conditions have been complicated by the erosion of the Horrskogsbäcken. The combination of the ice border at Kotjärnsterrassen with that at Saras Äng-terrassen is hypothetic (see Fig. 34, p. 83). North of the supposed position of the ice edge the deposits change in character in so far as the lateral terraces are replaced by more freely situated plateaus. This may be due to the fact that the sides of the valley either become lower or less steep.

From Saras Äng-terrassen up towards Storöviken some freely situated plateaus were formed during westward displacements of the mouths of the glacier rivers as suggested in Fig. 31, p. 79. Numerous small kettles indicate breaking up of the ice in the glacial estuaries.

To the east of the deepest parts of Lake Alstern are Horrskogsbäcksplatån and Östra Ormtjärnsplatån, successively deposited deltas formed in front of the ice border. The discontinuity of the delta plains may be due to uneven retreat of the ice front (Cf. the attempted combination in Fig. 34, p. 83, noting the correspondence

between one of the positions of the iceborder and the small moraines marked by triangles.) The decrease in the size of the deltas north of the brook Horrskogsbäcken as compared to those south of it seems to indicate increased rate of the retreat of the ice border.

Some of the hills and small deltas north of Stora Ormtjärn may be annual formations. Several glacial rivers may have cooperated in forming the kame area at Sandviken.

The conditions north of Storöviken seem to suggest considerable decay of the ice near its border. In Fig. 33, p. 81, an attempt has been made to explain the largest kettle by lateral calving.

North of the Skvallerfallsbäcken the glacifluvial deposits cease almost altogether on the western side of the valley. The bend of the long esker islets Stormana and Geijermana and of the eskers on the sides of the lake may mark the approximate direction of the ice flow during the passing of Mt. Lillberget. During the bend around Lillberget the ice must have been compressed, so that ice tunnels may have been welded together forcing the water to escape farther east.

Glacifluvial deposits north of Brattforsheden.

North of Brattforsheden the glacifluvial material is more sparse (cf. map, Fig. 1). It is frequently fine-grained. The valley contains marine sediments, especially mo, but the filling has as a rule stopped far below the marine limit.

Retreat of the ice border.

Determination of the rate of the ice recession has not been possible in the area of Brattforsheden, as neither varved sediments nor annual moraines are to be found. In the valley of Filipstad, 10 to 15 km east of Brattforsheden (along the line marked on the map Fig. 1), attempts have been made to study the ice retreat by means of the varved clays, but the result obtained, a rate of 300 m a year, is uncertain.

About 15 km west of the southern end of Lake Alstern there is, south of Lake Västra Örten, a fairly well-developed area of winter moraines (Fig. 35, p. 88). The distances between the moraines indicate a mean annual retreat of 200 m. Farther north, near Älvsbacka, the moraines lie closer and are less regular and distinct. The average distance seems to be about 150 m.

There is nothing indicating that Brattforsheden was caused by a protracted halt of the ice border.

Marine limit.

Determinations of the marine limit are given on the map, Fig. 1, p. 8. Those made by the writer are denoted by an H. The shore features at some of these localities are fairly weak, so that especially the values 187, and 191 are uncertain. The proximal parts of the delta plains of Brattforsheden seem generally to correspond to the water level at the time of formation (cf. the diagram, Fig. 36, p. 90).

Conditions of formation of wash plains.

A marginal delta contains a much greater quantity of sediments than the corresponding part of the normal esker. Brattforsheden forms a very marked swelling of the esker of which it is a part.

Large glacifluvial deltas may be due to long-continued discharge of glacier rivers at the same place. Several deltas lie at stationary positions of the ice border. Thus, for instance, the deltas at Dals Ed (De Geer, 1909) and in Valle härad (Munthe, 1905; Ahlmann, 1912 and 1916) lie at the Fenno-Scandian moraines. These deltas were essentially due to the same causes as the general halt of the ice border; that is, in a large part, to climatic conditions.

However, Brattforsheden does not lie in a belt of general halt of the ice border. Its position is analogous to that of several other wash plains: it occurs at the mouth of a late-glacial fjord on the open sea. Hållsjöfältet and Riddarhyttefältet (Nelson, 1910) and several marginal deltas in Ångermanland (Sandler, 1917) lie in similar situations.

The formation of Brattforsheden and several other wash plains of this type, seems to have been caused by local halts of the ice border due to topographic conditions. Local halts at the mouths of the late-glacial fjords were so common that they must depend on similar causes. The factors which bring about the retardation of the ice retreat at the marine limit must be connected with changes in the depletion, as the ice edge leaves the water. Retreat, halt, and advance of a glacier ending on land are determined by the ice flow, which tends to expand the glacier, and by the melting and evaporation, which tend to reduce it. A glacier ending in water is furthermore subject to calving, which increases its depletion. Calving takes place in different ways. Most frequently icebergs are detached as the attenuated ice edge changes to floating ice. A valley in the direction of the ice motion, which together with its surroundings is submerged under water, may normally cause a reentrant in the ice border, as in the deeper water of the valley calving is more effective than in the shallow water of the surroundings. A valley on land is occupied by an ice lobe.

The change from reentrant to lobe may occur at the place where the sides of the valley rise above the water; and this change may be recorded in the topography of Brattforsheden.

On the other hand, conditions connected with this mode of calving cannot explain the retardation of the ice recession at the mouth of the late-glacial fjord. Among the factors to which these retardations may be due, the following should be mentioned:

1. The direct influence of the sea on the ice retreat diminished or ceased. The melting and eroding influence of the sea on the ice front favored recession. This influence was largely discontinued in the fjord. The strong waves did not reach into the fjords; the relatively warm sea water was displaced by the cold water from the melting glacier; and the fresh or nearly fresh water dissolved the ice less vigorously than the salt water of the open sea. Frequently, as in the case of Brattforsheden, the valley was more or less obstructed by sediments that protected the ice from the attack of the sea. The importance of this factor seems to be indicated by the greatly diminished quantities of the glacifluvial sediments near the northern end of Lake Alstern, indicating an increased rate of recession, as a little bay of the sea in the depression of Lake Lungen reached the ice. At some distance north of Lake Alstern, where the valley becomes narrower, extensive wash deposits first reappear.

2. The relatively greater rôle for the ice flow of the valleys above the marine limit than below it. The land ice ending in water, if fairly thick, was moving forward along the whole front. Above the marine limit the ice motion in the distal parts was more concentrated in valleys.

