

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi



**Sedimentologisk och morfologisk undersökning av
Gyllebo-Baskemöllafältet, östra Skåne**

Martin Magnusson

Per

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

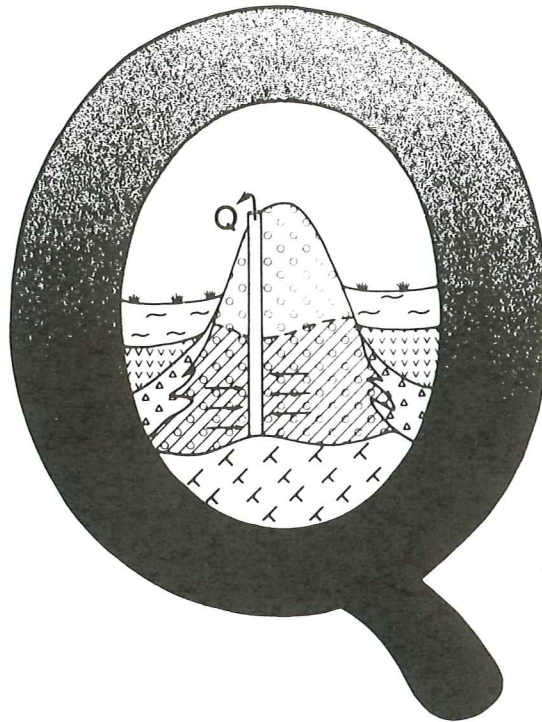
600955262

Examensarbete, 20 p
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 55

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi



**Sedimentologisk och morfologisk undersökning av
Gyllebo-Baskemöllafältet, östra Skåne**

Martin Magnusson

Förord

Denna uppsats är ett 20 poängs examensarbete i geologi (kvartärgeologi) vid Lunds universitet.

Examensarbetet påbörjades med fältarbete höstterminen 1992 varefter laboratoriearbete och sammanställning följde.

Jag vill tacka mina handledare Lena Adrielson, som hjälpt mig med såväl arbete i fält som med litteraturtips och sammanställning, samt Lennart Sorby, som introducerade uppgiften för mig och visade mig runt i undersökningsområdet.

Lund i januari 1994

Martin Magnusson

Kvartärgeologiska avdelningen
Geologiska institutionen
Sölvegatan 13
223 62 LUND

Innehållsförteckning

Summary	1
1. Introduktion	3
2. Områdesbeskrivning	4
3. Historik	5
4. Metodik	6
4.1. Morfologisk analysmetodik	6
4.2. Sedimentologisk analysmetodik	6
4.2.1. Skärningsdokumentation i fält	6
4.2.2. Laboratorieanalyser	6
4.2.3. Databearbetning	7
5. Morfologisk indelning av Gyllebo-Baskemöllafältet	8
6. Skärningsstudier i den centrala platån	9
6.1. Sofielust	9
6.1.1. Beskrivning av skärningarna	9
6.1.2. Stratigrafisk lagerindelning	14
6.1.3. Sammanfattande lagerbeskrivning samt sedimentologisk processtolkning	14
6.1.4. Paleoströmmätningar	18
6.1.5. Tolkning och diskussion	18
6.2. Örnaberga	20
6.2.1. Beskrivning av skärningen	21
6.2.2. Lagerbeskrivning samt sedimentologisk processtolkning	22
6.2.3. Paleoströmmätningar	23
6.2.4. Tolkning och diskussion	25
6.3. Bergartsbestämning	25
7. Diskussion och slutsatser	27
Referenser	28

Summary

Gyllebo-Baskemöllafältet is situated in eastern Skåne, some kilometers north of Simrishamn (fig. 1). It is an area consisting mostly of glaciofluvial and glaciolacustrine sediments. The area is surrounded by till (fig 2).

Most of the previous investigations in the area concern the glaciolacustrine deposits around Rörum, while this investigation mainly deal with the glaciofluvial deposits.

The purpose of this investigation is to make a morphologic interpretation and dividing of Gyllebo-Baskeöllafältet into subareas and to reconstruct the sedimentation processes and the sedimentary environment that prevailed when a central plateau area was formed.

Aerial photos, maps, information concerning boreholes and field studies have been used to study the morphology.

Sections in two gravelpits, Sofielust and Örnaberga, in the central plateau area were documented. Description of sediment and structures were combined with drawing of sketches. Samples were collected for analysis of particle size, particle shape and roundness, maximum particle size and petrographical composition. Paleocurrent measurements and fabric analysis have also been made.

Gyllebo-Baskemöllafältet has been divided into five subareas based on differences in morphology, topography, thickness of the deposits and type of sediment (fig. 2).

Subarea 1 has glaciolacustrine sediment and is the lowest lying subarea.

Subarea 2 is the central glaciofluvial plateau area.

Subarea 3 lies on an elevation in the bedrock and has a thin cover of till.

Subarea 4 has glaciofluvial sediment strongly influenced by stagnant ice.

Subarea 5 is also a glaciofluvial subarea. It has a undulating surface with hills in a north-west-southeast trending direction.

The sediments at the Sofielust gravelpit are interpreted as sediment deposited in a subaqueous fan. Several fans might have overlapped to form the plateau.

At Örnaberga the sediments are interpreted as esker sediments, deposited in an open channel in stagnant ice.

Thus the sedimentation took place close to the icemargin. The wide extension of the formation shows that the draining system must have been complex.

Gyllebo-Baskemöllafältet was formed as the glacier retreated towards northeast. The glaciofluvial deposits were deposited close to the icemargin in a local ice-dammed lake, that reached 85 m.a.s.l. when the central plateau area was formed. The glaciolacustrine deposits were deposited in front of the icemargin but more distal to the tunnel mouth.

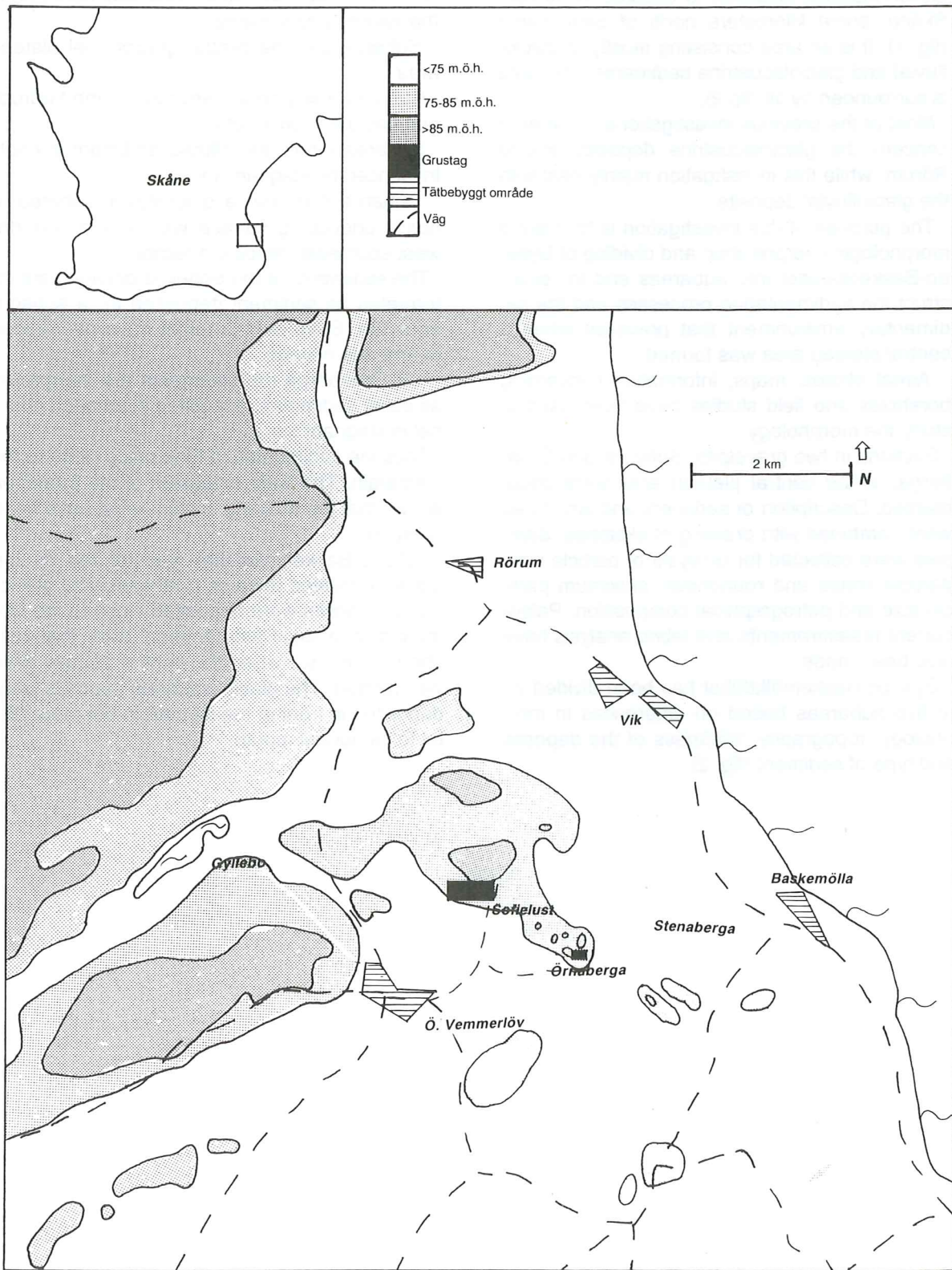


Fig. 1. Orienteringskarta med topografi

1. Introduktion

Gyllebo-Baskemöllafältet ligger i östra Skåne, några km norr om Simrishamn (fig. 1). Området består av isälvsavlagringar som sträcker sig från Gyllebo och Ö. Vemmerlöv i väst till Vik och Baskemölla vid kusten. Fältet omfattar även issjöavlagringar, som ligger i norr, kring Rörum och längs kusten.

Syftet med undersökningen har varit att göra

en morfologisk tolkning och indelning av Gyllebo-Baskemöllafältet samt att rekonstruera sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö i områdets plåtåformade centrala del.

Det mesta som skrivits om området behandlar issjöavlagringarna kring Rörum (se 3. Historik). Detta arbete behandlar i huvudsak isälvsavlagringarna.

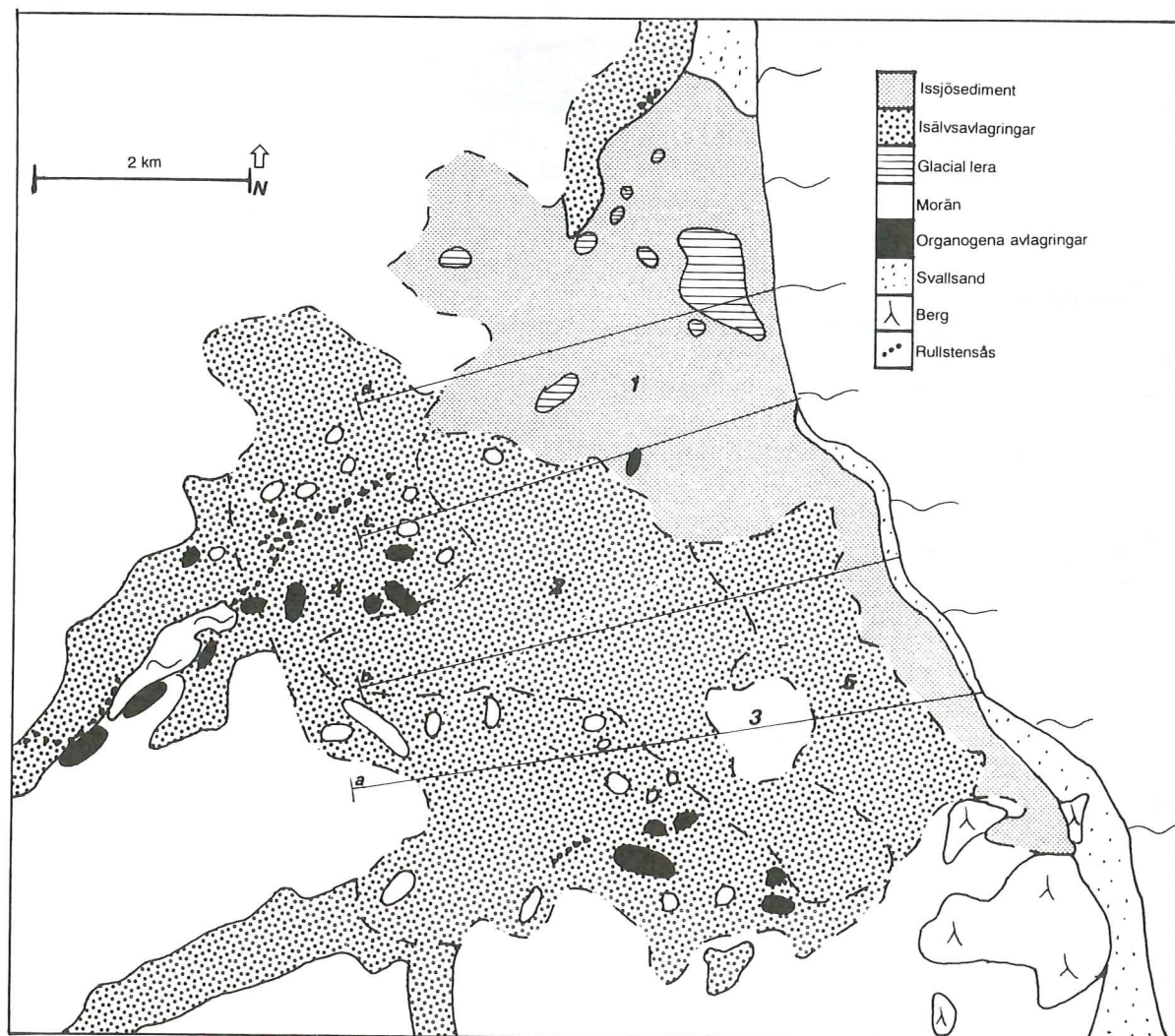


Fig. 2. Förenklad jordartskarta med områdesindelning samt placering av jorddjupsprofiler

2. Områdesbeskrivning

Berggrunden består till största delen av kambrisk sandsten. Norr om Vik finns ett område med ler- och alunskiffer. I norr finns urberg i form av gnejs och vulkanit.

Gyllebo-Baskemöllafältet domineras av issjö- och isälvs sediment (fig. 2). Inom området med isälvs material finns ett stort antal mindre morännytor samt en större vid Stenaberga. Inom isälvsområdet finns dessutom ett antal små kärrmarker med organiska avlagringar. Fältet ansluter till två isälvsavlagringar, Gylleboåsen och Tågarpsavlagringen. I övrigt omges det av morän.

De högst belägna delarna inom Gyllebo-Baskemöllafältet finns i områdets centrala platåformade del (fig. 1). Där är den maximala höjden

ca 85 m.ö.h. Markytan sjunker brant i gränsen mot issjöområdet och planar sedan ut. Kring Rörum är höjden ca 20 m.ö.h. I norr och väst avgränsas fältet av högre liggande områden, utom i den dalgång där Gylleboåsen har sin sträckning. Stora delar av fältet har en mer eller mindre kuperad yta som är präglad av dödis.

Jorddjupet varierar mycket inom fältet (fig. 3). Den största mäktigheten finns vid kusten öster om Rörum, där jorddjupet är 60 m. Mäktigheten är också stor i områdets centrala platåformade del, upp emot 50 m. Vid Stenaberga är jordtäcket tunt och berg går i dagen.

