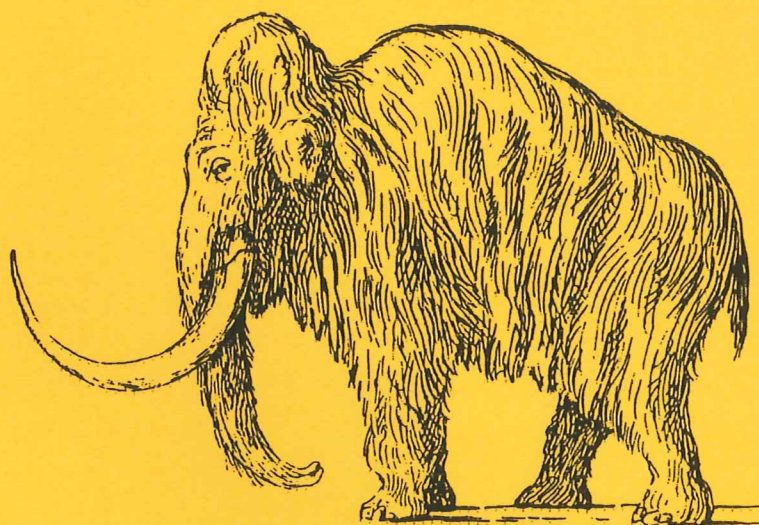


# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET  
GEOBIBLIOTEKET  
PERIODICA

## Kvartärgeologi

---



**Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för  
en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods  
i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne**

**Sven Birger Sundberg**

*pr*

---

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600955187

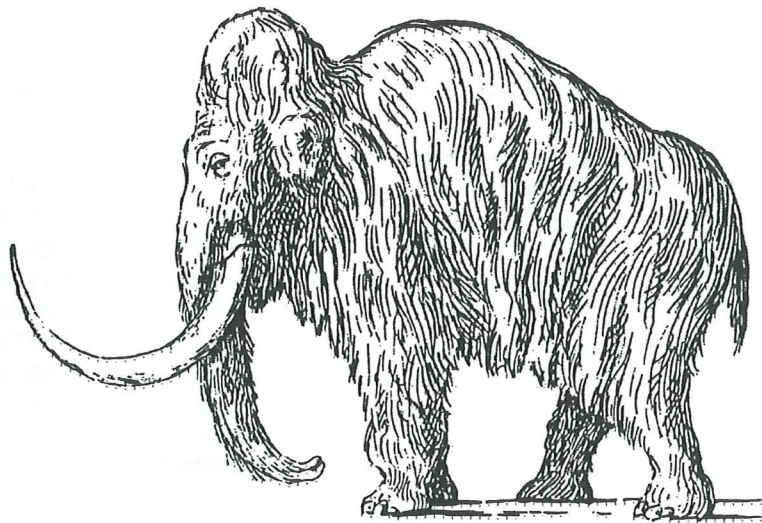
Examensarbete, 20 p  
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 124

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

## Kvartärgeologi

---



**Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för  
en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods  
i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne**

**Sven Birger Sundberg**

# Innehåll

<b>1</b>	<b>Introduktion .....</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Teorier och hypoteser kring de Skånska platålerornas och backlandskapets bildning .....</b>	<b>3</b>
<b>3</b>	<b>Områdesbeskrivning .....</b>	<b>4</b>
<b>4</b>	<b>Metodik .....</b>	<b>5</b>
<b>5</b>	<b>Skärningarnas sedimentologi .....</b>	<b>6</b>
5.1	Faciesgrupper .....	6
5.1.1	Faciesgrupp 1 .....	6
5.1.2	Faciesgrupp 2 .....	6
5.1.3	Faciesgrupp 3 .....	8
5.1.4	Faciesgrupp 4 .....	10
5.1.5	Faciesgrupp 5 .....	10
5.1.6	Faciesgrupp 6 .....	11
5.1.7	Faciesgrupp 7 .....	13
5.2	Förkastningar .....	13
5.3	Materialproveniens .....	14
5.4	Analys av sedimentens process-kedja .....	15
<b>6</b>	<b>Tolkning av sedimentationsmiljön .....</b>	<b>17</b>
<b>7</b>	<b>Diskussion om avlagrings-miljön kring Rydsgårdsryggen och platåleran .....</b>	<b>18</b>
<b>8</b>	<b>Slutsatser .....</b>	<b>19</b>
	<b>Tack .....</b>	<b>20</b>
	<b>Referenser .....</b>	<b>21</b>
	<b>Bilaga 1 (Sektion A)</b>	
	<b>Bilaga 2 (Sektion B)</b>	
	<b>Bilaga 3 (Sektion C)</b>	
	<b>Bilaga 4 (Sektion D)</b>	
	<b>Bilaga 5 (Sektion F och G)</b>	
	<b>Bilaga 6 (Sektion E-vänster)</b>	
	<b>Bilaga 7 (Sektion E-höger)</b>	
	<b>Bilaga 8 (Kornstorlekssammansättning för de olika litofacies; 1-6)</b>	
	<b>Bilaga 9 (Formanalyser för de olika litofacies; 1-4)</b>	