The change from ice motion along the whole ice front to concentration in valleys required some time. During this time the ice edge receded in the higher parts, whereas in the valleys it retired more slowly or even remained stationary because of rapid forward motion of the ice due to pressure from behind. When the retreat had proceeded some distance in the higher parts, the rate of the recession in the valley increased. The deposition of outwash again grew less.

Eolian deposits.

Distribution, shape, and dimensions of the dunes.

See the map, Pl. 1, the profiles, Pl. 2, and Figs. 37, 39 to 44, 50, 52, and 62. The accurate map, Fig. 42, p. 103, shows the crossing of two systems of dunes. If one of the dunes is supposed to be absent, a fairly good idea of a normal part of a dune in the region is obtained.

With the exception of a few modern dunes at the southern shore of Lake Mången (Fig. 38, p. 99) the dunes of Brattforsheden are practically fixed by vegetation. On the whole the dunes give the impression of being well preserved in their original shape. However, on a few distal dunes wind furrows have been developed or the top of the crest has been moved to the original wind side. A small secondary spur of a dune where it is cut by Lake Alstern is shown in Fig. 44, p. 107 (the dotted area).

Material and structure of the dunes.

Eolian sand. Wind-blown sand contains, besides silica, large quantities of other minerals — a usual condition with eolian sand that has migrated but a short way from its source.

The eolian sand grains in Brattforsheden are largely of irregular shape and frequently have sharp edges. Their shape does not distinguish them from water-lain sand. The wind-blown sand is predominantly of the grain-sizes 0.6 to 0.06 mm; at only a few localities is an essential part of the sand finer or coarser. The table on p. 110 shows the mechanical composition of average samples of eolian sand from some localities (the position of the localities 1 to 6 is given on the map, Fig. 48, p. 111; »Snårdynen» is marked by I in Fig. 50, p. 118).

A better idea of the composition of an average sample can be obtained from Fig. 46, p. 110 (for the construction see footnote on p. 194). On the map, Fig. 48, p. 111, diagrams of distribution, based on ordinary mechanical analyses (table, p. 110), are inserted at the localities where the samples were taken. The decrease in size of the grains from localities 1 and 2 to 3 and 4, in the direction of transportation, may be due to assortment during the transportation and to splitting.

For comparison of the wind-blown sand and its source material some mechanical analyses of this material are given in the table on p. 112. The first two analyses are from the vicinity of Skeftdalen (northwestern corner of the map, Pl. 1). The last analysis is from the sand field 0.8—1.3 km north—northeast of the northern end of Lake Alstern (cf. the map, Fig. 48). The composition of the wind-blown sand and its source material is frequently very similar. Where the water-lain sediments are substantially coarser or substantially finer than the eolian sand no dunes have been formed.

Stratification of the dunes. The eolian sand in the area shows as a rule a stratification by enrichment of coarse or fine grains, respectively, in certain layers. The table on p. 114 gives the mechanical composition of the sand in the fine and the coarse lamina of a typical, arbitrarily chosen pair. In the fine sample, 90 per cent of weight is under 0.2 mm; in the coarse sample, more than 88 per cent is above the same size. On p. 115 a mechanical analysis is given of an extremely coarse layer. The absolute and relative thickness of the fine and the coarse layers may be rather varied as is evident from the profiles given in Fig. 49, p. 116, and from the photographs, Figs. 55, 57, and 58. The stratification is distinct in moist sections, as the finest material retains most water and therefore is darkest. In drying, the coarsest sand loses its moisture quickest, and drops or blows away, leaving furrows that accentuate the stratification. No difference in coloring due to the mineral composition can be detected.

The dunes of the area usually show a simple, fairly regular, oblique stratification in which the different layers are fairly parallel to each other and generally conform with the steepest side of the dunes, the lee side. Several hundred observations of the stratification have been made, many of which, however, are in the same section or adjacent sections. In Fig. 50, p. 118, the average dip and strike of the strata have been indicated. In many localities the dip of the layers is about 30°, in a few as much as 34°. As a rule, it is somewhat less than 30°. A dip of 25° and above is usually to be found in the highest dunes. In dunes only 1 to 2 m high the strata slant from 5° to 15°. However, a steep dip is known in the low dune Snårdynen. The means of numerous measurements of strike and dip in this dune are given in Fig. 52, p. 121. Generally the stratification has followed the curves of the dunes fairly well. The transition of the stratification from one direction to another takes place gradually in the main.

In the stratification of the dunes in the area, disconformities seem to be rather rare, though not entirely absent (see Fig. 55, p. 127). They occur especially in some localities where the windward side is covered by a mantle of sand resting on strata corresponding to the lee side. In one case only has a seemingly concentric structure of the dunes been observed (Fig. 54, p. 126).

It is frequently stated that irregular cross bedding is the most common structure of wind-blown deposits. A criss cross bedding is also represented among the dunes of Brattforsheden (Fig. 56, p. 128, and Fig. 57, p. 129).

The interior structure of the dunes shows that secondary alterations play a very subordinate rôle within the area. Only in a few instances does the structure indicate small secondary changes.

On the formation of dunes.

It is a well known fact that windblown sand can be accumulated at obstacles. Small modern dunes on the shore of Lake Mången are forming with the help of vegetation.

However, it may be impossible to find obstacles to which the majority of the dunes on Brattforsheden can be attributed. It is also known that dunes actually can be formed without help of obstacles.

A distribution of the dunes like that at the northern end of Lake Alstern raises the disputed question whether dunes are a kind of wave. It has been frequently and convincingly stated that the sand cannot form waves absolutely analogous to those in fluids and gases (cf., for instance, Cholnoky, 1902). The relations between the rapidity of the faster medium and the dimension of the waves are not the same for waves of sand as for fluid waves (see Hahmann, 1912), and consequently formulas obtained for the latter cannot be applied to waves of sand. However, it seems possible that the waves of sand are a kind of wave motion (with reservation for too narrow a definition of wave). Dunes and ripple marks would then, as other authors also have pointed out, be contemporaneous systems of waves of quite different order of magnitude.

Fig. 61, p. 142, attempts schematically to illustrate a few stages of the dune formation. The dunes in process of growth cooperate with the air waves, so that the dimensions of these latter increase with the dunes (cf. Oldham, 1903; Harle, 1920).