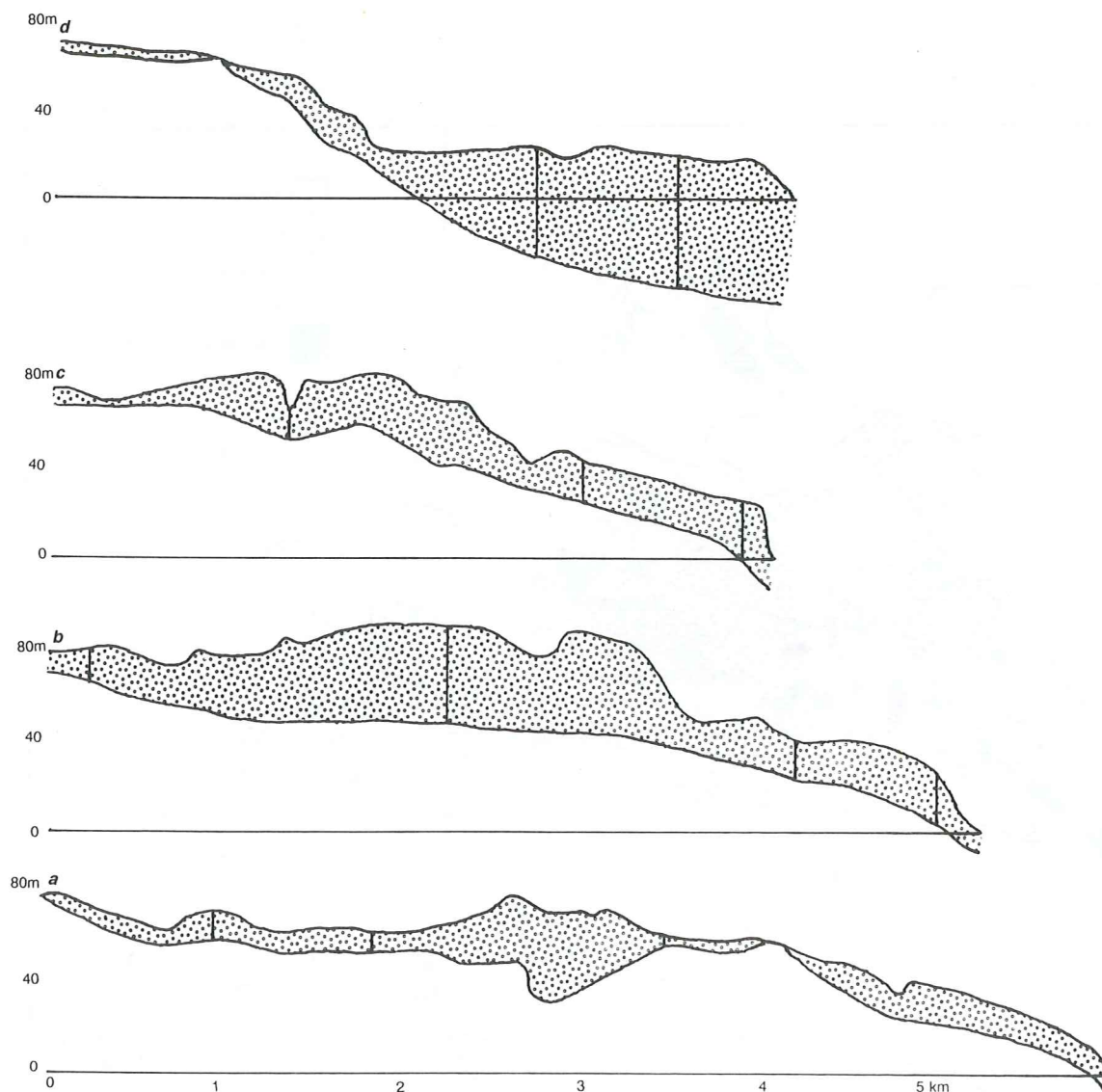


Fig. 3. Jorddjupsprofiler. Vertikala linjer visar borrhöjningar. Placering i fig. 2.

3. Historik

Holst (1892) beskriver området som ett väldigt, vågigt rullstensfält med åskullar, åsryggar och åsgropar. Materialet anger han som mer grusigt än sandigt. Holst anser att glacialsanden och glacialleran i Rörumsområdet har samband med Gylleboåsen. Materialet härstammar från isälvarna men avlagringen har skett i ett bäcken. Detta bäcken har avgränsats av höjderna på ena sidan och en tillbakadragande baltisk isström på den andra sidan. Vattendrag ifrån väster kan ha fört vatten mot inlandsisens kant och på så sätt bidragit till avsmältningen. Då isförämningarna vid Simrishamn brast tömdes bäckenet och en erosion skedde. Detta framgår av terräng- och lagringsförhållanden, samt att ett grovt grus ofta förekommer i de övre delarna av avlagringen.

Holmström (1904) konstaterar att Rörumsbukten varit isfri. Orsaken till att den nordliga isströmmen ej intog bukten är att den ej rörde sig fritt. Isströmmen styrdes istället av en väldig ismassa som rörde sig från Småländska höglandet söderut över Skåne, Blekinge och södra Östersjön. Depositionen i Rörumissjön tillskriver Holmström den lågbaltiska isens smältvatten.

G. De Geer (1917) ansåg sig ha funnit en varvserie med mer än 1 000 varv i avlagringar från Rörumissjön, vilken han korrelerade med Göteborgsmoränens israndläge. Då isranden i nordöstra Skåne drog sig tillbaka intog en lob av den baltiska isströmmen området utanför Skånes östra kust och Hanöbukten. Denna dämde upp den lokala issjön vid Rörum.

Hansen (1933) kritiserade G. De Geers 1000 varv och föreslog i stället något mer än 30.

E.H. De Geer (1957) hävdade att sedimentationen i Rörums issjö varade i 840 år. 13 850 - 12 300 B.P.

Åberg (1960) noterar att områdets material är av ett helt annat och finkornigare slag än materialet i Gylleboåsen. Han anser att åsen tillhör ett äldre skede med nordöstlig materialdominans. När isranden nådde kustlinjen lades isströmmar och smältvattentillförsel om. En frammatning av baltisk is mot kusten medförde inmatning av baltiskt isälvsgrus i dödisen.

Nilsson (1968) ansluter sig till De Geers uppfattning med ca 1 000 varv i Rörumissjön. Han antar att omläggningen av sedimentationsförhållanden i Rörum kan sättas i samband med Baltiska issjöns sänkning. Detta resulterade i ett avskilt bäcken vid Rörum. Nilsson daterar botenvarvet till 10 629 f.Kr.

Lagerlund (1980) föreslår att Rörumissjön dämades upp mellan en nordöstlig is och en baltisk isdom från söder.

Åmark (1984) anser att avlagringen har avsatts i en bassäng med uppdämt vatten. Eftersom området med sandiga avlagringar höjer sig ca 10-25 m över de glaciala avlagringarna i syd och väst bör stagnant is ha funnits i det senare området. Isälvsedimentet har transporterats med smältvatten i basen av isen, eftersom det befinner sig i en sänka och vattnet har runnit i motlut.

Daniel (1986) har även gjort en beskrivning av området. Han skriver att isälvsavlagringarna bildar en naturlig fortsättning på Gylleboåsen, men även hänger samman med Smedstorpfälten och Tågarpsavlagringen. Issjösedimenten tillskriver han en tidig fas av Baltiska issjöns utveckling då lokala issjöar bildades mellan isen och isfritt land.

4. Metodik

4.1. Morfologisk analysmetodik

För att få en översiktlig bild av Gyllebo-Baskemöllafältets morfologi har kartor och flygbilder studerats. Observationer i fält har också gjorts för att få en klarare bild av de verkliga förhållandena.

Fyra stycken jorddjupsprofiler genom Gyllebo-Baskemöllafältet har gjorts (fig. 3). Som underlag har information ifrån brunnsarkivet på Sveriges geologiska undersökning i Lund samt SGU:s jorddjupskarta använts.

Följande kartor har använts:

Ekonomiska kartor, skala 1:10 000 :

2D 3j Raskarum

2D 2j Gyllebo

2E 3a Rörum

2E 2a Ö. Vemmerlöv

2E 2b Baskemölla

Topografisk karta, skala 1:50 000 :

2D/2E Tomelilla SO / Simrishamn SV

Jordartskarta, skala 1:50 000 :

2D/2E Tomelilla SO / Simrishamn SV. SGU ser. Ae nr 65

Jorddjupskarta, skala 1:50 000 :

2D/2E Tomelilla SO / Simrishamn SV. SGU

4.2. Sedimentologisk analysmetodik

4.2.1. Skärningsdokumentation i fält

Grustagen mättes upp med måttband och stegning. Riktningar mättes med kompass. I skärningarna gjordes uppmätningar med måttband och tumstock. För att bestämma höjden över havet användes en höjdmätare (altitudmeter). Skärningar ritades upp som översiktsskisser, detaljskisser och loggar.

Sedimenten har delats in i tolv olika litofacies. De facies som har noterats samt litofacieskoder finns i tabell 1. Litofaciesindelningen är modifierad efter Miall (1978).

Paleoströmmätningar gjordes i lager med lutande lamina. Lutningen på lamina mättes i två vinkelräta riktningar. Någon mätning gjordes också i ripplar.

Fabricundersökningar gjordes på tre platser. Partikelorienteringen mättes in. Lutningen på a-axeln och dess riktning noterades. Blad- och

stavformiga partiklar användes och a-axeln var minst 1,5 gånger längre än b-axeln.

Prover för kornstorleksanalys och bergartsanalys har tagits ut på lämpliga platser i skärningarna. Några prover om 50 st mindre stenar togs ut för bestämning av form och rundningsgrad. För att bestämma maxpartikelstorleken togs 25 av de största synliga partiklarna fram på de olika platserna.

4.2.2. Laboratorieanalyser

Kornstorleksproverna analyserades med hjälp av siktning med tvättning (Talme & Almen, 1975). Bearbetning av resultaten följer nedan.

De kornstorlekar som användes vid bergartsanalysen var 11,2-16,0 ; 8,0-11,2 och 5,6-8,0 mm. I varje prov bestämdes något mer än 400 korn. Bergarterna delades upp i grupperna sandsten, lerskiffer, alunskiffer, paleozoisk kalksten, urberg och övriga. Sandsten omfattar förutom sandsten även en viss del kvartsitisk sandsten samt en mycket liten del kvartsit. I gruppen övriga finns kritkalk, danielkalk och övrig kalksten.

Vid form och rundningsmätningen bestämdes formen genom att mäta a-, b- och c-axlar. Stenarna delades in i bladformade, tallriksformade, likaxliga samt stavformiga partiklar (Zingg, 1935). Rundningsgraden bestämdes enligt skalan: mycket kantigt, kantigt, något kantigt, kantavrundat, rundat, väl rundat (Powers, 1953).

Tabell. 1. Förklaring av facieskoder.

Facies kod	Facies
Gcm	Grus, klasterstödd, massiv.
Gcpc	Grus, klasterstödd, plant korsskiktad.
Gmm	Grus, matrixstödd, massiv.
Se	Sand, eolisk.
Sm	Sand, massiv.
Spc	Sand, plant korsskiktad.
Spp	Sand, plant parallellskiktad.
Sr	Sand, ripplar.
Stc	Sand, trågorsskiktad.
Ssb	Sand, sammansatt bäddform.
Fl	Silt, laminerad.
Fm	Silt, massiv.

4.2.3. Databearbetning

Från paleoströmmätningarna togs den verkliga strykningen och stupningen fram. Resultaten plottades i ett rosdigram. Riktningens medelvärde, vektorstyrka och variansen redovisas enligt metoden Fisher vector distribution (Mark, 1973).

Resultatet från fabricundersökningarna plottades i ett Schmidtnät. Den statistiska bearbetningen skedde enligt egenvärdesmetoden (Mark, 1973). Riktningens medelvärde, V_1 , styrkevärdet, C , som representerar orienteringens

styrka samt formvärdet, K , som representerar partikeldistributionen presenteras.

Kornstorleksfördelningskurvor framställdes från siktningarna och materialet bearbetades statistiskt. Medelvärde, sortering och skevhet räknades fram (Folk & Ward, 1957). Ur kurvorna bestämdes kornstorleken vid gränserna för botten- och suspensionstransport, där så var möjligt.

Medelvärden räknades fram från maxpartikel-mätningarna och från dessa bestämdes strömhastigheter enligt Williams (1983) diagram.

5. Morfologisk indelning av Gyllebo-Baskemöllafältet

Gyllebo-Baskemöllafältet har inte en utformning som är likartad genom hela området. Därför har en indelning gjorts för att visa variationen inom fältet.

Indelningen har gjorts med hänsyn till morfologi, topografi, jorddjup och jordarter och följer i stora drag den indelning som tidigare gjorts av Daniel (1986) och Åmark (1984).

Delområden (fig. 2):

1. Delområdet, med glaciolakustrina sediment, i norr och längs kusten.
2. Den centrala plåtåformade delen som ligger högre än omgivande delområden.
3. Litet delområde med morän samt berg i dagen.
4. Delområdet i väst, med småkuperad morfologi, som ansluter till Gylleboåsen i norr och Tågarpsavlagringen i söder.
5. Delområdet, med storkuperad morfologi, öster om den centrala plåtåformade delen.

Delområde 1:

Delområdet har den största utbredningen kring Rörum, men finns också i ett band längs hela kusten. Den högsta höjden ligger upp mot 70 m.ö.h., men från denna nivå är lutningen stor och större delen av delområdet ligger på 20-25 m.ö.h. Detta delområde har det största jorddjupet och når ca 60 m där det är som djupast, vid kusten öster om Rörum. Dock är ett jorddjup på ca 20 m vanligast (fig. 3). Delområdet har flacka sedimenttyper med dödishålor och fluviala erosionsformer. Sedimenten i delområdet är till största del glaciolakustrina, huvudsakligen med finsand. Även glacial lera finns. Var den egentliga gränsen mellan glaciofluviala och glaciolakustrina avlagringar går är ej helt klart. Längst i norr finns sandiga glaciofluviala avlagringar, som är svår att skilja från glaciolakustrina sediment och svallsediment (Daniel, 1986).

Delområde 2:

Delområdet höjer sig över sin omgivning. Den högsta höjden är ca 85 m.ö.h och större delen

av området ligger över 75 m.ö.h.. Också här är sedimenten mycket mäktiga, upp emot 50 m (fig. 3). Sedimenten är i ytan sand och grusig sand enligt jordartskartan (Daniel, 1986). Morfologin uppe på plåtåytan är relativt plan och några djupa ravinartade dalgångar finns i delområdet. Gränsen till delområde 1 har lagts i en oregelbundet utbildad sluttning mot det lägre liggande delområdet. Delområde 2 gränsar till delområde 4 med branta iskontaktssluttningar.

Delområde 3:

Detta lilla delområde ligger på ca 55-75 m.ö.h. Jorddjupet ligger mellan 0-5 m och delområdet ligger på en upphöjning i berggrunden (fig. 3). Berget går på flera ställen i dagen och täcks i övrigt av blockrik sandig moig morän.

Delområde 4:

Delområdet som ansluter till Gylleboåsen i norr och Tågarpsavlagringen i söder ligger på ca 60-70 m.ö.h.. I norr når det dock ca 80 m.ö.h.. Jorddjupet når ej mer än ca 20 m (fig. 3). Området är småkuperat med en tydlig dödis-morfologi. Kullformerna visar ej någon särskild riktning. Förutom den angränsande Gylleboåsen finns även en mindre ås något öster om Ö. Vemmerlov. Sedimenten är till stor del grus och grusig sand men även finare sediment finns (Daniel, 1986). Ett antal mindre moränitor finns som kullar inom delområdet. Det finns även organogena avlagringar i dödisgruppar.

Delområde 5:

Delområdet ligger på ca 40-60 m.ö.h.. Jorddjupet är upp till ca 20-25 m (fig. 3). Här är kullformerna större än i föregående delområde. Kullarna har en orientering i nordväst-sydostlig riktning. Sedimenten består mest av sand samt i de östra delarna av sand och grovsilt. I de södra delarna finns blockigt grus (Daniel, 1986). I gränsen till delområde 2 finns en iskontakt som utbildats mot en aktiv is.

6. Skärningsstudier i den centrala plåtån

6.1. Sofielust

Lokalen ligger alldeles i ytterkanten av delområde 2 (fig. 1, 2). Kring tåkten finns eoliska dyner i ytan (fig. 4). Strax söder om lokalen finns en kraftigt lutande iskontaktbrant. Sedimentens mäktighet är ca 40 m. Fyra skärningar har beskrivits i tåkten (fig. 5). Skärning D ligger på den lägsta nivån. Därefter följer skärning C. Skärning A och B finns på samma nivå, högst upp i tåkten. I de höjdgivningar som finns i skisserna ligger nollpunkten på 64 m.ö.h..

6.1.1. Beskrivning av skärningarna

Skärning A (fig 6, 7):

Skärningen består av fyra stratigrafiska enheter. Ytterligare en enhet har funnits högst upp, men har schaktats bort. Enheten återfinns dock på andra platser i tåkten.