# Sedimentation processes and depositional environment of a rim-ridge surrounding a plateau-clay in the hummocky terrain of southern Sweden, Skåne.

**SVEN BIRGER SUNDBERG**

Sundberg, S. B., 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne. Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet. 20 poäng, nr 124. 22 pp.

Plateau-clays are significant features in the hummocky moraine area south of Romeleåsen ridge, Skåne, southern Sweden. The plateau-clays are smoothly undulating circular areas of glaciolacustrine clay, which drape the highest hummocks in the landscape. Rim-ridges often surround the plateau-clays. During the last hundred years the formation of these plateau-clays has been studied and discussed. In this study a section in a rim-ridge was investigated. The rim-ridge is surrounding a plateau-clay near Rydsgård. The aim of the study was to reconstruct depositional processes and sedimentary environment of the rim-ridge and to study the lateral transition into the plateau-clay. The section was investigated by detailed drawing, by lithofacies classification and by sampling for grain-size analyses, clast-lithology composition and analyses of clast-shape and roundness. The sediments in the section is a coarsening upward sequence, starting with laminated silty clay and grading into sand and gravel. The beds in the lower half of the sections are thin, with several, rapid transitions between massive silt and, normally-graded sand and ripple-laminated sand. In the upper half there are thicker beds of massive, matrix-supported gravel and gravely sand and diamict beds. These lithofacies sometimes wedge out and transform into fine-grained, better sorted lithofacies. The sedimentological analysis shows that the main depositional processes were a range of sediment gravity flows from debris flows to turbidity flows. The study also shows that the depositional environment was subaqueous. Sedimentary facies from a proximal, near shore environment can be followed into distal facies out in the basin. A prograding shoreline indicates a constant lake level or a slight level fall. The sedimentary basin was a supraglacial meltwater lake on a flat surface of stagnated ice. During melting of the ice masses, the lake was rapidly drained. When the ice finally wasted, the sediments in the basin were draped on an undulating substratum.

*Keywords:* Quaternary, Ice-walled lake plain, Rim-ridge, Debris flow, Turbidite, Subaquatic, Supraglacial, Hummocky.

*Sven Birger Sundberg, Department of Quaternary Geology, Lund University, Sölvegatan 13. S-223 62 Lund, Sweden*