The dunes of Brattforsheden contradict the statement frequently made that the lee side of the dunes regularly are built up to the angle of repose. Fig. 62, p. 145 gives the relation between height and slope of the leeside of carefully measured dunes on Brattforsheden. The angle of slope of these old dunes is probably somewhat secondarily diminished. Not seldom the dip of the strata of the dunes also is somewhat greater than the surface slopes. Fig. 62 may not give the precise

relationship between the original slope of the lee side and the height of the dunes, but may nevertheless give a fairly good idea of it.

The lee slopes in the area may thus have been rather gentle in low dunes and may have increased with the height. The slope of repose seems frequently not to have been reached even by the high dunes. The deposition of sand on the lee side of our dunes consequently can not have been merely a rolling down of the material, as also is true of the accumulation on the distal slope of the delta — two closely related processes.

How the lee side of the dunes gets its characteristic slope, when this does not reach the angle of repose can only be decided by examination of live dunes. It is possible that complete calm does not exist on the lee side, but that this side also is followed by weaker air currents with decreasing capacity of transportation, so that the air current and the gravity may distribute the load of sand on the lee side. It is also possible that the sand, on account of its weight, is separated from the lines of current in the air and rains down, but by its live force is carried a little farther. Just above the surface on the windward side the strength of the wind increases very rapidly in a vertical direction; and in the sand-bringing air layers of different rapidity the live force of the transported grains suffers a change. This fact causes the grains to sink at different distances from the crest of the dune. A calculation (cf. p. 147, Fig. 63, p. 146) seems to indicate that the width of throw for grains released from the wind at the crest is approximately of the same magnitude as the lee side (complicating factors omitted).

The structure of the dunes of Brattforsheden makes it improbable that whirls have played a rôle for their formation. Whirls between dunes have been given much importance by several authors.

In this connection it should be pointed out that the formation of barchans and transverse dunes probably differs in essential points and that studies of the one kind do not permit free conclusions regarding the other. The distinction between the different types of dunes, primarily barchans and transverse dunes, and their conditions of accumulation have not been taken up for discussion, as barchans are not represented in Brattforsheden.

Migration of dunes has naturally not been studied in Brattforsheden, as the dunes are fixed; but that the dunes have migrated is shown by the fact that they occur also outside the area of the deposits that have supplied the material. It is also important that in the rare cases in which the stratification of the deep parts of large dunes has been observed, this stratification has the dip that is characteristic of the corresponding dune height, indicating that the dunes have migrated to their present position with their full size and have not started there as small dunes and then grown larger.

Eolian mo.

The deposits of mo above the marine limit at Finnhöjden and Pardixhöjden, in the northwestern part of the area shown in the map (Pl. 1) and on Gräshöjden in the southeast, suggest by their situation near the dune fields and by their material eolian origin. Nothing contradicting this assumption has been observed. The mo of the areas mentioned does not differ in appearance from a well-assorted water-lain mo; and an ordinary mechanical analysis does not present anything unusual (cf. table, p. 152). However, the diagram of distribution (Fig. 65, p. 154) shows a greater uniformity of grain size than is usual in mo deposited in water (for the construction of the diagram see p. 194).

The cover of mo lacks distinct stratification and is usually from a few decimeters to about one meter thick. (Cf. profile Fig. 66, p. 155. Note that the vertical scale of the profile in which the thickness of the mo layer is marked by an oblique ruling is exaggerated five times. The indicated scale marks length.)

Fig. 67, p. 156, is a compilation of the relative frequency of the different grain sizes in an eolian mo based upon microscopic measurements. On the whole, the wind-blown mo seems to be coarser near the dune field, but a simple regular change of the grain size with the position has not been observed. For comparison a curve (x) of a loess sample (from Eschwege in Hessen, Germany), constructed in the same way, has been inserted. Fig. 68 enables comparison with two extreme types of dune-sand of the area. With very few exceptions the dune sand of Brattforsheden may give values falling between the two curves to the right in Fig. 68.

A peculiarity of the mo of Finnhöjden and Pardixhöjden is its position rather on the side of than in front of the dune field. To be sure, the mo lies in front of the nearest marginal dunes and is oriented in correspondence with them; but it is worthy of notice that no wind-blown mo has been observed on the lee side of the main dune field, i. e. in the east and southeast. The eolian mo may here have been in part deposited in lakes, or it may be concealed by bogs. Furthermore, it may be difficult to distinguish a thin cover of eolian mo from underlying water-lain mo. Boulders and clay in the mo at many places east and southeast of the dunes, however, make it evident that wind-blown mo plays no great part here. The conditions of deposition of eolian mo seem to have been unfavorable in this section, although it is possible that the mo has been distributed in such a thin and extensive cover that it escapes detection after the leaching.

It is remarkable that any wind-blown mo has been deposited in certain parts of Finnhöjden where it rests directly on bed rock. The mo must have been laid down here without help of vegetation; but it is possible that moisture has facilitated the deposition and fixing. If once thoroughly moistened, so fine a material as mo seems to retain a certain coherence. Even the fine-grained layers in the dunes show considerable resistance.

Time of formation of dunes and its winds.

Time of formation. The numerous dune fields near the marine limit in Scandinavia are held to be of fini-glacial age (see particularly I. Högbom, 1913 and 1923). The dunes of Brattforsheden support this view. The wind-blown deposits seem without exception to be older than the peat bogs of the region. A few samples of peat overlying eolian mo and sand have been examined as regards their pollen flora by Dr. L. von Post. The oldest sample found is derived from a fairly early stage of the post-arctic warmth period. The sand drift must have been discontinued a long time before the beginning of the formation of the peat, since, for example, a podsol profile had previously been developed at Enmossen. The determination made gives only a minimum measure of the time after the sand drift.

The Sand drift began shortly after the uplift of the area from the sea is supported by the absence of leaching in the subjacent deposit of the eolian sand even where the substratum cannot have been attacked by the wind. The absence of old ground surfaces in the dunes indicates a continuous period of dune formation.

The duration of the sand drift seems to have been rather brief. The conditions 0.5 km south of Dalen Farm seem to suggest that the ravine Djupa Dalen was eroded first after the formation of the dune east of Stortjärnsplatån. However, it is probable that Djupa Dalen near the dune began to be formed at a very early stage. When the modern level of 150 m rose above the sea, if not earlier, the fine water-lain mo in front of Stortjärnsplatån may have begun to prevent seepage of the ground water, so that it had to cut a surface outlet across the mo field. This retreating erosion must soon have reached the dune. Judging from the probable rate of uplift of the land this may have occurred a few hundred years after the release from the ice. Observations of other ravines indicate the same thing, though the conditions are not equally clear. It is thus probable that the sand drift began shortly after the emergence of the land from the sea and lasted only for a short time.