A1:

Den undre enheten är uppbyggd av tabulära och trågformade korsskiktade lager med sandigt grus och grusig sand (Spc, Stc och Gcpc)

(K1, K2 ; tab. 2). Lagrens maximala tjocklek är ca 40 cm. Ett tunt horisontellt lager av grus åtskiljer de tabulära lagerenheterna. Enheten ansluter också uppåt mot ett horisontellt gruslager.

Maxpartikelstorleken: $a = 13$, $b = 9$, $c = 7$ cm, innebär en strömhastighet kring 3,5 m/s i öppen kanal (Williams, 1983). Fabricmätningen F1 är taget i en bottomset där partiklar kan tänkas ha rullat nerför en forset med längdaxeln vinkelrätt mot strömriktningen. F1 (fig. 8) har ett riktningsmedelvärde, V1, på 150° vilket eventuellt motsvarar en strömriktning på 240° . Formvärdet, K, var 0,15 vilket indikerar en ekvatorieell partikel-distribution. Styrkevärdet, C, var 2,24 så orienteringen var ej stark (Mark, 1973). Paleoströmriktningen mätt i de korsskiktade lagren är mot 307° (6 mätningar).

A2:

Övergången till denna enhet är skarp men inte erosiv. Enheten är ett sammansatt lagerset bestående av ripplar i finsand till mellansand, forset med rasvinkel i mellansand till grovsand och lågvinklig forset i mellansand (Ssb) (K3 - K5 ; tab. 2).

Paleoströmriktningen är mot 277° (9 mätningar).



Fig. 4. Grustaget i Sofielust med omgivning

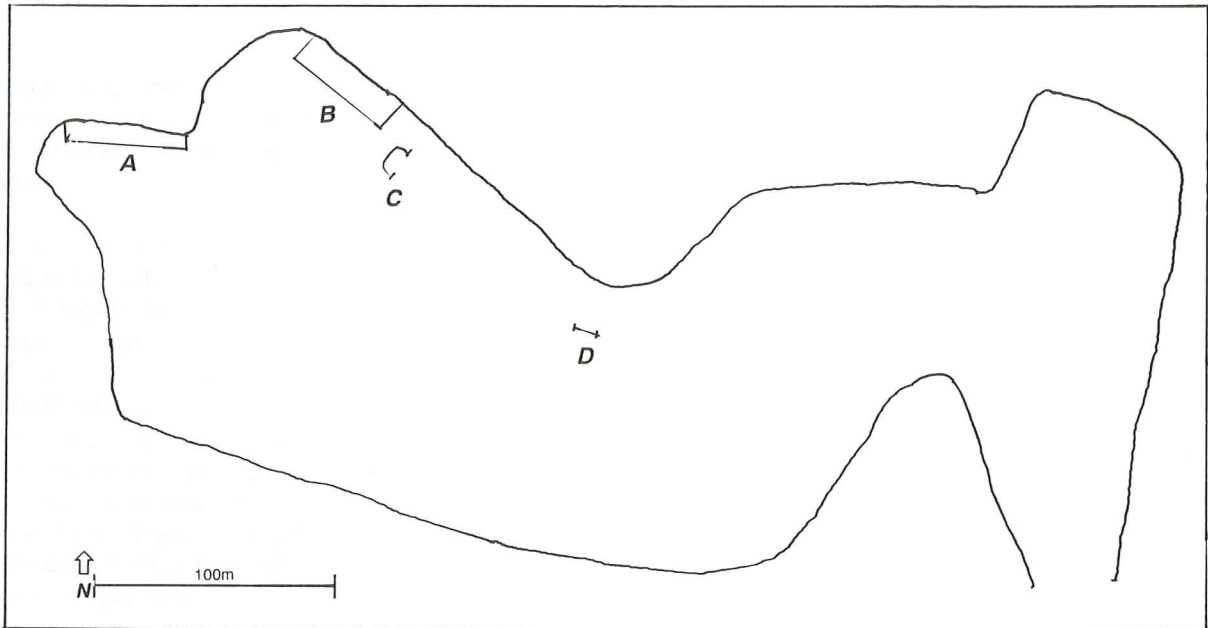


Fig. 5. Översikt över grustaget i Sofielust med skärningarnas läge

En mindre förkastning finns vid 31 m. Den beror troligen på att ett mindre isblock, som funnits i sedimentsekvensen, har smält bort (McDonald & Shilts, 1975).

A3:

A2 övergår med kontinuerlig sedimentation i A3 som består av ripplor i finsand till mellansand (Sr) (K6 - K8 ; tab. 2). Rippelformerna är i huvudsak A-tråg men även A-tabulära och B-rippel finns. Kornstorleksvariationen är mycket liten inom enheten och inga sedimentationsavbrott har förekommit. Gräns för bottentransport vid kornstorleken 2,0 fi samt 3,2 fi vid suspensions-transport ger en minimal strömhastighet på ca 20 cm/s enligt Hjulström-Sundborgs diagram (Collinson & Thompson, 1989). Paleoströmriktningen mätt som längdaxlar, på trågformade rippelset är mot 300° (1 mätning).

En erosionsyta skär ner i enhet A3. I öster är ytan till synes horisontell men i väster blir ytan vertikal och skär ända ner i A1. Vid 15 - 20 m bildar erosionsytan t.o.m. överhäng. Stora

block, från enhet A3, har rasat ned och bildar intraklaster i enhet A4 (fig. 20).

A4:

I väster, kring de nedrasade sandblocken, finns massiv och diffust graderad sand. Enheten består dock i huvudsak av trågorsskiktad grusig sand (Stc) (K9 - K11 ; tab. 2). Kornstorleken är grövre i den övre delen av enheten. Maximala höjden på trågformerna är ca 70 cm. Trågformernas storlek är i stort sett samma på olika nivåer inom enheten. Paleoströmriktningen är mot 298° (11 mätningar).

Skärning B (fig. 9, 10, 11):

Skärningen ligger på samma nivå som skärning A. Den består av fem stratigrafiska enheter.

B1:

Den undre enheten motsvarar enhet A1 med Spc-, Stc- och Gcpc-facies. Maxpartikelstorleken: a = 13, b = 9, c = 7 cm, innebär en ström-

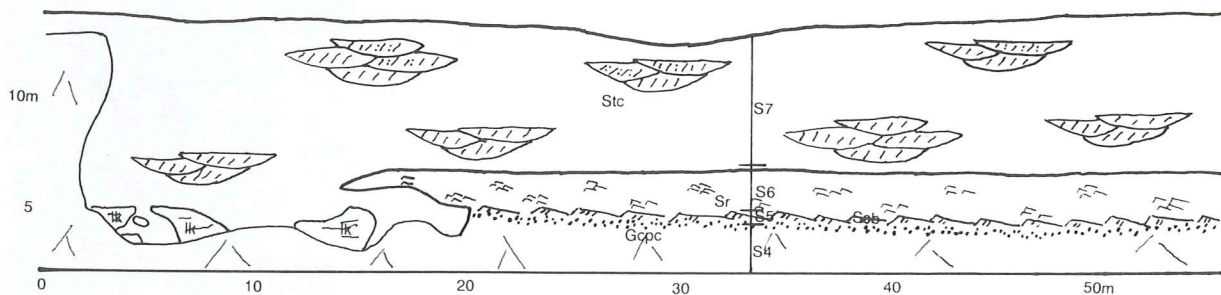


Fig. 6. Översiktsskiss A. (Ik = intraklast)

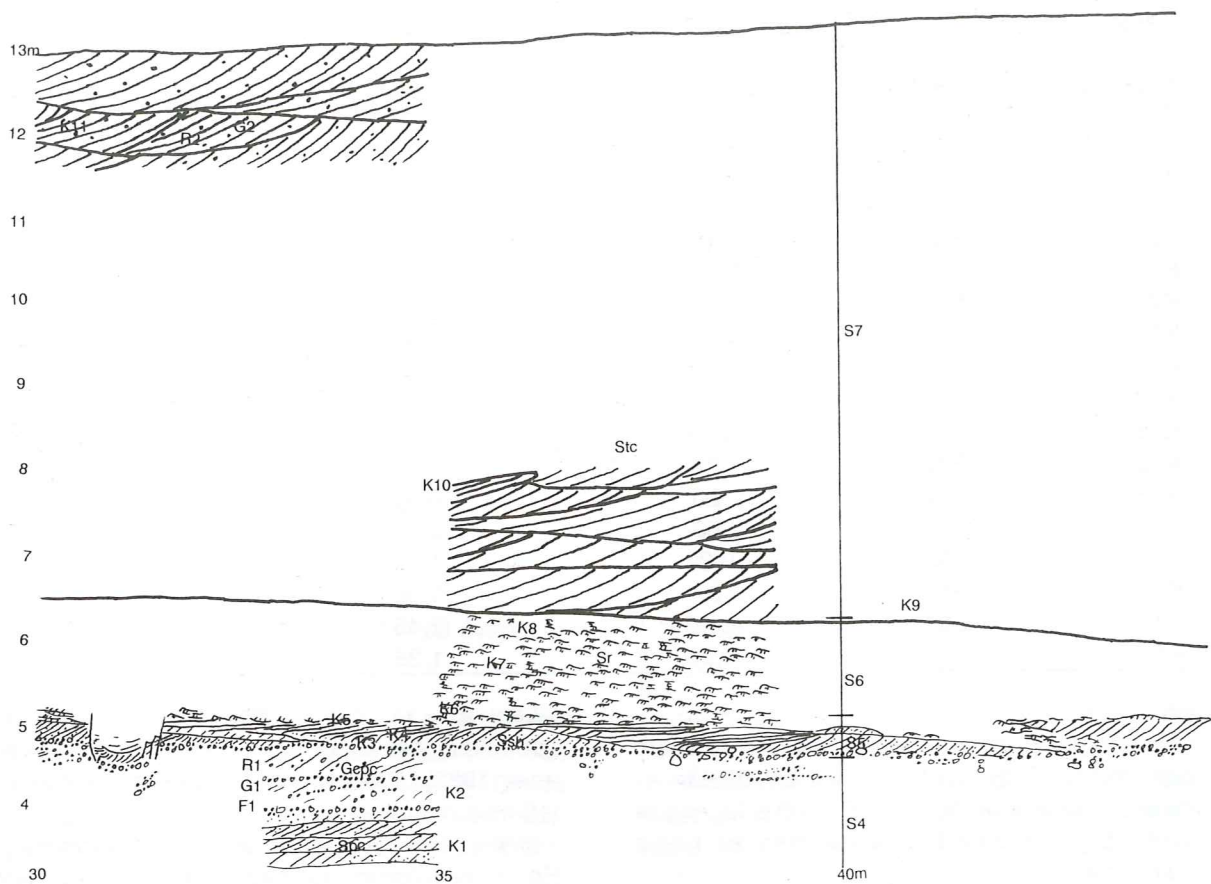


Fig. 7. Detaljskiss A:1. 30 - 44 m på översiktsskiss A. (K = kornstorleksprov, R = Form- och rundningsmätning, F = fabricprov, G = Bergartsbestämning)

hastighet kring 3,5 m/s i öppen kanal (Williams, 1983).

B2:

Övergången till enhet B2 är skarp men inte erosiv. Sedimenten är samma sammansatta lager-set som i enhet A2 (Ssb). Paleoströmriktningen är mot 328° (3 mätningar).

B3:

Övergången har skett med kontinuerlig sedimentation ifrån enhet B2. Sedimenten är till övervägande del planskiktad finsand till mellansand med lågvinkliga diskordanser (Spp) (K12 - K14 ; tab. 2). Gräns för bottentransport vid kornstorleken 2,0 fi samt 3,2 fi vid suspensions-transport ger en minimal strömhastighet på ca 20 cm/s enligt Hjulström-Sundborgs diagram. Det finns också sandvågor med en våghöjd på ca 18 cm. Dessa finns på några olika platser i enheten oberoende av nivå.

En erosionsyta skär genom enhet B3. Ytan är jämn och lutar i skärningen flackt mot sydöst. Erosionen har skett ner till enhet B1 i skärningens östra del.

B4:

Enheten består av trågorsskiktad grusig sand, tillhörande samma sedimentationsenhet som A4 (Stc). Paleoströmriktningen är mot 351° (3 mätningar).

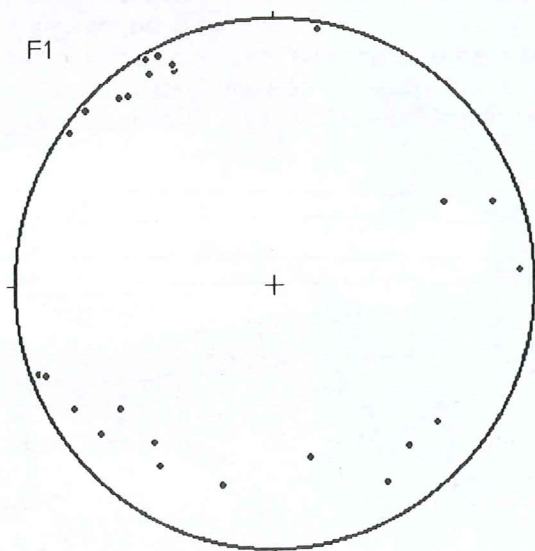


Fig. 8. Fabricanalys. Facies Gcpc. detaljskiss A:1 (fig. 7)

Tabell 2. Statistik över kornstorleksfördelning, Sofielust.

Provnr	Facies	Kornstorleksmedelvärde	Sortering	Skevhet
K1	Spc	0,23	0,94	0,07
K2	Gcpc-	-1,07	1,82	-0,08
K3	Ssb	2,56	0,63	-0,08
K4	Ssb	1,23	1,16	0,12
K5	Ssb	2,13	0,81	-0,23
K6	Sr	2,60	0,50	0,05
K7	Sr	2,63	0,52	0,15
K8	Sr	2,53	0,48	0,22
K9	Stc	0,90	0,67	-0,27
K10	Stc	0,82	0,61	0,03
K11	Stc	-1,27	0,71	0,00
K12	Spp	2,22	0,55	0,00
K13	Spp	2,20	0,36	0,14
K14	Spp	2,50	0,36	0,00
K15	Stc	-0,23	1,13	-0,11
K16	Stc	0,37	1,05	0,11
K17	Stc	-0,40	1,43	-0,08
K18	Stc	-0,20	1,35	-0,02

B5:

Övergången mellan enhet B4 och B5 är skarp och erosiv. Den översta enheten består av mycket väl sorterad finsand. En diffus lagring är synlig p.g.a. mörka horisonter med en högre humushalt.

leken: $a = 11$, $b = 8$, $c = 6$ cm, innebär en ström hastighet kring 3 m/s i öppen kanal (Williams, 1983). Paleoströmriktningen är mot 264° (18 mätningar).

Mellan 10 - 14 m finns en normalförkastning. En nedsjunkning av sedimentet har troligen skett då ett isblock i sedimentsekvensen har smält bort (McDonald & Shilts, 1975).

Skärning C (fig. 12):

Skärningen ligger på en lägre nivå än skärning A och B. Den består av endast en stratigrafisk enhet.

Skärning D (fig 13, 14):

Denna skärning är den som finns på den lägsta nivån bland skärningarna i täkten. Det är en liten skärning som är uppdelad i fyra stratigrafiska enheter.

C1:

Enheten domineras av trågorsskiktad grusig sand (Stc) (K15 - K17 ; tab. 2). Den maximala höjden på trågformerna är ca 1 m. Enheten har även mindre lager av silt samt massiv, planskiktad och plankorsskiktad sand. Maxpartikelstor-

D1:

Längst ned i denna enhet finns plant korsskiktad grus och sand (Gcpc).