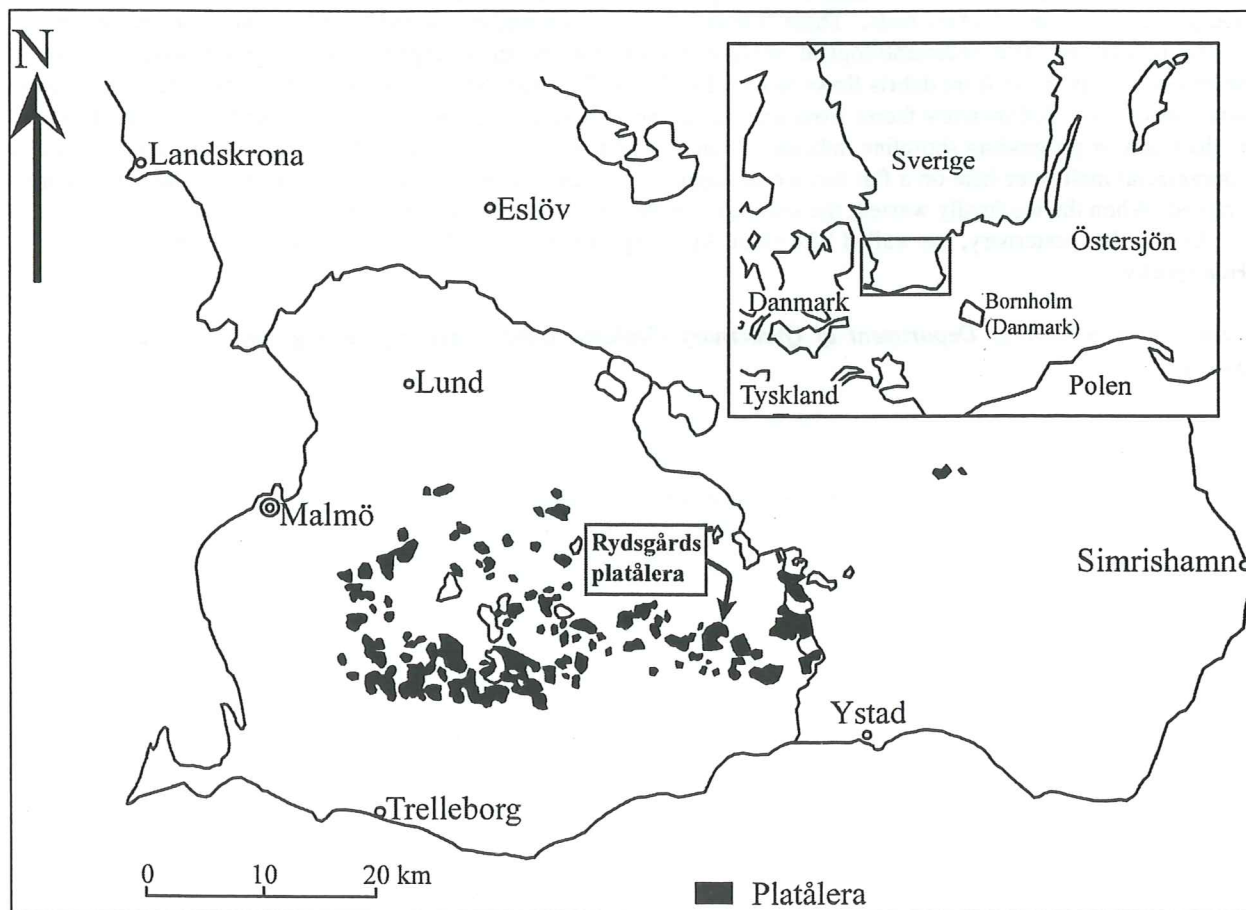
# 1 Introduktion

Det Skånska backlandskapet söder om Romeleåsen domineras av en småkullig terräng. I den småkulliga terrängen finns stora, cirkulära områden av glaciolakustrin lera, som bildar backlandskapets högsta kullformer (Westergård, 1906; Munthe, 1907; Nilsson, 1959; Ringberg, 1980; Daniel, 1992). Dessa lerområden kallas för platåleror p g a deras läge i landskapet (Westergård, 1906; figur 1). Platålerorna är oftast ett par kilometer i diameter och de cirkulära lerytorna flankeras vanligtvis av flacka rygghöjder. I den engelskspråkiga litteraturen används uttrycken "ice walled lake plains" och "rim-ridges" för lerplatåerna och deras kringgårdande rygghöjder. Härefter kommer beteckningen platålera att användas för lersedimenten uppe på platåerna och beteckningen lerplatå för landformselementet. "Ice walled lake plains" motsvarar ungefär lerplatå, men orden är ej synonyma. Som översättning av "rim-ridges" används ordet kantryggar.

Den ovannämnda morfologin med småkullighet och högt liggande lerplatåer omgivna av kantryggar påträffas i flera områden på det norra halvklotet, bl a i Nord Amerika (Gravenor & Kupsch, 1959; Ham & Attig, 1996), Stor Britannien (Huddart, 1982; Laxton, 1984) och i Danmark (Marcussen, 1977).

I den internationella litteraturen framställs två helt skilda huvudhypoteser över bildningen av kantryggar eller "rim-ridges". Den ena utgår från att ryggar bildats subglacialt genom uppressning av vattenmättade sediment i basala sprickor (Eyles *et al.* 1999). Den andra utgår från att ryggar bildats supraglacialt, d v s genom ackumulation uppe på isytan i ett stagnerat dödisområde (Ham & Attig 1996; Lagerbäck 1988).