Dune-forming winds. The shape and structure of the dunes on Brattforsheden indicate that they were largely formed by northwesterly and westerly winds. However, some marginal dunes, especially in the west, are oriented in a different way — a feature recurring in many dune fields. Judging from their structure the differently oriented dunes on Brattforsheden may be of about the same age. The localization of the eolian mo, which differs from that of the bulk of the dunes, deserves mention (cf. the map, Pl 1).

Most of the dunes of the area were evidently formed by northwesterly to westerly winds. The distribution of the dunes and the short period, during which they could be formed — probably only a few hundred years, according to what has been said — suggest that the dunes cannot have been earlier oriented after other wind directions. Northwesterly to westerly winds may have already dominated the dune formation when the region rose from the sea shortly after the uncovering by the ice. This seems to show that the glacial anticyclone cannot have determined the wind directions in front of the receding land ice, as supposed by many writers (Cf. the statements in Fig. 70, p. 168, regarding the distribution of ice, and note that anticyclonic winds are deflected to the right.) The influence of the ice sheet on the winds at the time of the sand drift seems to be insignificant. (The modern winds in the region may be predominantly west and southwesterly rather than west and northwesterly.)

The view presented seems to be supported by the conditions in some other Swedish dune fields. Seven to eight km northwest of the northern end of Lake Alstern is a small dune area formed by the same winds as the dunes on Brattforsheden. The direction of the dunes at this place cannot be determined by the topographic conditions (cf. the direction of the valley and the dunes in Fig. 43, p. 105). The formation of these dunes, as well as those at Hällefors (near the northeastern corner of the map, Fig. 1, p. 8), and those at Gustavs and Järna in southern Dalarna cannot be caused by the glacial anticyclone.

Several other old dune fields in northern Dalarna and Norrland have such a position that their direction may have been about the same whether the sand-transporting winds were dominated by the glacial anticyclone (I. Högbom, 1923) or by other conditions (cf. above).

Remarks on wind-blown deposits in front of the ice border south of the Baltic.

The testimony of the Scandinavian dunes as regards time of formation and as regards winds leads to a discussion of some debated deposits of related character south of the Baltic.

Situation, shape, and structure show that the old central European dunes were formed by predominantly westerly winds. The age of the dunes, on the other hand, is not determined, opinions disagreeing considerably. Archeological finds show that the essential dune formation had ceased before the end of the Neolithic Age but do not indicate how early. Peat resting on the wind-blown sand has been dated only in a few cases.

In an area in the interior of Jutland the sand drift is known to have mostly ceased before the formation of the peat of the fir period; but the dunes may be of late-glacial age, as, among other things, limonite hardpan, which in this region seems to be late-glacial, occurs in the wind-blown sand (cf. Milthers).

Aside from the theoretical supposition that northeasterly and easterly winds must have prevailed in front of the ice in the continent of Europe, nothing is known to controvert the view that here also the essential sand drift occurred in the belt with little or no vegetation in the vicinity of the ice border.

The loess may also furnish information regarding the wind directions off the land ice in central Europe. It seems fairly certain that the younger loess in Germany was formed in connection with the last glaciation. Most writers who consider this loess as peri-glacial think that it was formed by help of a glacial anticyclone. How-

ever, according to several authors at least the loess in Thuringia lies largely on slopes exposed to the east and northeast and is situated after westerly and southwesterly winds. No convincing reasons have been advanced in favor of secondary distribution of the loess. It is probable that the situation of the loess in accordance with more or less westerly winds is the original one as held by Zimmerman.

The directions of dispersion of volcanic ashes from Eiffel during the Ice Age may also suggest the importance of westerly winds, though Kessler regards this conclusion as unjustified.

The distribution of the glaciers shows, according to Enquist (1916), that the snow-bringing winter winds during the Ice Age both in Scandinavia and in Continental Europe came generally from the west and the southwest.

Comparison with modern peri-glacial wind conditions.

The above views regarding the winds off the last ice sheet seem to be supported by the conditions in modern glaciated areas.

Wright and Priestley hold that in summer the radiation prevents the formation of a glacial anticyclone and state that the winds in the vicinity of the South Pole blew definitely uphill.[1]

But even if the anticyclone was developed in summer it does not follow that it governed the winds in the areas outside the ice border. Even Hobbs, who lays so great stress upon the glacial anticyclone, states that its domination at the surface seems to wane and disappear at relatively small distances from the margin of the land ice. Observations at several places on the Greenland coast show that the predominant summer winds come from other directions than from the land ice.

Under the lower latitudes outside the polar regions and the ice sheets westerly winds seem to prevail, winds to a great part limited to the equatorial side of migrating cyclones (the zone of the subpolar cyclones according to de Quervain and Jost).

The southern border of ice floes in the North Atlantic during the fini-glacial age may have lain much farther south than at present guiding the cyclones across Scandinavia instead of farther north. As the cyclones passed the mountain range they gave up their moisture. Besides, the contemporaneous dune area may have lain too far from the center of the cyclones to receive heavy precipitation. At an earlier stage, when the land ice had a much larger extent, the ice floes may have reached farther south; and the central European dune regions may have been particularly exposed to the cyclones. Here, however, a mountain range did not exist to dry out the winds.

Even if the cyclones played an important part only in winter and spring, they may have had a decisive influence on the dune formation. After the melting of the snow the clear weather and the intense insolation may have been very favorable for the building of dunes.

[1] Since the Swedish text was finished, a paper by E. van Everdingen de Bilt: »Giebt es stationäre glaziale Antizyklonen» (Köppenheft d. Annalen d. Hydrographie und maritimen Meteorologie, 1926) has appeared in which a number of arguments are presented against the supposition of stationary glacial anticyclones.

Explanation of the illustrations.

Fig. 1, p. 8. Map showing some features of the late-glacial geology of eastern Värmland and western Västmanland. — The six symbols from left to right indicate: 1) Land above the marine limit; 2) Glacifluvial deposits; 3) Dunes; 4) Windblown mo (above the marine limit); 5) Striae; 6) Moraines, mostly annual ones.