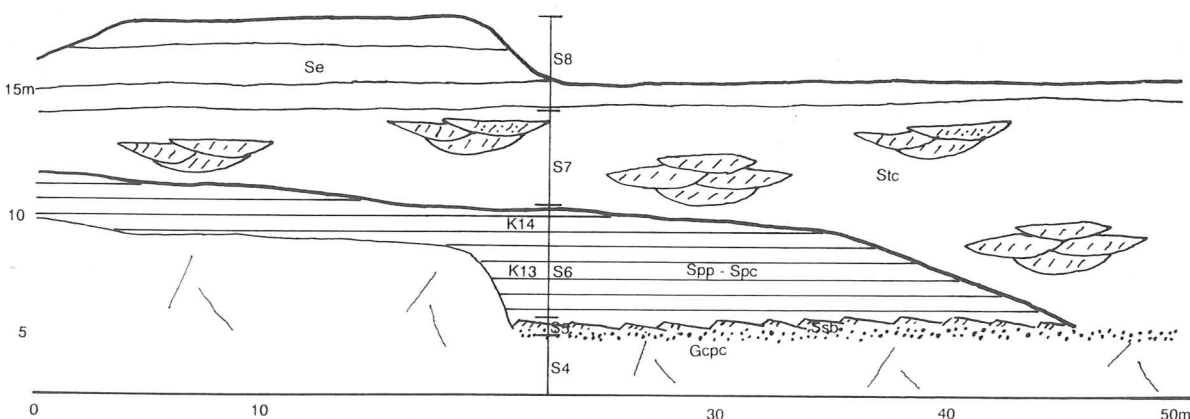


Fig. 9. Översiktsskiss B. (K = kornstorleksprov)

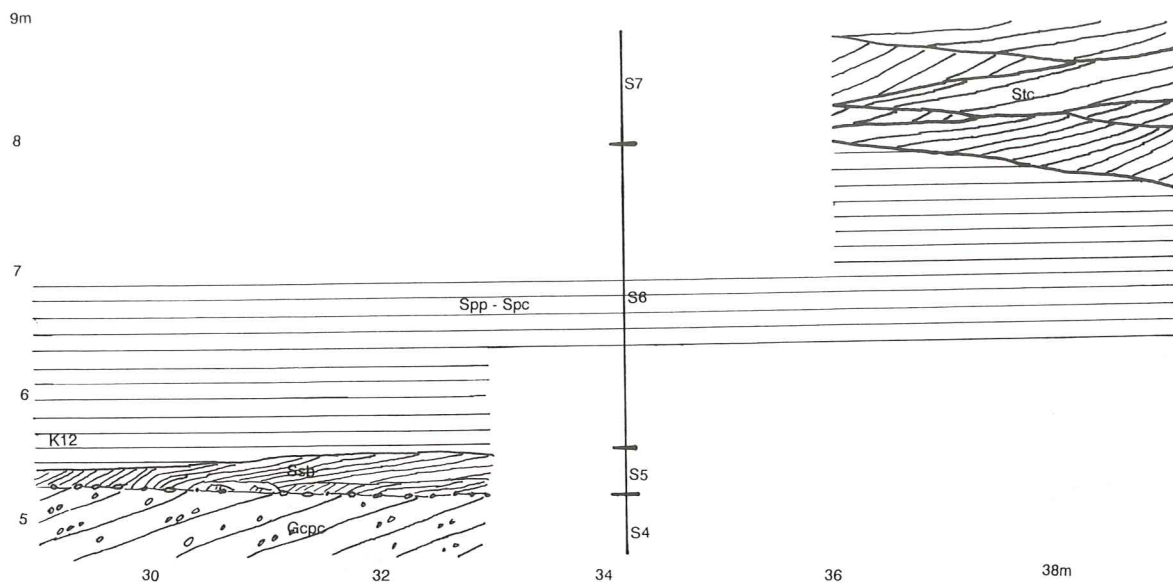


Fig. 10. Detaljskiss B:1. 29 - 30 m på översiktsskiss B. (K = kornstorleksprov)

D2:

Denna enhet som följer består av små trågformer av grusig sand med både uppströms och nedströms pålagring (Stc) (K18 ; tab. 2). Dessa tolkas som antidyner. Vågformerna har maximalt längden 2,5 m och maximal höjd ca 50 cm. Ett tunt skikt av sand med ripplar (Sr) finns i toppen av denna enhet.

D3:

Enheten är massiv med klasterstödd block och sten med matrix av sand och grus (Gcm). Maxpartikelstorleken är uppskattad till 50 - 60 cm, vilket innebär en strömhastighet kring 6 m/s i öppen kanal (Williams, 1983).

D4:

Övergången till enhet D4 är skarp och erosiv.

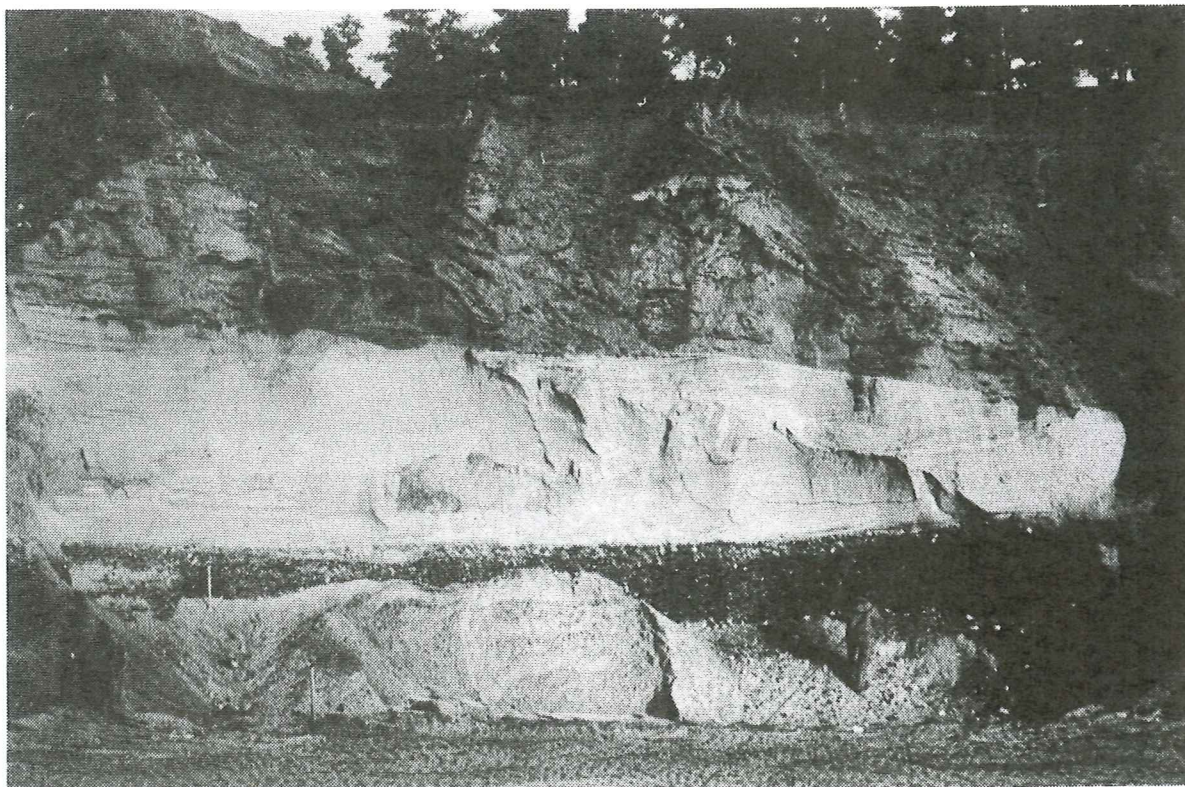


Fig. 11. Skärning B

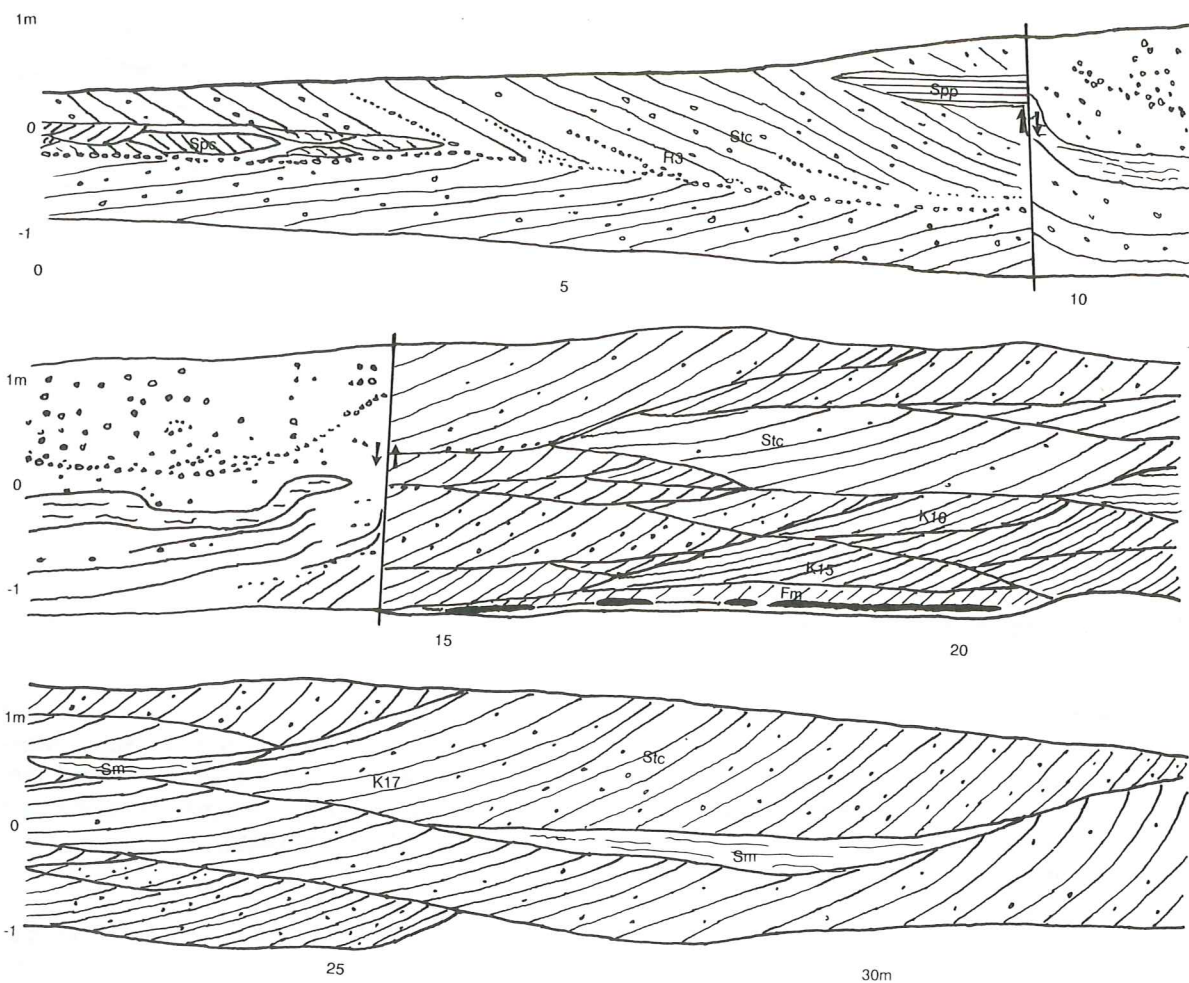


Fig. 12. Detaljskiss C. (K = kornstorleksprov, R = form- och rundningsmätning)

Enheten består av trågorsskiktad grusig sand, tillhörande samma sedimentationsfas som enhet A4 och B4.

6.1.2. Stratigrafisk lagerindelning

Korrelationen mellan skärningarna har gjorts

Tabell 3. Stratigrafisk lagerindelning, korrelation mellan skärningarna.

	Skärning A	B	C	D
Lager				
S8		B5		
S7	A4	B4		D4
S6	A3	B3		
S5	A2	B2		
S4	A1	B1	C1	
S3				D3
S2				D2
S1				D1

dels genom att direkt följa lagren, dels genom att jämföra den relativa nivån mellan de olika skärningarna. Genom korrelationen kan lagren i tåkten sammanställas till 8 stratigrafiska enheter, S1 - S8 (tab. 3). Skärning D ligger på den lägsta nivån bland skärningarna i tåkten och har de tidigast avsatta sedimenten. Enhet D1, D2 och D3 tillhör därför lager S1, S2 respektive S3. Direktkorrelation mellan skärningarna D och C var inte möjlig, men nivån på lager C1 antyder att detta följer ovanför D3. Lager S4 utgörs av enhet C1 samt A1 och B1. Enhet A2 och B2 utgör lager S5. Lager S6 representeras av enhet A3 och B3. Enhet A4, B4 och D4 tillhör lager S7. Det översta lagret, S8, utgörs av enhet B5.

6.1.3. Sammanfattande lagerbeskrivning samt sedimentologisk processtolkning

S1: Gcpc:
Plant korsskiktad sten, grus och sand. Klasterstött.

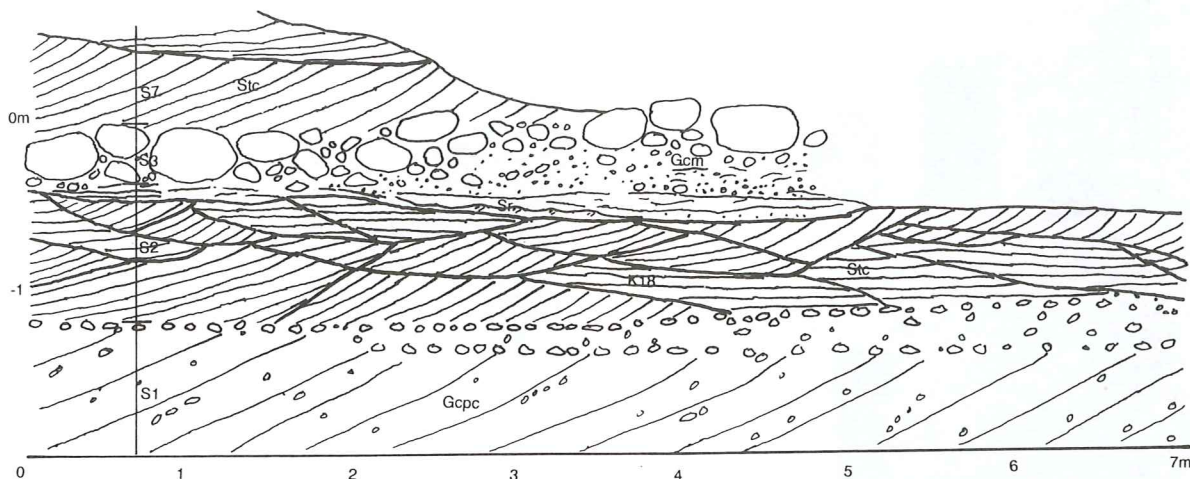


Fig. 13. Detaljskiss D. (K = kornstorleksprov)

Korsskiktningen har bildats vid pålagring av tvådimensionella dyner i botten av en kanal (Banerjee & McDonald, 1975).

S2: Stc:

Trågformade lager i mellansand till fingrus. Diffus korsskiktning med både uppströms och nedströms pålagring. Maxlängd på trågformer ca 2,5 m, maxhöjd ca 50 cm. Ett tunt skikt av sand med ripplar finns i toppen (fig. 14).

Trågformerna tolkas som antidyner. En bildning

i en istunnel är då utesluten eftersom bildning av stående vågor kräver en fri vattenyta (Banerjee & McDonald, 1975). Antidyner utbildas i övergången mellan stråkande (superkritiskt) och strömmande (subkritiskt) vatten. Den situationen kan uppstå då en ström med superkritiskt flöde från en istunnel går in som en underflow och bromsas upp och övergår till subkritiskt flöde (Gorrell & Shaw, 1991).

S3: Gcm:

Block och sten med matrix av sand och grus.