Fig. 2, p. 11. Map showing the distribution of the glacifluvial sediments S of Brattforsheden as determined by the topography. — The symbols from top to bottom indicate: 1) Bed rock and till; 2) Glacifluvial deposits, the northern area is Sutterhöjden; 3) Marine sediments (clay, silt, and mo); 4) Peat; 5) Outer limits of deep sediments.

Fig. 3, p. 12. The delta level and the distal slope of Sutterhöjden; also sediments in front of it.

Fig. 4, p. 15. Section in Sutterhöjden S of Suttertjärn.

Fig. 5, p. 17. The southern edge of Brattforsheden seen from the south.

Fig. 6, p. 17. View of Sanddalen towards the delta in the SW. Note the level surface and the appearance of the slope.

Fig. 7, p. 19. View from the slope of Hällebergshöjden over a delta plain on Brattforsheden.

Fig. 8, p. 20. The head of the Skeppundsdalen at the lake. On the far side of Alsterbodviken the level proximal part of Lindfors-Fageråsplatån is seen.

Fig. 9, p. 21. Longitudinal profile and (at the bottom to the left) cross section of Skeppundsdalen. The cross section, which runs E and W 1.4 km south of the southern end of Lake Alstern, has the same scale as the lower longitudinal profile; longitudinal and vertical scales are the same. In the upper figure the vertical scale is exaggerated five times. In the longitudinal profiles the upper limit of the black area indicates the bottom of Skeppundsdalen. The small unshaded part in the S marks a dune. The line above the dark profile indicates Lindfors-Fageråsplatån from Alsterbodviken to Fageråsbackarna.

Fig. 10, p. 22. Valley leveled out against the delta plain 0.9 km SSW to SW of the southwestern shore of Alsterbodviken. View taken towards the NE.

Figs. 11—12, p. 24. Tools for boring.

Fig. 13, p. 25. Boring.

Fig. 14, p. 28. Generalized profiles from the southern parts of Brattforsheden. — Sten = cobble, pebble. Grus = gravel. Grovsand = coarse sand. Mellansand = sand of medium coarseness. Mo = fine sand. Mjäla och lera = silt and clay.

Fig. 15, p. 29. Cut in the distal slope at Fageråsbackarna. Stratification largely conform with the surface.

Fig. 16, p. 30. Distribution curve according to S. Odén of a glacifluvial sand from the Fageråsbackarna (cf. footnote on s. 194). Analysis by G. Lindelöf.

Fig. 17, p. 33. Esker E of Alsterstorp.

Fig. 18, p. 40. Djupa Dalen, spring-eroded valley in the distal part of a delta.

Fig. 19. p. 43. Part of the lower slope west of Hult.

Fig. 20, p. 52. Mo with inclusions of silt. Layers wavy. The length of the scale is 16.7 cm.

Fig. 21, p. 52. A few types of stratification of mo northwest of Nygård.

Fig. 22, p. 54. View from Stommen towards the SSE over Lake Alstern. Partly level deltas, one behind the other, frequently limited by steep slopes toward the lake.

Fig. 23, p. 55. Esker rising above Lake Alstern. In the foreground Kärrön; in the distance Geijermana. The wooded point to the left in the distance is Sidsjöberget.

Fig. 24, p. 57. Lake Mången dammed by loose deposits in the SE and S. The distal slope of the delta (Lindfors-Fageråsplatån) is eroded by the lake. The narrow strip of sand behind the curve of the shore is a bar separating Mången from Mångsmossen.

Fig. 25, p. 58. Profile of the shore of Lake Lungen some 200 m S of the mouth of the river.

Fig. 26, p. 61. Attempts at reconstruction of supposed reentrant in the ice border caused by calving of the ice at the Sjöboddalen-Sanddalen. — Cross-ruled area: land. Ruled area: sea. Dotted area: glacifluvial deposits.

Fig. 27, p. 62. Cross section of a subaquatic marginal delta. After Nelson.

Fig. 28, p. 68. The stratification of the sand below the eastern slope of the Skeppundsdalen. Width of section 1.2 m.

Fig. 29. p. 73. Sketches showing the probable mode of formation of Alsterstorpsplatån and Saras Äng-terrassen.

Fig. 30, p. 75. Sketches showing some supposed stages of the formation of Stegeludden, the region of Sundtjärn, and Kotjärnsplatån. Is = ice. Hav = sea.

Fig. 31, p. 79. Sketch showing the supposed movements of the mouth of the glacial river and the successively formed glacial deltas in the region of Finnbäcksplatån. I—V: Successive

positions of the ice border and mouths of the glacial river. The different deltas can be found on Pl. 1.
Fig. 32, p. 81. Sketch of gully in till 1.8 km SSW of S. Västerud. Symbols indicate from left to right: 1) Bedrock; 2) Till; 3) Sand and peat.
Fig. 33, p. 81. Sketch of calving which is supposed to have caused the kettle 300—400 m W of the northern end of Storön. — Cross-ruled area: Land above the marine limit. Ruled area: late-glacial sea.
Fig. 34, p. 83. Attempt at reconstruction of a few positions of the ice border on Lake Alstern.
Fig. 35, p. 88. A map of annual moraines S of Lake Västra Örten. The symbols from left to right indicate: 1) Bedrock and till; 2) Glacifluvial material; 3) Marine and lacustrine sand and mo; 4) Clay; 5) Peat and gyttja; 6) Moraine.
Fig. 36, p. 90. Diagram showing the altitudes of the delta levels on Lake Alstern. Full-drawn lines: W of Skeppundsdalen and Alstern. Dashed lines: E of Skeppundsdalen and Alstern. × Supposedly marine limit in till.
Fig. 37, p. 97. West-easterly profile of two dunes W of Hultmossen. »Deflationsyta» etc. means surface of deflation with occasional wind-worn boulders.
Fig. 38, p. 99. Small modern dunes at the southern end of Lake Mången.
Fig. 39, p. 100. Section in dune on Lake Alstern 0.5 km NW of Pardixgård.
Fig. 40, p.101. Lee sides of dunes at the mouth of the Skvasselbäcken.
Fig. 41, p. 102. The dune between the Stormossen and the Finnputten, seen from the NW (the exposed side).
Fig. 42, p. 103. Map showing a crossing of dunes in Långbromana. The symbols from top to bottom indicate: 1) Wind-blown sand with altitudinal curves for each meter; 2) Peat; 3) I—X Excavations.
Fig. 43, p. 105. Dunes at Lisselberget some 8 km NW to NNW of the northern end of Lake Alstern.
Fig. 44, p. 107. Sketch of the end of a dune 0.5 km NW of Pardixgård. Dotted area indicates secondary spur. Distance between the curves about 1.7 m.
Fig. 45, p. 108. Pebbles from a wind-swept surface on Gräshöjdsterrassen.
Fig. 46, p. 110. Distribution curve according to S. Odén of wind-blown sand from Snårdynen. Analysis by G. Lindelöf. For construction see p. 194.
Fig. 47, p. 111. Distribution diagrams of wind-blown sand based on ordinary mechanical analyses after Albert Atterberg; the left one from the dune W of Dagkarlsängarna, the right one from Snårdynen.
Fig. 48, p. 111. Distribution diagram of wind-blown sand constructed like that in Fig. 47 and inserted at the sampling places in a map over part of the dune region at the northern end of Lake Alstern. Approximate scale 1: 30,000. Dotted areas: water-lain sediments belonging to the substratum of the dune. Areas with heavy dots: Sand equally as coarse or coarser than the wind-blown sand. Areas with fine dots: Mo finer than the wind-blown sand.
Fig. 49, p. 116. Profiles showing the stratification in some sections of dunes; one-half actual scale. The symbols from top to bottom indicate: 1) Wind-blown sand of normal coarseness; 2) The finest material in the section; 3) Material falling between the first two categories; 4) The coarsest material in the section.
Fig. 50, p. 118. Map of dip and strike of the strata and lines of profiles in the dune area at the northern end of Lake Alstern. The symbols from top to bottom indicate: 1) Dune; 2) Dune stratification, dipping 25° or more; 3) Dune stratification dipping 15° to 24°; 4) Dune stratification dipping less than 15°; 5) Profile measured with spirit level; 6) Profile determined by hand level.
Fig. 51, p. 119. Stratification in the dune 0.5 km NW of Pardixgård.
Fig. 52, p. 121. Sketch of Snårdynen. For explanation of symbols see Fig. 50.
Fig. 53, p. 124. Detail of irregular stratification in Långbromana.
Fig. 54, p. 126. Stratification in Flykärrmana. At the road cut through its western part. View taken towards the S.
Fig. 55, p. 127. Disconformity in stratification of wind-blown sand. Northern end of Lake Alstern.
Fig. 56, p. 128. Irregular stratification in dune in the pit near Finnhöjden (II in Fig. 50). a, b, and c indicate sites where analyzed samples have been taken. Analyses in the table p. 130.
Fig. 57, p. 129. Irregular stratification in the pit near Finnhöjden. Length of scale, 16.7 cm.
Fig. 58, p. 129. Largely regular stratification in the sand pit near Finnhöjden. Height of shown part 0.9 m.
Fig. 59, p. 131. Detail of stratification, Långbromana.
Fig. 60, p. 132. Unusual stratification in connection with surface forms resembling ripple marks.
Fig. 61, p. 142. Sketch of the supposed current lines of the air during dune formation.
Fig. 62, p. 145. Diagram showing the relationship between height and slope of the lee side of dunes on Brattforsheden. The position of most of the localities is indicated in Fig. 50, p. 118. Cf. also Pl. 2. The measurements 16 and 17 were made in the area of the map, Fig. 42, p. 103.
Fig. 63, p. 146.

Fig. 64, p. 152. View from Pardixhöjden. In the foreground stonefree mo above the marine limit. In the distance characteristic view through the valley towards the NNW.

Fig. 65, p. 154. Distribution curve after S. Odén of eolian mo from Gunnarshöjden. Analysis by G. Lindelöf.

Fig. 66, p. 155. Schematic profile of the crest of Finnhöjden. The full-drawn line at the base is in the same vertical and horizontal scale. In the upper line the height is exaggerated five times. Inclined ruling marks the cover of mo. Vertical lines indicate borings. Letters indicate borings at which analysed samples were taken (Cf. Fig. 67). At the left end is a dune.

Fig. 67, p. 156. Diagram showing the relative frequency of different grain sizes in some samples of mo from Finnhöjden (a—f, see Fig. 66) and a sample of loess from Eschwege in Hessen, Germany (x, the finest full-drawn line).

Fig. 68, p. 157. Diagram showing the relative frequency of different grain sizes in samples of loess, supposedly wind-blown mo, and of fine and coarse dune material. The four curves come in the order mentioned from the left to the right.

Fig. 69, p. 160. Thin streaks of fine dune material, resistant to the wind.

Fig. 70, p. 168. Extent and recession of the Fenno Scandian ice sheet in fini-glacial time according to various scientists. Heavy lines mark ice sheds. »År» means year. D.G. stands for Gerard De Geer, and S. for Matti Sauramo.

Plate 1. Map of the Quaternary geology of Brattforsheden.
The following Swedish words in the legend should be translated thus:
Morän: till.
Ändmoränvall: recessional moraine.
Rullsten: cobble and pebble.
Mjäla: Silt.

Plate 2. Sections from the dune region north of Lake Alstern.

Rättelse.

Sid. 169 har sjunde raden nedifrån bortfallit. Raden har följande lydelse:

ligen nordvästliga till något mer västliga vindar att tacka för sin orientering.

Anmärkningar till tavlorna.

Tavla 1.

På kopia av Ekonomiska kartverkets konceptkarta i skalan 1 : 20000 som underlag ha inlagts kvartärgeologiska och i viss utsträckning topografiska förhållanden. Några utom själva heden fallande områden äro dock karterade blott i skalan 1:50000. Orientering har skett genom stegning efter kompass, endast undantagsvis ha ytterligare några enkla åtgärder vidtagits för orienteringens säkrande. Underlagskartans stora ofullständighet och delvis felaktighet ha vållat svårigheter. Ehuru jag i den mån mina resurser tillåtit sökt korrigera störande fel, gå givetvis åtskilliga av underlagskartans svagheter igen i tavla 1, och orienteringsmöjligheternas knapphet ha säkerligen på många ställen bidragit att göra min karta mindre exakt. Trots dessa felmöjligheter tror jag hedens topografi vara ur här tillämpliga synpunkter ganska tillfredsställande återgiven. Korrigeringar i detalj skulle näppeligen förändra uppfattningen om de geologiska förhållandena.