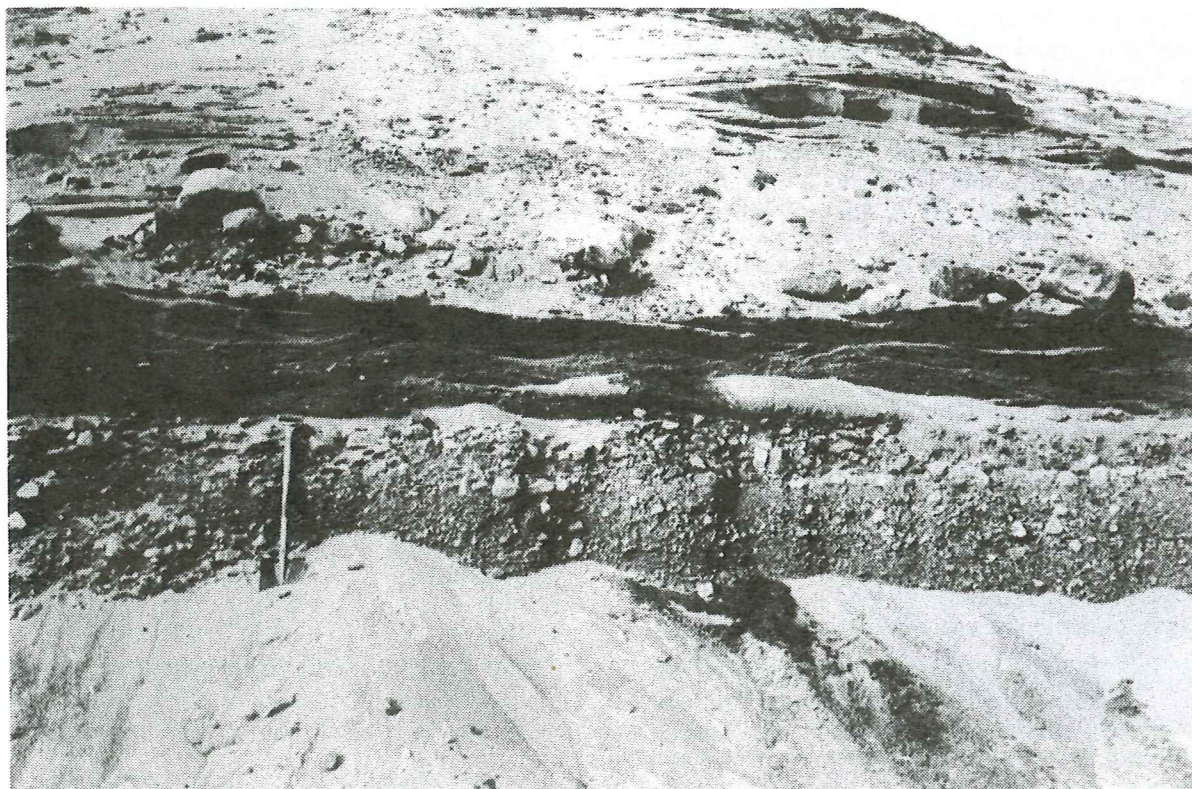


Fig. 14. Skärning D, med bl. a. antidyner

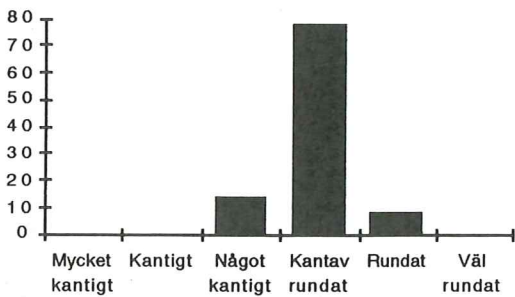
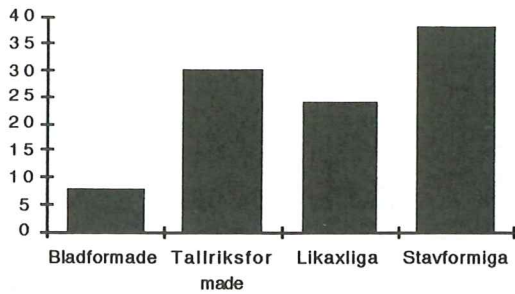


Fig. 15. R3. Partikelform och rundning. Facies Stc, detaljskiss C (fig. 12)

Massivt och klasterstött.

Den grova kornstorleken kräver ett mycket kraftigt flöde för transport. Maxpartikelstorleken indikerar en strömhastighet kring 6 m/s.

S4: Stc:

Trågorsskiktad mellansand till fingrus med inslag av sten. Maxhöjd på trågformer ca 1 m. Stenar och grövre material är oftast jämt fördelade i trågformerna men i några fall anrikat i botten. Mellan trågformerna finns ibland skikt av sand och silt. På något ställe finns stenskikt där fint material saknas helt. Det finns få bladformade partiklar och materialet är kantavrundat (fig. 15).

Trågformerna återspeglar en utbildning av dyner. Dessa har bildats som bäddformer i botten av en kanal (Walker & Cant, 1984). Kornstorleken visar högenergimiljö och dynformerna ett subkritiskt flöde. Skikten av sand och silt visar att strömhastigheten ibland varit låg.

Spc:

Plant korsskiktad mellansand till grovsand med anrikningar av grovsand. Fingrus i botten på lamina. Lagertjocklek ca 15-20 cm.

Gcpc:

De korsskiktade lagren har diffusa lamina av väl sorterad fingrus och mer osorterad grovsand till fingrus. Stenar har rullat ner och anrikats vid foten av forsetbranten. Även på lagrens toppyta

har grovt material anrikats. Där finns också sandmatrix från övre lager. De flesta partiklarna är tallriksformade och likaxliga och materialet är kantavrundat (fig. 16).

Avsättningen av Spc och Gcpc har antagligen skett på ett likartat sätt och ökningen av kornstorleken påvisar en ökad strömhastighet. Den plana korsskiktningen visar pålagring vid rasbranten i fronten av tvådimensionella dyner (Bannerjee & McDonald, 1975).

S5: Ssb:

Sammanfatt bedset. Bestående av ripplor i finsand till mellansand, forset med rasvinkel i mellansand till grovsand och lågvinklig forset i mellansand (fig. 17).

Denna avsättning har en förvånansvärt stor horisontell utbredning (minst 120 m) med tanke på den begränsade vertikala mäktigheten (maximalt ca 30 cm). Det sammansatta bedsetet representeras av asymmetriska och s.k. "humpback" dunes. De bildas i övergången mellan dyner och plana bäddar (Saunderson & Lockett, 1983). Ripplorna har utbildats som ett resultat av ett separerat flöde i lå av de större bäddformerna (Collinson & Thompson, 1989).

S6: Spp:

Planskiktad finsand till mellansand med en lågvinklig diskordans (fig. 18). Väl sorterat (tab. 2).

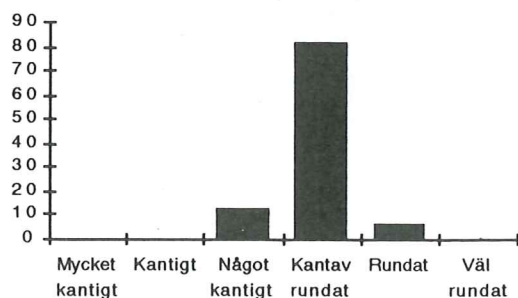
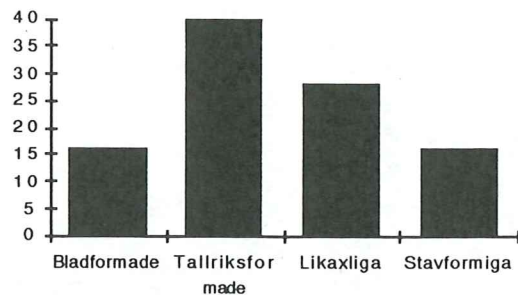


Fig. 16. R1. Partikelform och rundning. Facies Gcpc, detaljskiss A:1 (fig. 7)

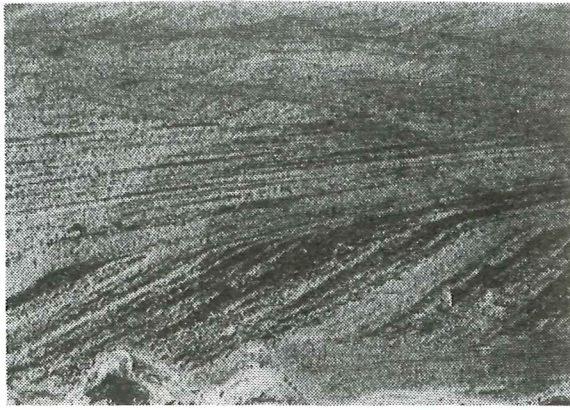


Fig. 17. Facies Ssb, enhet S5

Spc:

Plant korsstiktad finsand till mellansand i form av sandvågor med en våghöjd på ca 18 cm (fig. 18).

Sr:

Finsand till mellansand med ripplrar. Ripplarna är till största del A-tabulära men det finns även A-tråg samt ripplrar av B-typ. Stötsidans lutning är ca 7-8°. Ripplarnas höjd är ca 3-3,5cm (fig. 19). Väl sorterat och positiv skevhet (tab. 2).

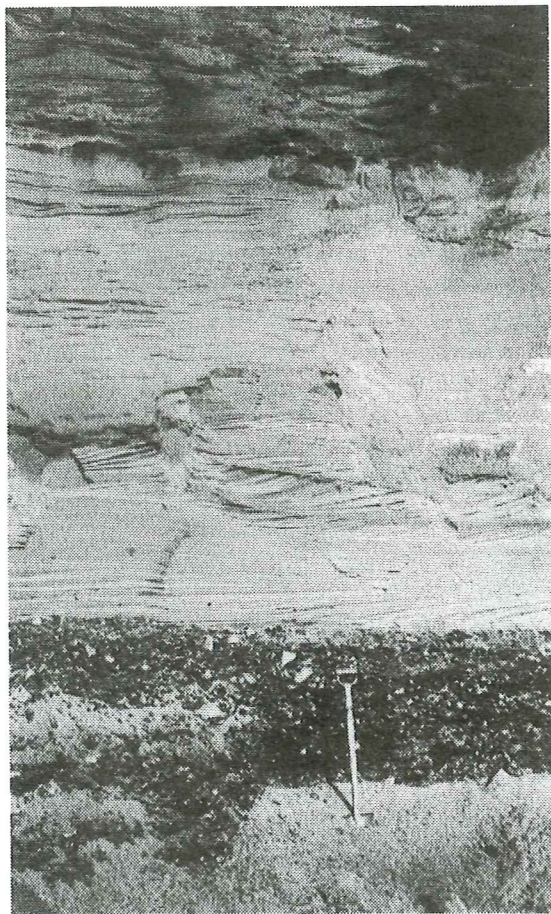


Fig. 18. Facies Spp - Spc centralt, enhet S6



Fig. 19. Facies Sr, enhet S6

Den laterala faciesförändringen från skärning B till A med planskiktning - sandvågor - ripplrar visar en avtagande strömshastighet. Kornstorleken är något grövre i enhet B3 med planskiktning (2,3 fi) än i enhet A3 med ripplrar (2,6 fi). Vertikalt är kornstorleken densamma genom hela enheten och detta visar att strömshastigheten har hållits konstant under hela sedimentationsförloppet. Strömmen har haft hög halt av suspensionsmaterial och avlagringen bör ha skett snabbt (Gorrell & Shaw, 1991).

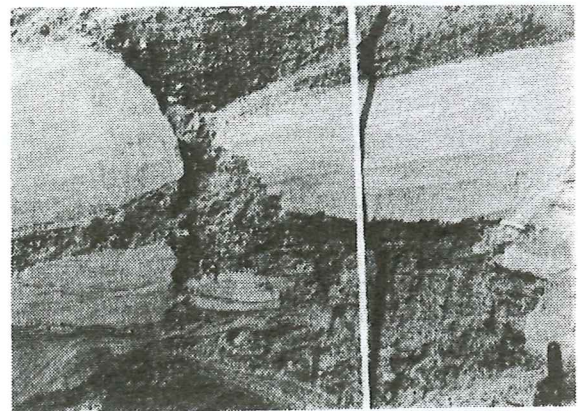


Fig. 20. Intraklaster med finsand i enhet S7

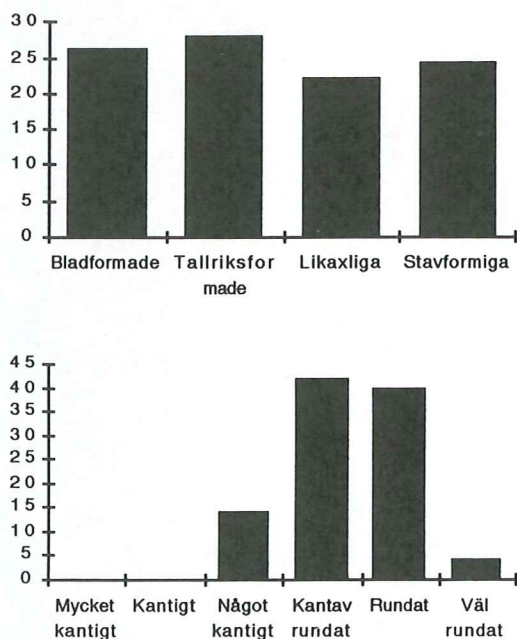


Fig. 21. R2. Partikelform och rundning. Facies Stc, detaljskiss A:1 (fig. 7)

S7: Stc:

Trågorsskiktad mellansand till grovsand i den nedre delen och mellansand till grovgrus i den övre. Kornstorleken ökar sålunda uppåt. Maxhöjd på trågorformer ca 70 cm. Grövre material finns anrikat i krönen samt i botten av trågorformerna. Ingen lateral faciesförändring. Fördelningen av partikelformer är jämn och materialet är kantavrundat till rundat (fig. 21).

En kanal har eroderat ned i lagersekvensen. I denna har dyner avlagrats (Rust & Romanelli, 1975). Kanalen har haft en asymmetrisk form. I skärning B är erosionsytan jämn och flackt lutande men i skärning A har kanalen en mer oregelbunden och vertikal erosionsyta där även överhäng har skurits ut. Den massiva och diffust graderade sanden kring intraklasterna i skärning A (fig. 20) är avsatt genom omlagring av nedrasat material som gett tillfälligt stora mängder suspensionsmaterial. Partiklarna i lagret är mer rundade än partiklar längre ner i skärningen och detta visar en mer distal avsättning.

S8: Se

Välsorterad finsand med mörka horisonter av organiskt material.

Kornstorleken indikerar att sanden är eolisk. Inlagring av organiskt material visar att lagret bildats efter vegetationens invandring i området.

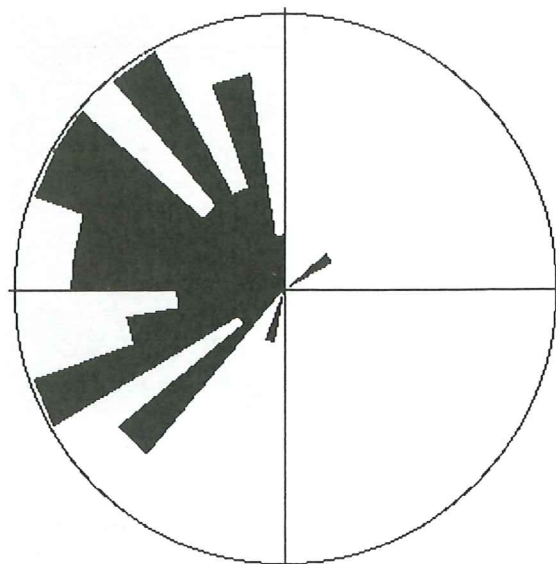


Fig. 22. Paleoströmriktningar, Sofielust

6.1.4. Paleoströmmätningar

I hela täkten gjordes 50 mätningar i lager med lutande lamina. Riktningensmedelvärdet var mot 290°, vektorstyrkan 0,780 och variansen 4,6 (fig. 22). Riktningensmedelvärdet för de enskilda enheterna låg mellan 264° och 351°.

6.1.5. Tolkning och diskussion

De sediment som är beskrivna ovan, framtaget den eoliska sanden, har stora likheter med sediment som anses härröra från avlagring i subakvatiska fans (Banerjee & McDonald, 1975; Gorrell & Shaw, 1991; Rust & Romanelli, 1975; Shaw, 1975; Shaw, 1985), d. v. s. sediment som avlagrats där en ström från en glaciär mynnar i ett djupare vatten.

Utbredningen av bäddformer beror på variationer i strömhastighet samt utseendet på den inkommande strömmen och distribueringskanaler (Gorrell & Shaw, 1991).

Antidynerna i lager S2 har bildats då en ström från en istunnel går in i ett djupare vatten framför isfronten.

För att avsätta lager S3 med de stora klasterstötta block och stenar som finns krävs mycket höga strömhastigheter, sannolikt mycket nära eller kanske t.o.m. inne i istunneln (Gorrell & Shaw, 1991).

Korsskiktning med dyner, som finns i lager S1 och S4, bildas proximalt (Banerjee & McDonald, 1975). Det sker i distribueringskanaler framför iskanten (Rust & Romanelli, 1975).