I allmänhet har endast själva hedens topografi medtagits på kartan tavla 1. Angränsande områdens ytformer ha blott i speciella fall markerats, så där de äro av direkt betydelse för de eoliska bildningarna. Sjödjupen ha inlagts efter lodningar från isen jan. 1921. Orienteringen skedde då efter topografiska kartan. I Alstern gjordes c:a 820 lodningar, i Mången 120 och i Lungen något över 180. Några gjordes också i Svarttjärn, Alstertjärnarna och Sundstjärn. Lantbrukaren A. Melin i Ängebäckstorp har lodat Djäknetjärn, Ormtjärnarna, Brohultstjärnarna samt Stortjärn och Lilltjärn. Endast för Alstern och Mången, där peglar funnos, äro djupuppgifterna reducerade till på kartan angivet vattenstånd.

Vid karteringen av de lösa avlagringarnas geologi har jag sökt genomföra indelning efter såväl genes som materialbeskaffenhet. Kartans materialgrovleksbeteckning avser lagren närmast under markens vittringsskikt och grundar sig på ett stort antal smågrävningar till ett djup av i allmänhet $\frac{1}{2}$ m. eller något mer. Över Lindfors—Fageråsplatån fördela sig exempelvis mellan 300 och 400 sådana grävningar. Vid karteringen har sedan tagits hänsyn till allt på resp. lokal blottlagt material utom det genom vittring spolierade. Iakttagelserna vid de olika grävningarna ha sedan generaliserats till kartans nästan yttäckande materialbeteckning, som således innebär en schematisering. Kartans glest ringförsedda partier markera exempelvis områden där rullstenar förekomma mer eller mindre sparsamt spridda i annat material, ibland funnos blott enstaka rullstenar i var grävning. På en del ställen har jag sett mig nödsakad att göra avvikelser från ovan deklarerade karteringsprincip, så beträffande norra delen av Sidsjöberget och några andra lokaler där glacifluvialmaterialet på små områden överlagras av ett tunt och ofta ofullständigt motäcke. Detta, som spelar kvantitativt obetydlig roll, har lämnats utan avseende.

Vid kartans reproducering har ett område N om Lilla Brohultstjärn och V om Stora Brohultstjärn samt S om de på kartan NV därom utsatta blocken råkat få en något finare beteckning än avsett.

Renritningen av kartans konturer och topografi har utförts av herr H. Carlsten väsentligen 1924, och kartans vidare behandling (1925—1926) har verkställts av Kartografiska Institutet. Vid kartans slutgiltiga utformning har kartredaktör M. Lundquist beredvilligt ställt sin sakkunskap och stora erfarenhet till obegränsat förfogande, och jag ber att här få tacka honom för hans så värdefulla insats.

Tavla 2.

Dyner och underlag ha ej skilts. Profil A—B är uppgjord efter spegelbestämningar. Profilerna C—D, E—F och G—H äro grundade på tubavvägningar och distansmätningar. Vid de nummerförsedda dynerna ha profilerna, med frångående av sin allmänna riktning, lagts noggrannast möjligt rätt uppför, resp. nedför ifrågavarande dynsluttningar.

Dyn 1 ligger på en flack kulle av underlaget (jfr blocket), varigenom profilen något förryckes. Tecknen i markytan till höger om dynerna 10 och 12 markera torv.

KVARTÄRGEOLOGISK KARTA
ÖVER
BRATTFORSHEDEN
AV
N. G. HÖRNER

Skala 1: 25000
0 1 2 km

GEOLOGISKA BETECKNINGAR
GEOLOGICAL LEGENDS

Häll.
Rock outcrop.

Morän samt kollektivbeteckning för häll och morän utanför hedområdet.
Moraine, and collective designation for rocks and moraine outside the heath area.

Ändmoränvall.
Terminal moraine.

Glacifluviala och marina bildningar.
Glacio-fluvial and marine deposits.

Rullsten. Rubble.
Grus. Gravel.
Sand. Sand.
Mo. "Mo" (Fine sand).
Mjäla. Silty loam.

Eoliska bildningar.
Eolian deposits.

Flygsand. Eolian sand.
Flygmo (lössartade bildningar). Eolian "mo" (Deposits of loess character).

Tunt flygmotäcke (mindre än 3 dm) på morän.
Thin covering of eolian deposits (less than 3 dm.) on moraine.

Torv. Peat-bog.

Torvtäcke, mindre än 3 dm mäktigt.
Peat covering, less than 3 dm. thick.

Blockförekomster på sedimentära bildningar.
Boulders on sedimentary deposits.

× 186,5 **Punkt där M. G. bestämts.**
Point where the marine limit has been determined.

Räfflor. Glacial striæ.

TOPOGRAFISKA BETECKNINGAR M. M.
TOPOGRAPHICAL LEGENDS ETC.

Svart terrängbeteckning: lösa avlagringars topografi.
Black hachures: Topography of Quarternary deposits.

Brun terrängbeteckning: av berggrunden betingad topografi (schematiserad och utmärkt endast inom särskilda områden).
Brown hachures: Topography, caused by the bed-rock (drawn schematically and only at some localities).

179,7 **Tubbestämd höjdsiffra (m. ö. h.) (utan decimal i några fall endast spegelavvägd).**
Height in m. above sea level determined with spirit-level (figure without decimal in a few cases determined with hand-level only).

(173) **Barometerbestämd höjdsiffra (m. ö. h.)**
Height in m. above sea level, determined with aneroid.

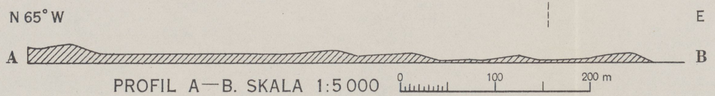
Forngrav.
Ancient burial mound.

Sjödjup:
Depth of lakes:
0 m.
10 m.
20 m.
30 m.
40 m.
50 m.
60 m.
65 m.

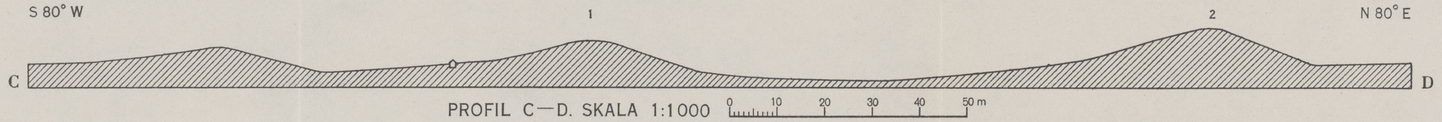
A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET
Centraltryckeriet. Stockholm. 1926

PROFILER FRÅN DYNOMRÅDET NORR OM ALSTERN Jfr. fig. 50

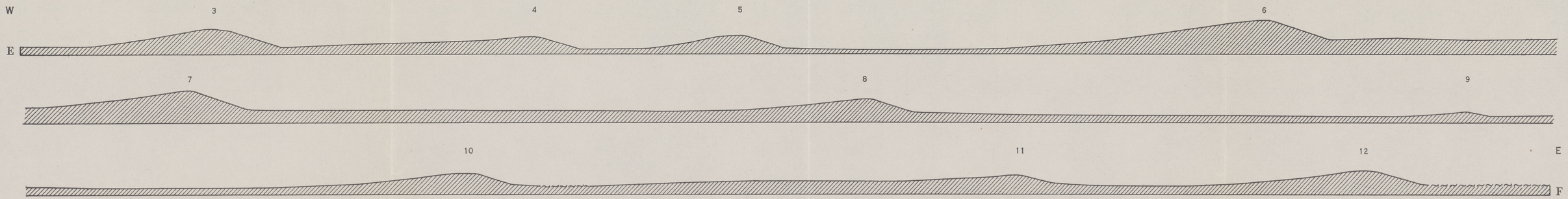
SECTIONS FROM THE DUNE REGION N. OF LAKE ALSTERN. Cf. fig. 50



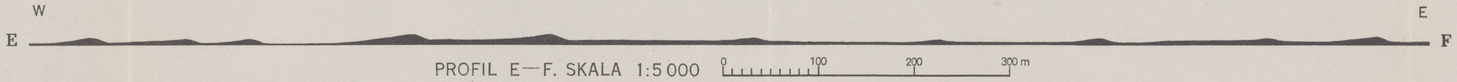
PROFIL A—B. SKALA 1:5 000



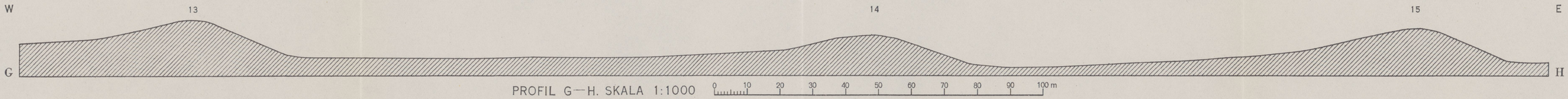
PROFIL C—D. SKALA 1:1000



PROFIL E—F. SKALA 1:1000



PROFIL E—F. SKALA 1:5 000



PROFIL G—H. SKALA 1:1000

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET
Centraltryckeriet, Stockholm 1926

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa Geologiska kartblad i skalan 1:50 000 med beskrivningar.

		Pris kr.
N:o	156 *Ronehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och L. von Post 1925 . .	4,00
»	157 *Skrikerum* av R. Sandegren och N. Sundius 1926	4,00
»	160 *Klintehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1927 . .	4,00
»	162 *Karlsborg* av A. H. Westergård, H. E. Johansson och N. Willén 1926	4,00
»	163 *Mariestad* av A. H. Westergård, A. Högbom och N. Willén 1925	4,00
»	166 *Lurö* av R. Sandegren 1927	4,00

Ser. C.

N:o	322 Högbom, A., Guldinmutningarna vid Älvsbyn. 1924	0,50
»	324 Geijer, P., Eulysitic iron ores in Northern Sweden. 1925	0,50
»	325 Asklund, B., Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjö, at Kolmården. With one Plate. 1925	2,00
»	326 Geijer, P., Om några skiktade mangansilikatmalmer i Bergslagen. 1925	0,50
»	327 Sundberg, K., Lundberg, H. and Eklund, J., Electrical prospecting in Sweden. With 8 Plates. 1925	5,00
»	328 Högbom, A., Glacialgeologiska iakttagelser från Ångermanälvens källområde. Med 1 tavla. 1925.	0,50

Årsbok 18 (1924).

»	329 Högbom, A., De geologiska förhållandena inom Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. Med 3 tavlor. English summary. 1925	2,00
»	330 Lundqvist, G., Utvecklingshistoriska insjöstudier i Sydsverige. Med 3 tavlor. Zusammenfassung in deutscher Sprache. 1925	2,00
»	331 Munthe, H., Hede, J. E. och von Post, L., Gotlands geologi. En översikt. Med 9 tavlor. 1925.	3,00
»	332 Johansson, S., Hydrogeologisk undersökning av ett leromräde vid Skara. Med 1 tavla. 1926	1,00
»	333 Tamm, O., Experimental studies on chemical processes in the formation of glacial clay. 1925	0,50

Årsbok 19 (1925).

»	334 Ekström, G. och Flodkvist, H., Hydrologiska undersökningar av åkerjord inom Örebro län. 1926	1,00
»	335 von Post, L. och Granlund, E., Södra Sveriges torvtillgångar 1. Med 15 tavlor. 1926	8,00
»	336 Sundius, N., On the differentiation of the alkalies in aplites and aplitic granites. 1926	1,00
»	337 von Post, L., Einige Aufgaben der regionalen Moorforschung. 1926 .	1,00
»	338 Geijer, P. och Magnusson, N. H., Mullmalmer i svenska järngruvor. With a summary: The occurrence of «soft ores» in Swedish iron mines. 1926	1,00
»	339 Caldenius, C. C:zon, Ravinbildningen i Gustavs. Med 3 tavlor. 1926	1,00

Årsbok 20 (1926).

»	340 Lundqvist, G., Örträsket och dess tappningskatastrofer. Med 1 tavla. Zusammenfassung in deutscher Sprache. 1927	1,00
»	341 Sahlström, K. E., Jordskalv i Sverige 1919—1925. Mit einem Resumee. 1 tavla. 1926	1,00
»	342 Hörner, N. G., Brattforsheden. Ett värmländskt randdeltekomplex och dess dyner. Med 2 tavlor. English summary. 1927	3,00
»	343 Geijer, Per, Some mineral associations from the Norberg district. With analyses by Arthur Bygdén. 1927	1,00
»	344 Assarsson, G., Ancylus- och Litorinagränser inom geol. bl. Gusum. Med en tavla. 1927	1,00
»	345 Ekström, G., Klassifikation av svenska åkerjordar. 1927	2,00

Distribueras genom *Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm 8.*