Korsskiktade enheter, som till stor del avsätts med bottentransporterat material, följs av material deponerat från suspensionstransporterat

sand vid utströmning subakvatiskt (Gorrell & Shaw, 1991). Depositionen från suspension ökar med avståndet från tunnelmynningen (Shaw, 1975).

Sannolikt representerar facies Ssb, de plana bäddarna, sandvågorna och ripplarna i lager S5 och S6 avlagring från denna täthetsström. De ripplar som bildas vid avtagande flöde kan ibland täcka en hel fan (Gorrell & Shaw, 1991).

Den trend, med avtagande kornstorlek och proximala sediment följda av distala, som hittills följts bryts av kanalerosion och dynerna i lager S7. Dynerna är troligen avsatta i en kanal som på grund av ett nytt kraftigt flöde eroderat ned i fanen (Rust & Romanelli, 1975). Eftersom dynerna har ungefär samma storlek genom hela lager S7 bör strömhastigheten och strömmens vattendjup ha varit likartad under hela avsättningen. Dynerna bör därför ha avlagrats från en underflow som förflyttats uppåt allteftersom sediment pålagrats. Dynernas storlek styrs då av underflowns tjocklek och är oberoende av vattenytans nivå.

Den översta eoliska sanden i lager S8 är avsatt först när ytan ej längre är vattentäckt.



Fig. 23. Grustaget i Örnaberga med omgivning

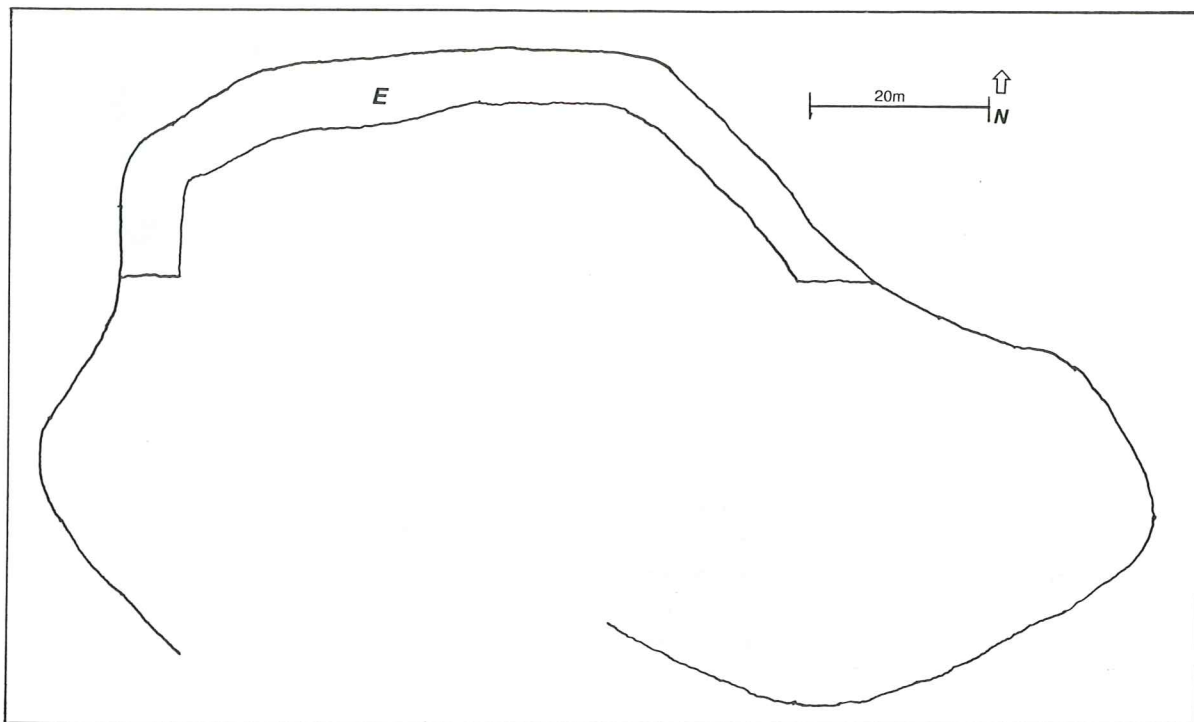


Fig. 24. Översikt över grustaget i Örnaberga med skärningens läge

6.2. Örnaberga

Området är ett, ca 800 m brett, kulligt rygskomplex som går i nordväst-sydöstlig riktning och i norr ansluter till det centrala platåområdet. Kullarna har en diameter på ca 100 - 300 m och når 80 - 85 m.ö.h. Täkten där skärningen finns

är skuren in i en av dessa kullar (fig. 23, 24). Jorddjupet ner till berggrunden är ca 30 m. Nollpunkten i skisserna ligger på 71 m.ö.h..

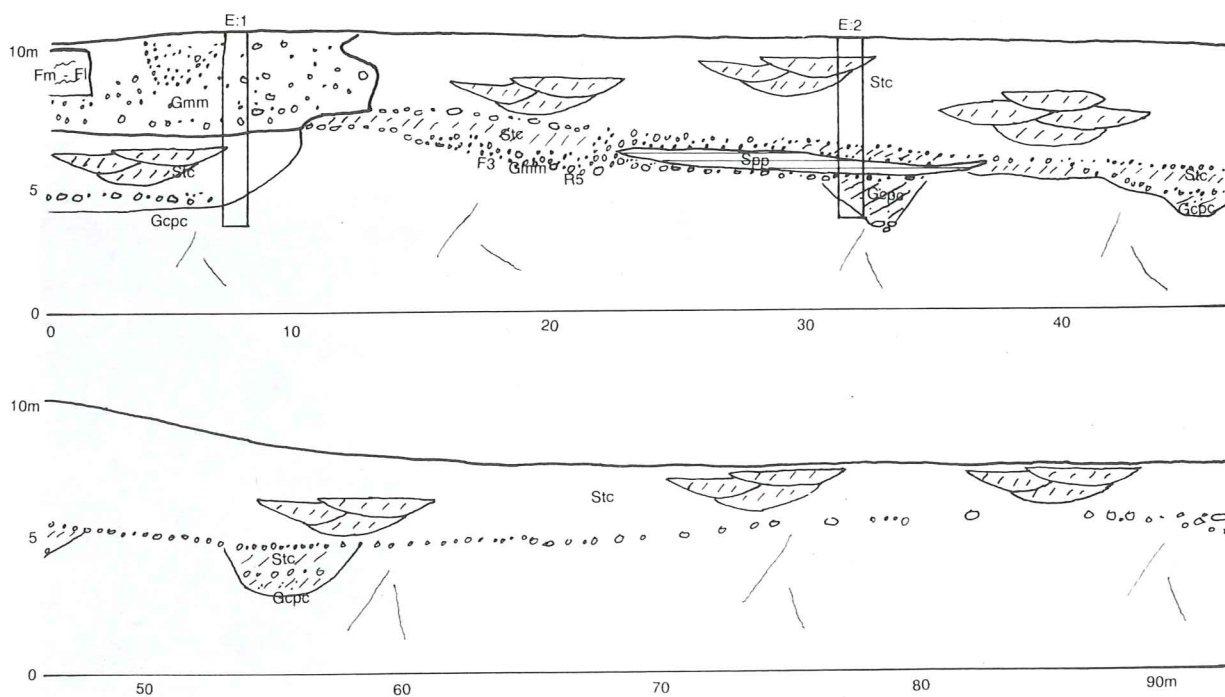


Fig. 25. Översiktsskiss E. (R = form- och rundningsmätning, F = fabricprov)

6.2.1. Beskrivning av skärningen

Skärningen har delats in i tre stratigrafiska enheter, Ö1, Ö2 och Ö3 (fig. 25, 26, 27). Ö1 finns underst och har en utbredning genom hela täkten. Ovanför följer enhet Ö2 som ligger överst i

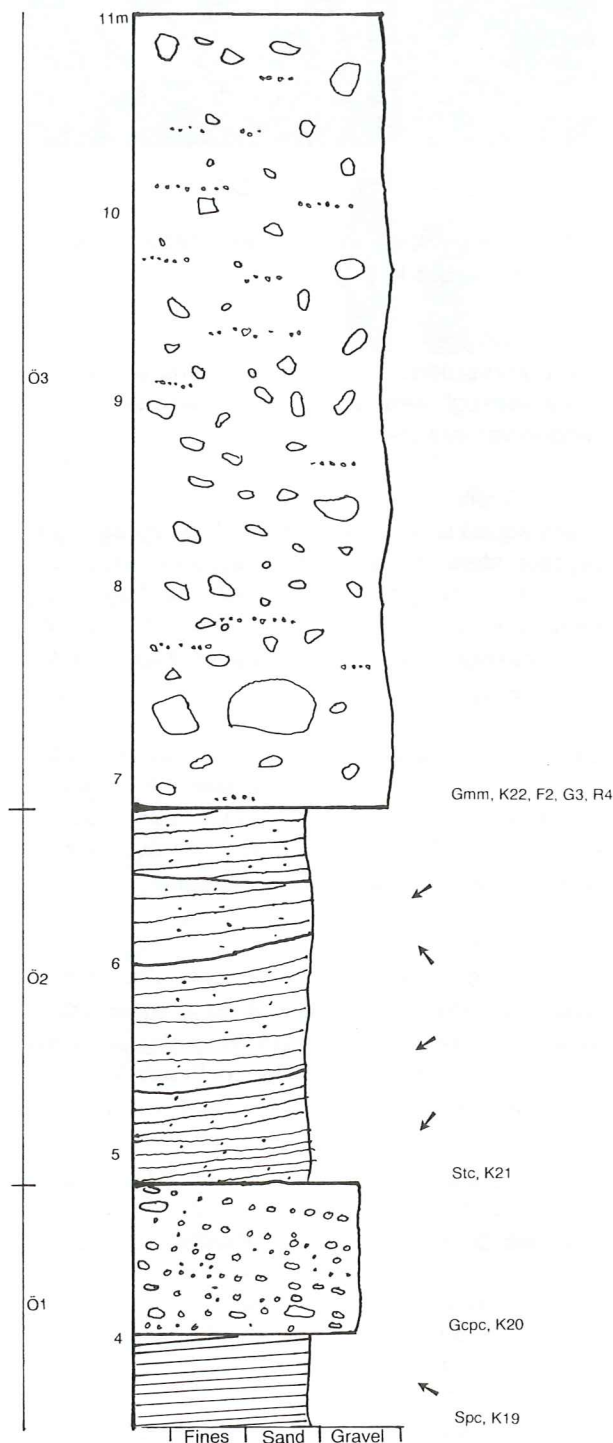


Fig. 26. Logg E:1. 7 - 8 m på översiktsskiss E. (K = kornstorleksprov, R = form- och rundningsmätning, F = fabricprov, G = bergartsbestämning)

skärningen utom vid de tio första metrarna där enheten skärs av enhet Ö3.

Ö1:

Enhetens understa litofacies Spc och Gcpc är endast noterad på några få platser, Spc är endast framgrävd vid loggningen. Det är dock sannolikt att Spc och Gcpc har en stor lateral utbredning. Över följer några litofaciesenheter med begränsad lateral utbredning. Facies Gmm finns från ca 12 till 20 m och sedan endast som en horisont av sten. Litofacies Spp finns från ca 20 - 35 m.

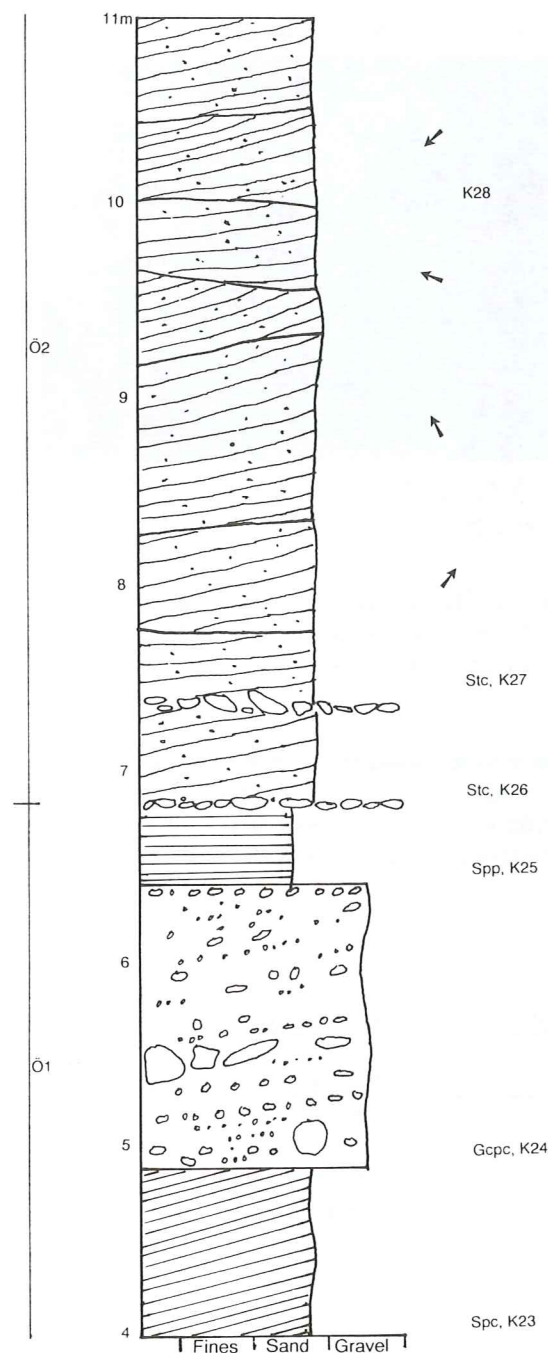


Fig. 27. Logg E:2. 31 - 32 m på översiktsskiss E. (K = kornstorleksprov)

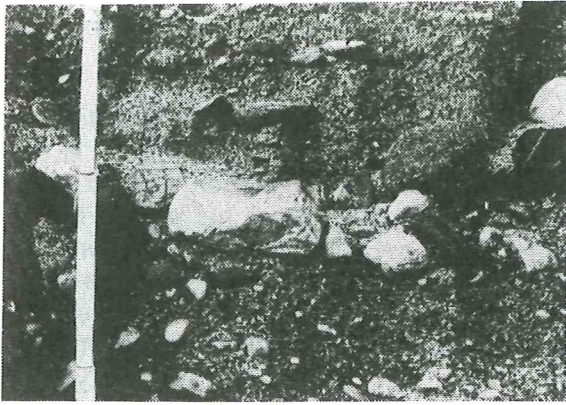


Fig. 28. Facies Gmm, enhet Ö1

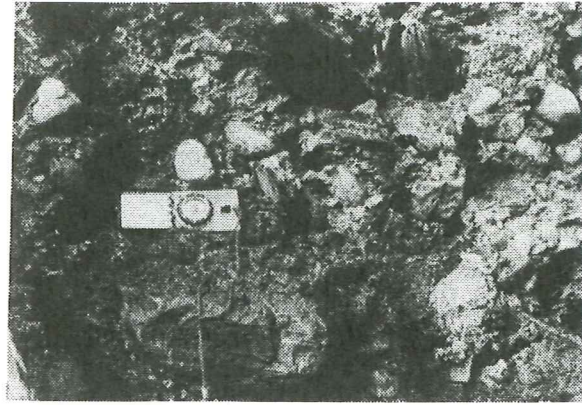


Fig. 30. Facies Gmm, enhet Ö3

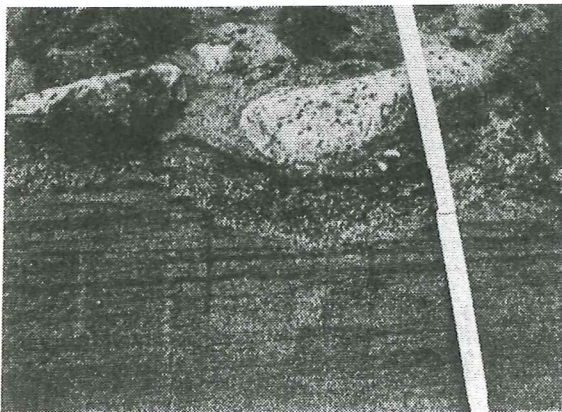


Fig. 29. Facies Spp med överlagrande stenorhorisont, enhet Ö1

Ö2:

Litofacies Stc är den enda faciesenhet som klart går att följa genom hela skärningen. Den finns överst i större delen av täkten.

Ö3:

Enheten med facies Gmm har en mäktighet på ca 4 m men den laterala utbredningen är endast från 0 till 10 m i skärningen. Enheten finns i en fördjupning som orsakats genom förkastning.

6.2.2. Lagerbeskrivning samt sedimentologisk processtolkning

Ö1: Spc:

Plant korsskiktad mellansand till fingrus. Maximala mäktigheten är ca 1 m. Paleoströmriktningen var mot 298° (1 mätning).

Gcpc:

Plant korsskiktad mellansand till grovgrus med mycket sten. Klasterstött. Maximal mäktighet: ca 1,30 m. Negativ skevhet (tab. 4). Maxpartikelstorlek: a = 16, b = 12, c = 8 cm innebär en strömshastighet kring 4 m/s i öppen kanal (Williams, 1983).

Den plana korsskiktningen kan ha bildats som pålagring i fronten av en bank eller dyn (Banerjee & McDonald, 1975 ; Shaw, 1985). Övergången från Stc till Gcpc med en grövre kornstorlek visar en ökande strömshastighet.

Gmm:

Massivt lager med grus, sten och block i fint matrix. Lagret finns oftast endast som en horisont med enstaka stenar eller block (fig.28). Det finns mest partiklar av blad- och tallriksform. Materialet är kantavrundat till rundat (fig. 31).

Tabell 4. Statistik över kornstorleksfördelning, Örnaberqa.

Provnr	Facies	Kornstorleksmedelvärde	Sortering	Skevhet
K19	Spc	0,00	0,84	-0,06
K20	Gcpc	-1,60	1,65	-0,34
K21	Stc	-0,13	0,69	-0,34
K22	Gmm	-1,17	1,34	-0,36
K23	Spc	0,23	0,59	0,07
K24	Gcpc	-0,87	1,02	-0,29
K25	Spp	1,53	0,45	0,19
K26	Stc	-0,20	0,83	0,20
K27	Stc	0,27	1,03	0,55
K28	Stc	0,27	0,98	0,30

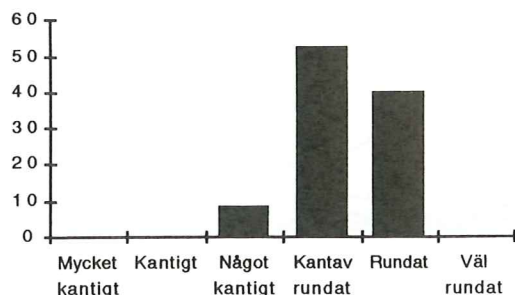
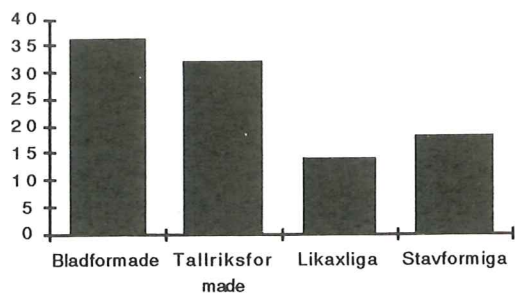


Fig. 31. R5. Partikelform och rundning. Facies Gmm, översiktsskiss E (fig. 25)

Maxpartikelstorlek: $a = 30$, $b = 25$, $c = 19$ cm innebär en strömhastighet kring 4,5 m/s i öppen kanal (Williams, 1983).

Flödet som avsatt sedimentet har varit mycket kraftigt och haft en hög koncentration av bottentransporterat material (Gorrell & Shaw, 1991). Där lagret finns som en horisont av sten kan urtvättning av finare material ha skett.

Spp:

Planskiktad finsand till mellansand. Eroderad i toppen. Lagret under- och överlagras av stenhorisonter (fig. 29).

Planskiktad sand bildas vid övergång till övre flödesregim med höga strömhastigheter (Gorrell & Shaw, 1991).

Ö2: Stc:

Trågorsskiktad mellansand till fingrus med inslag av sten. Maximala höjden på trågorformerna är ca 1 m. På något ställe går en horisont av sten genom lagret. Vid ca 8-9 m i skärningen går en nästan vertikal normalförkastning med lagerförskjutning på 2 - 3 m. Paleoströmriktningen var mot 313° (18 mätningar).

Trågorsskiktning uppstår vid dynvandring i subkritiskt flöde och har bildats som bäddformer i botten av en kanal (Walker & Cant, 1984) i högenergimiljö (Gorrell & Shaw, 1991).

Ö3: Gmm:

Grovsand till grovgrus med mycket sten och block. Massivt och matrixstött. Utåt sidorna övergår det i ett mer sorterat material med diffus laminering (fig. 30). Lagret innehåller intraklast. Vid 0 - 2 m finns en enhet med massiv och diffus laminerad silt som eventuellt är en stor intraklast (fig. 32). Lagret gränsar erosivt till intilliggande lager Ö2 (fig. 33). Det finns mest partiklar av blad- och tallriksform. Materialet är kantavrundat till rundat (fig. 34). Maxpartikelstorlek: $a = 41$, $b = 33$, $c = 27$ cm.

Lagret kan ha bildats som debris flow. När sediment har en hög vattenhalt behövs inga stora lutningar för att sedimentet ska komma i rörelse. En trolig process är Lawson type II - III flow, ett erosivt kanaliserat flöde. I Lawson type II - III flow kan variationen på kornstorlekarna vara stor. Skjuvning kan förekomma genom hela flöden men ofta finns en kärna av oskjuvat material. Successiva flows kan överlagras varandra (Drewry, 1986).

Materialet i intraklasten har sedimenterat i ett tidigare skede och dragits med av flöden. Flöden har avsatts i den depression som bildats vid de första metrarna av skärningen där sedimenten har sjunkit 2 - 3 m. Själva förkastningsplanet är ej framgrävt, men ligger omkring 8 - 9 m. Förkastningen kan bero på att sedimentation har skett över ett kvarliggande islager som senare smält bort (McDonald & Shilts, 1975).

6.2.3. Paleoströmmätningar

19 mätningar gjordes i lager med lutande lamina. Riktningens medelvärde var mot 312° och vektorstyrkan var 0,570. Variansen kunde ej räknas fram då vektorstyrkan var för låg (fig.

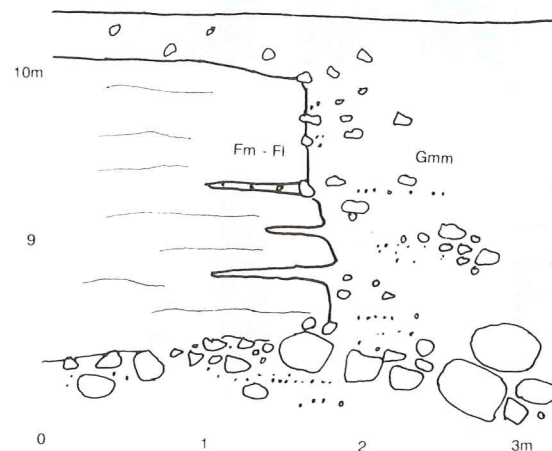


Fig. 32. Detaljskiss E:3. 0 - 3 m på översiktsskiss E. Facies Gmm med stor intraklast av facies Fm - F1, enhet Ö3

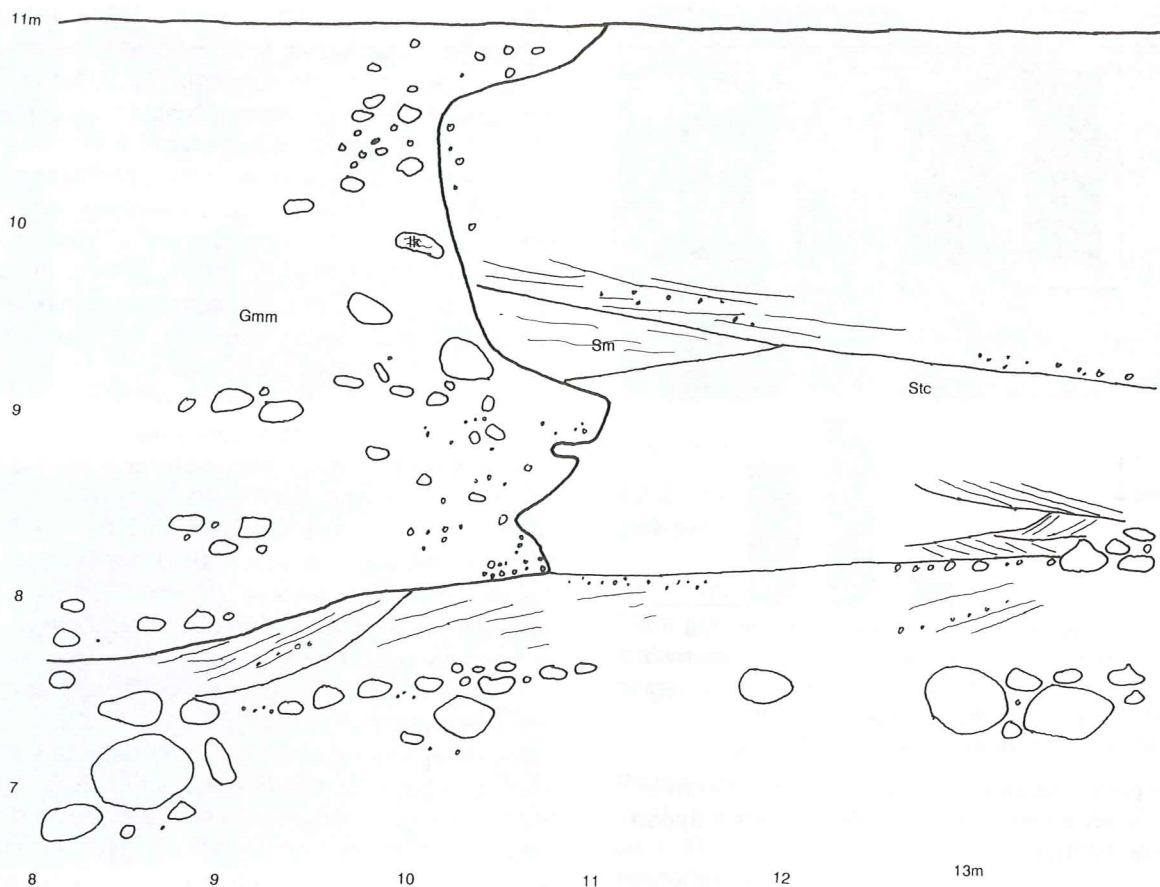


Fig. 33. Detaljskiss E:4. 8 - 14 m på översiktsskiss E. Erosiv gräns mellan facies Gmm, enhet Ö3 och facies Stc, enhet Ö2. (Ik = intraklast)

35).

I fabricmätningen F2 (fig. 36) från litofacies Gmm, Ö3, var riktningsmedelvärdet, V1, 7°.

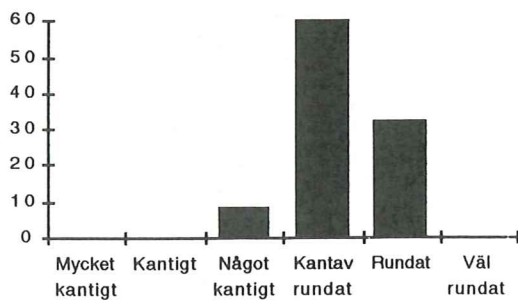
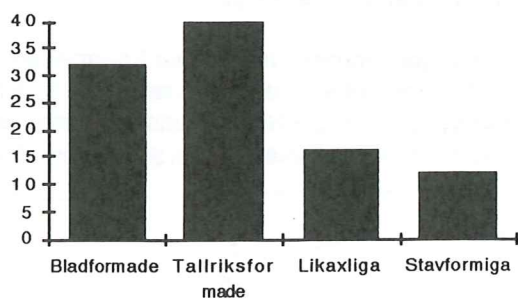


Fig. 34. R4. Partikelform och rundning. Facies Gmm, logg E:1 (fig. 26)

Formvärdet, K, var 0,51 och visar på en övergång mellan ekvatoriell och prefererad partikeldistribution. Styrkevärdet, C, = 2,652 visar en stark orientering (Mark, 1973). En avsättning med a-axeln vinkelrätt mot flödet är trolig vid debris flow (Drewry, 1986). Riktningen för debris flow är inte densamma som paleoströmriktningen för de vattenavsatta sedimenten i

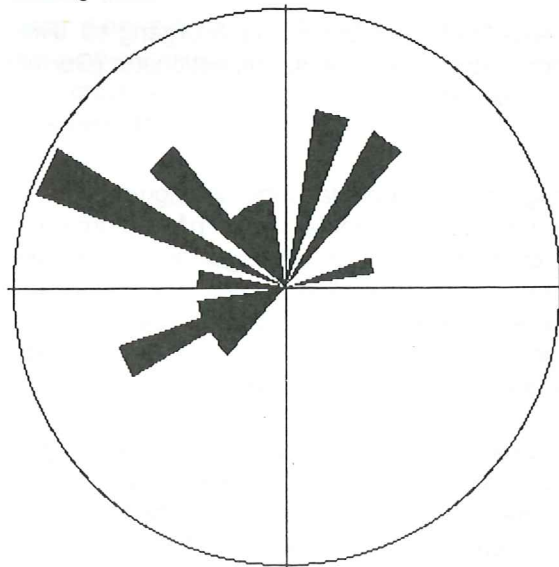


Fig. 35. Paleoströmriktningar, Örnaberga

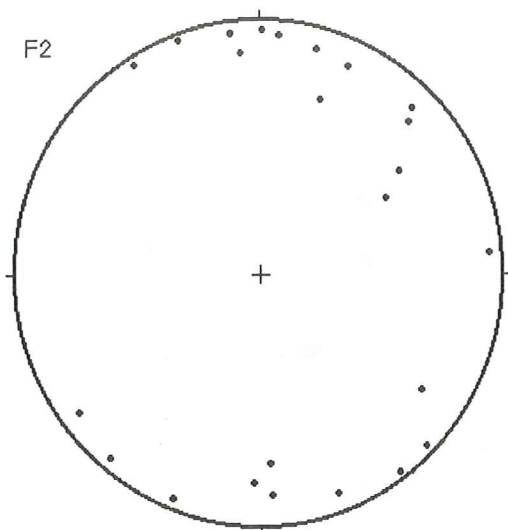


Fig. 36. Fabricanalys. Facies Gmm, logg E:1 (fig. 26)

täkten. Troligtvis återspeglas iställets riktningen på den depression där flown är avsatt.

F3 (fig. 37) från litofacies Gmm, Ö1, har ett riktningsmedelvärde, $V1$, på 56° . Formvärdet, K , var 0,54 och visar på en övergång mellan ekvatoriell och prefererad partikeldistribution. Styrkevärdet, C , var 2,09 och indikerar att orienteringen ej var stark (Mark, 1973). En jämförelse mellan partiklarnas orientering och paleoströmriktningen i täkten visar att partiklarna är avsatta med a-axeln i stort sett vinkelrätt mot strömriktningen.

6.2.4. Tolkning och diskussion

Såväl plankorsskiktad sand och grus (Spc och Gcpc) som grova massiva matrixstödda lager (Gmm) och planskiktad sand (Spp) förekommer i rullstensåsar både avlagrade i en isälvtunnel, men också i en öppen kanal (Banerjee & McDonald, 1975 ; Gorrell & Shaw, 1991). Facies Gmm, som avlagras av kraftiga flöden med en hög koncentration av bottentransporterat material, är också förekommande vid övergången från en tunnel till en subakvatisk fan (Gorrell & Shaw, 1991).

Den kuperade morfologin i området visar att död is kan ha förekommit framför den aktiva isen. Det är alltså troligt att sedimenten avlagrats antingen i en tunnel under isen eller strax framför tunneln i en öppen kanal med väggar av död is.

Dyner (Stc) kan förvisso också bildas i en istunnel, men det är en vanligare bildning framför denna (Gorrell & Shaw, 1991).

I den fördjupning som bildats då islagret vid

de första metrarna av skärningen smält bort har massiv och diffust laminerad silt, med minst två meters mäktighet, avlagrats. Sedimentationen bör ha skett i stillastående vatten med en vattenyta en bit ovanför sedimentet, minst 80 m över nuvarande havsnivå. Silten har sedan dragits med, och inlagrats som intraklast, av en debris flow (Gmm). Fördjupningen har fungerat som en kanal för debris flown som också eroderat in i de omkringliggande sedimenten.

Sedimenteringen kan ha skett i en istunnel eller strax framför denna. I vilket fall indikerar den grova kornstorleken att sedimentation har skett proximalt till ett utflöde, d.v.s. mycket nära den aktiva isens kant.

6.3 Bergartsbestämning

Två prover, G1 och G2, togs ut på lokalen Sofielust och ett prov, G3, i Örnaberga för bestämning av sedimentets bergartssammansättning (fig. 38). Proverna innehöll samma bergarter men i något olika proportioner. Sammansättningen stämmer någorlunda överens med Daniels (1986) undersökningar i området. Daniel redovisar dock prover med mer kritbergarter samt ett prov där paleozoisk kalksten saknas.

Flera av de ingående bergarterna finns i berggrunden i området eller strax norr om detta. Den paleozoiska kalkstenen kan ha ett ursprung från Östersjösänkan (Åmark, 1984). Daniel (1986) anser att den höga halten av ler- och alunskiffer i de södra delarna av Gyllebo-Baskemöllafältet kan bero på att det utanför den nuvarande kusten finns skiffer som plockats upp av isen.

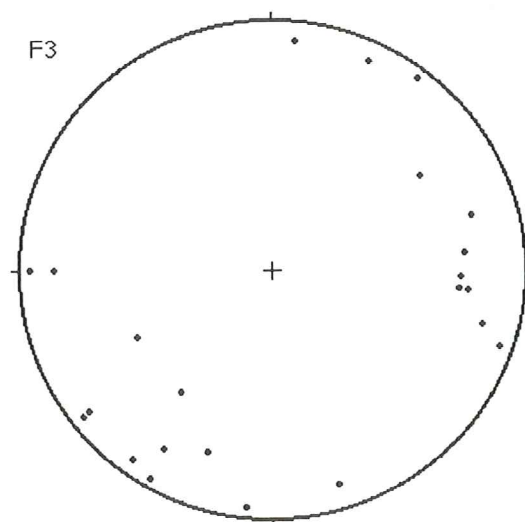


Fig. 37. Fabricanalys. Facies Gmm, översiktsskiss E (fig. 25)

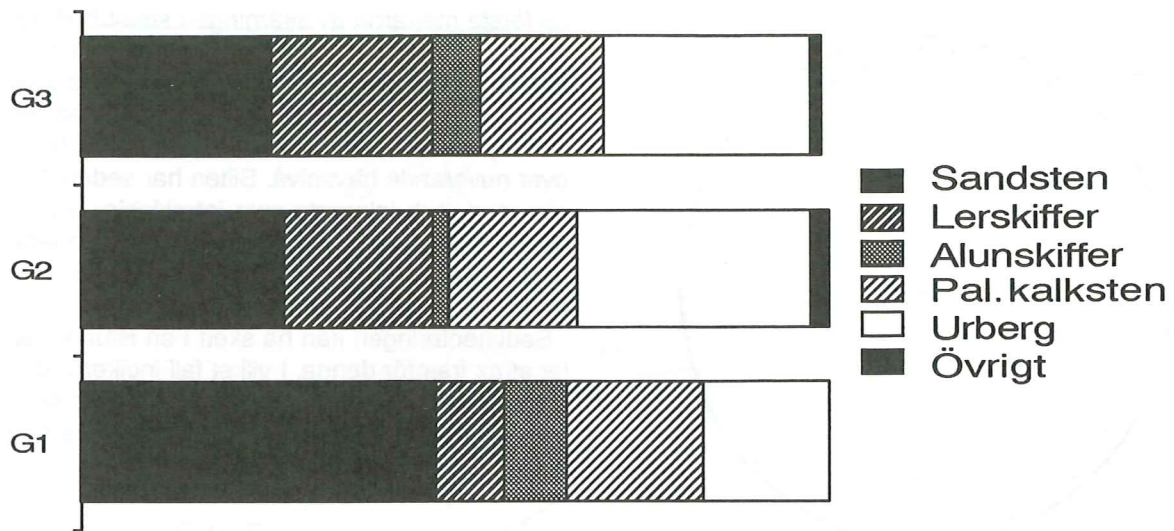


Fig. 38. Bergartssammansättning

7. Diskussion och slutsatser

Isens tillbakadragande skedde troligen mot nordost. Detta styrks av rullstensåsarnas nordost-sydvästliga riktning (Åmark, 1984). Området har även isräfflor i nordost-sydvästlig riktning (Daniel, 1986). Det finns också en nordväst-sydöstlig iskontaktbrant öster om delområde 2.

Gyllebo-Baskemöllafältets västra del, delområde 4, har en morfologi som är starkt präglad av dödis. Avsättningen har skett i dödis med tillflöde från den aktiva isen.

Isälvsavlagringens stora utbredning talar för att isälven haft ett väl förgrenat dräneringsnät.

Delområde 2 gränsar till delområde 4 med iskontakt. Även delområde 2 har haft inslag av dödis, men förmodligen inte i samma utsträckning som delområde 4. Kalvning kan ha hindrat dödis från att inlagras i sedimenten.

I delområde 2 har en omfattande uppfyllnad av sediment skett. Detta platåområde når på flera platser 85 m.ö.h., den nivå där en förmodad vattenyta har legat. De topografiska förhållandena kring Gyllebo-Baskemöllafältet visar att en issjö kan ha varit uppdämd av höjderna i norr och en tillbakadragande is i öster, men i väster och söder måste dödis ha dämt sjön.

Delområdet är delvis uppbyggt av subakvatiska fans. Dessa har bildats strax framför iskanterna och byggts upp mot vattenytan av strömmar från en eller flera istunnlar. Detta är den typ av sedimentation som skett på lokalen Sofielust. Flera fans överlappar sannolikt varandra och bildar ett större platåområde med iskontakt i söder och väster mot dödisområdet.

Uppbyggnaden av delområdet är troligen mer komplex. På lokalen Örnaberga finns sediment som har avlagrats i öppna kanaler mellan dödisblock.

Gemensamt för avlagringarna är att de har bildats i nära anknytning till den aktiva isens kant,

antingen vid tunnelmynningen eller strax framför isfronten.

Paleoströmriktningen kan förväntas vara vinkelrät mot en isfront och borde då ha en riktning mot sydväst. De uppmätta värdena avviker dock från detta mönster. I Sofielust kan detta förklaras med att den dödis som legat söder om lokalen styrt flödet mot 290°. I Örnaberga kan sedimenten, där mätningar gjorts, ha avsatts i öppna kanaler mellan dödisblock. Paleoströmriktningen, 312°, visar då istället kanalens riktning som snarare går parallellt med den dämmande iskanterna i öster.

Anslutningen till det glaciolakustrina området i norr sammanfaller med en ökad lutning i berggrunden mot lägre områden. I gränsen kan en deltafront ha utbildats mot det djupare området i norr. Slutningen är då ingen iskontakt utan en morfologisk del av deltat. Inlagring av dödis i deltafronten gör att denna har ett komplext utseende.

Öster om delområde 2 finns en iskontaktbrant i nordväst-sydöstlig riktning. Detta innebär att isfronten har stått still i detta område under den period då den sista delen av delområde 2 bildades.

Delområde 5, i öst, har stora kullformer. Morfologin är inte längre utformad av dödis. Det är möjligt att ett större vattendjup har gjort att dödis inte längre inlagras i sedimenten. Vattenytan behöver dock inte ha stigit eftersom berggrundens lutning ökar och vattendjupet därmed blir större. Kullformerna kan vara subakvatiska fans som utbildats vid isens succesiva reträtt.

När isfronten avlägsnas från området fortsätter en avsättning av mer distala issjösediment, sannolikt i en issjö, som genom exponering av nya passpunkter fått en betydligt lägre nivå än den ursprungliga 85 m nivån.

Referenser

- Banerjee, I. and McDonald, B.C., 1975: Nature of esker sedimentation. I : Jopling, A.V. and McDonald, B.C. (ed.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. publ. No. 23*, s 132-154.
- Collinson, J.D. and Thompson, D.B., 1989: Sedimentary structures, sec. ed. Unwin Hyman Ltd. London, 207 s.
- Daniel, E., 1986: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SO/ Simrishamn SV/ Ystad NO/ Örnahusen NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 65-66*, 151 s.
- De Geer, E.H., 1957: Old and new datings of Swedish icelakes and the thermas of Bölling and Alleröd. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 79*.
- De Geer, G., 1917: Om fjärrkonektioner längs de gotiglaciala gränsområdena i Scanodania och Nordamerika. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 39*.
- Drewry, D., 1986: Glacial geologic processes. Edward Arnold Ltd. London, 276 s.
- Folk, R.L. and Ward, W., 1957: Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology 27*, s 3-26.
- Gorrell, G and Shaw, J., 1991: Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology, 72*, s 285-314.
- Hansen, S., 1933: De glaciële aarsvarv i Skåne. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 55*.
- Holmström, L., 1904: Öfversigt af den glaciala afslipningen i Sydsandinavien. *Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar 26*.
- Holst, N. O., 1892: Beskrifning till kartbladet Simrishamn. *Sveriges geologiska undersökning Aa 10*, 73 s.
- Lagerlund, E., 1980: Litostratigrafisk indelning av Västskaånes Pleistocen och en ny glaciationsmodell för Weichsel. *LUNDQUA Report 21*, Department of Quaternary Geology, University of Lund, 120 s.
- Mark, D. M., 1973: Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Bulletin of the Geological Society of America 84*, s 1367-1374.
- McDonald, B.C. and Shilts, W.W., 1975: Interpretation of faults in glaciofluvial sediments. I : Jopling, A.V. and McDonald, B.C. (ed.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. publ. No. 23*, s 123-131.
- Miall, A.D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. I: Miall, A.D. (ed.): *Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5*, s 597-604.
- Nilsson, E., 1968: Södra Sveriges senkvartära-historia. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademien, ser 4, bd 12:1*, 117s.
- Powers, M.C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology 23*, s 117-119.
- Rust, B.R. and Romanelli, R., 1975: Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. I : Jopling, A.V. and McDonald, B.C. (ed.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. publ. No. 23*, s 177-192.
- Saunderson, H.C. and Lockett F.P.J., 1983: Flume experiments on bedforms and structures at the dune-plane bed transition. Department of Geography, Wilfrid Laurier University. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.6*, s 49 - 58.
- Shaw, J., 1975: Sedimentary successions in Pleistocene ice-marginal lakes. I : Jopling, A.V. and McDonald, B.C. (ed.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. publ. No. 23*, s 281-303.
- Shaw, J., 1985: Subglacial and ice marginal environments. I : Ashley, G.M., Shaw, J. and Smith, N.D. (ed.): Glacial sedimentary environments. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, short course No. 16*, s 7-84.
- Talme, O. och Almén, K.-E., 1975: Jordartsanalys. Laboratoriehänvisningar, Del 1. Kvartärgeologiska institutionen, Stockholms universitet,

128 s.

Walker, R.G. and Cant, D.J., 1984: Sandy fluvial systems. I : Walker, R. G. (ed.): Facies models, sec. ed. *Geoscience Canada, Reprint Series 1*, s 71-90.

Williams, G.P., 1983: Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. I. Cobble and boulder deposits. *Geogr. Ann.*, 65 A (3-4), s 227-243.

Zingg, T., 1935: Beiträge zur Schotteranalyse. *Schweizische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 15, s 39-140.

Åberg, C., 1960: Glacialmorfologiska studier i sydöstra Skåne. Geografiska institutionen, Lund. Opublicerad lic. thesis.

Åmark, M., 1984: The deglaciation of the eastern part of Skåne, southern Sweden. A study of till and stratified drift. *LUNDQUA thesis 15*, Department of Quaternary Geology, University of Lund, 124 s.

Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

1. Claeson, Dick & Nilsson, Magnus: Beskrivning av relationer mellan karlshamnsgniten och leukograniten i Blekinge. 1984.
2. Möller, Charlotte: Eklogitiska bergarter i Roan, Vestranden, Norge. En mineralinventering och texturstudie. 1984.
3. Simeonov, Assen: En jämförelse mellan Jorandomens tennanomala graniter och revsundsgranitens (Västerbotten) mineralogiska och petrografiska karaktär. 1984.
4. Annertz, Kristian: En petrografisk karakteristik av en sent postorogen mafisk intrusion i östra Värmland. 1984.
5. Sandström, Klas: Kartläggning av grundvattenförhållandena i ett delområde av provinsen Nord Kordofan, Sudan. 1984.
6. Gustafsson, Bengt-Olof & Ralfsson, Staffan: Undersökning av högsta kustlinjen på Rydsbjär vid Margareteberg i södra Halland. 1985.
7. Helldén, Johan & Nilsson, Anna-Greta: Undersökning av den baltiska moränleran vid Svalöv, NV-Skåne. 1985.
8. Persson, Karin: Kobolt i pyrit från Kiruna Järnmalmgruva. 1985.
9. Ekström, Jonas: Stratigrafisk och faunistisk undersökning av Vitabäckslernorna i Skåne. 1985.
10. Säll, Eva: *Neobeyrichia* from the Silurian of Bjärsjölagård. 1986.
11. Markholm, Carl-Owe: Svagt naturgrus och bergkrossmaterial till bärlager. En laboratoriestudie. 1986.
12. Hellström, Carina: Klassifikation av leptiter i malmstråket mellan Ö. Silvberg och Vallberget, Dalarna. 1986.
13. Öhman, Eva: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av meta-diabas och kvartskaratofyr i Kiirunavaaragruvan. 1986.
14. Holmberg, Glenn & Johansson, Lena: Sedimentologisk undersökning av de övre glacialfluviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne. 1986.
15. Thuning, Bengt & Linderson, Hans: Stratigrafi och överplöjning i Bussjö-området, Ystad. 1986.
16. Bergstedt, Erik & Löf, Arne I.: Naturvärme och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun. 1986.
17. Elg, Anette: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden. 1987.
18. Andrésdóttir, Aaudur: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland. 1987.
19. Eken, Karin: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg. 1987.
20. Kockum, Kajsa: Alkalisering vid konstgjord infiltration: En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland. 1987.
21. Wedding, Bengt: Granatförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie. 1987.
22. Utgår.
23. Hammarlund, Dan: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne. 1988.
24. Jansson, Caroline: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd. 1988.
25. Jerre, Fredrik: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland. 1988.
26. Svensson, Erik: Upper Triassic depositional environments at Lunnom, northwest Scania. 1989.
27. Vajda, Vivi: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. 1988.
28. Persson, Arne: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbatakalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland. 1988.
29. Regnell, Mats: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie. 1988.
30. Siverson, Mikael: Palaeosporinid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden. 1989.
31. Mathiasson, Lena: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet. 1989.
32. Månsson, Agneta: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides. 1990.
33. Lagerås, Per: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne. 1991.
34. Rundgren, Mats: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland. 1991.
35. Björkman, Leif: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland. 1991.
36. Holmström, Patrich, Möller, Per, & Svensson, Mats: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe. 1991.
37. Barnekow, Lena: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafimetoderna för kornstorleksanalyser. 1991.

38. Ask, Rikard: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protonic Zone, southern Sweden. 1992.
39. Leander, Per & Persson, Charlotte: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siejsjöområdet norr om Sölvesborg. 1992.
40. Mannerstrand, Maria: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige. 1992.
41. Johansson, Per: Moränstratigrafisk undersökning i kustklingar, NV Polen. 1992.
42. Hagin, Lena: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna. 1992.
43. Nilsson, Patrik: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides. 1992.
44. Nilsson, Pia: Lateritiserings - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias. 1992.
45. Jacobsson, Mikael: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden. 1993.
46. Christodoulou, Gina: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden. 1993.
47. Söderlund, Ulf: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland. 1993.
48. Remelin, Mika: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur. 1993.
49. Gedda, Björn: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Äleklinta, Öland, Sweden. 1993.
50. Månsson, Kristina: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania. 1993.
51. Carlsson, Patric: A Petrographic and Geochemical Study of the Early Proterozoic, Bangenhuk Granitoid Rocks of Ny Friesland, Svalbard. 1993.
52. Holmqvist, Björn.H.: Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko. 1993.
53. Zander, Mia: Sedimentologisk undersökning av en kvartär deltaavlagring vid övre Jyllandselev, Jameson Land, Östgrönland. 1993.
54. Albrecht, Joachim: Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit "Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany. 1993.