Syftet med detta arbete är att undersöka och beskriva hur rygghöjden vid en av de sydsvenska platålerorna har bildats. Den undersökta ryggen ligger i kanten av en lerplatå, norr om Rydsgårds gods.



Figur 1. Undersökningslokalens läge i Sydsverige, samt platålerornas utbredning i det sydsvenska backlandskapet (modifierad efter Nilsson, 1959).

## 2 Teorier och hypoteser kring de Skånska platålerornas och backlandskapets bildning

Nedan presenteras olika teorier om hur lerplatåerna och det omkringliggande landskapet bildats. Teorierna har utvecklats under snart 100 år, utan att man kommit till någon slutgiltig lösning. Teorierna kommer senare att diskuteras vidare i modellbeskrivningen för platåleran vid Rydsgårds gods.

### Den stora sydsvenska issjön

En tidig modell lades fram av Bobeck (1906), som menade att samtliga av de skånska lakustrina sedimenten var erosionsrester och terrassbildningar i en stor sydsvensk issjö. Denna täckte till stora delar Skåne, från Hässleholm i norr till sydkusten i söder. Bobeck försökte dessutom korrelera lerorna med hjälp av skal och andra fossilförekomster. Denna teori förkastades av bl a Munthe (1907).

### Den första beskrivningen av platåleror

Westergård (1906), såg platålerorna, som bildade i isolerade isdämda sjöar, vilka uppkommit i högre liggande terräng i "det sydsånska ändmoränområdet". Han ansåg att orsaken varför sjöarna främst bildats på de högre liggande områdena, berodde på att dessa sjöar i högre grad än omgivningen absorberat värme och ljusstrålning, vid isens avsmältning. Den huvudsakliga dräneringsriktningen av isälvarna i området var från SO, eftersom Westergårds uppfattning var att isen rört sig från SO mot NV. Denna dränering stämde väl överens med sedimenttillförseln till de uppdämda issjöbassängerna. Westergård ansåg nämligen att kantryggarna huvudsakligen låg i de sydöstra delarna av lerplatåerna, där de bildats som mindre deltan.

### Nunatakombådets glaciala sjöar

Munthe (1907) ansåg att lerplatåerna bildats i uppdämda issjöar i ett dödisområde sydväst om

Romeleåsen. Vattnet dämde mellan den aktiva lågbaltiska isen, längs Sydsånes kust och den avsmältande NO-isen. Även Munthe ansåg att rygghöjderna var uppkomna genom sedimentation från isälvar, vilka mynnat ut i sjöarna. Ungefär samma bild, men något modifierad har även Nilsson (1959), Ringberg (1980) och Daniel, (1992). Munthe var av åsikten att de isolerade högre liggande sjöarna bildades p g a det tunnare istäcket på Romeleåsen, som vid issmältningen bildade ett nunatakombåd med lokala issjöar.

### Parallell till Veikimoränerna

Som en morfologisk parallell har platålerorna ansetts vara besläktade med de i norra Skandinavien förekommande Veikimoränerna (Lidmar-Bergström *et al.* 1991). Veikimoränernas bildning är bl a tolkade som subglaciala sprickfyllnader (Hoppe, 1952, 1957, 1959) eller som supraglaciala issjöbildningar (Clayton & Cherry, 1967; Lagerbäck, 1988).

### Det småkulliga landskapet

Som nämnts är det sydsånska landskapet dominerat av en småkullig terrängform. Man har tolkat denna småkullighet, som en dödisomorfologi av den sista Weichselisen (Daniel, 1992; Nilsson 1959; Lidmar-Bergström *et al.* 1991; Ringberg, 1980). Liksom platålerorna har det småkulliga landskapet flera bildningsteorier, bl a kan småkulligheten ha bildats vid isfronten som s k "pushmoraine", när isen drog sig tillbaka (Nilsson, 1959). Den andra teorin är baserad på observationer av recenta glaciärer i Svalbard, där man observerade hur en materialbemängd, stagnerad is smälte och bildade en s k invers topografi (Boulton, 1972; Eyles, 1979). Denna teori stöds genom studier av likartade kullformer i Nordamerika (Ham & Attig, 1996).



### 3 Områdesbeskrivning

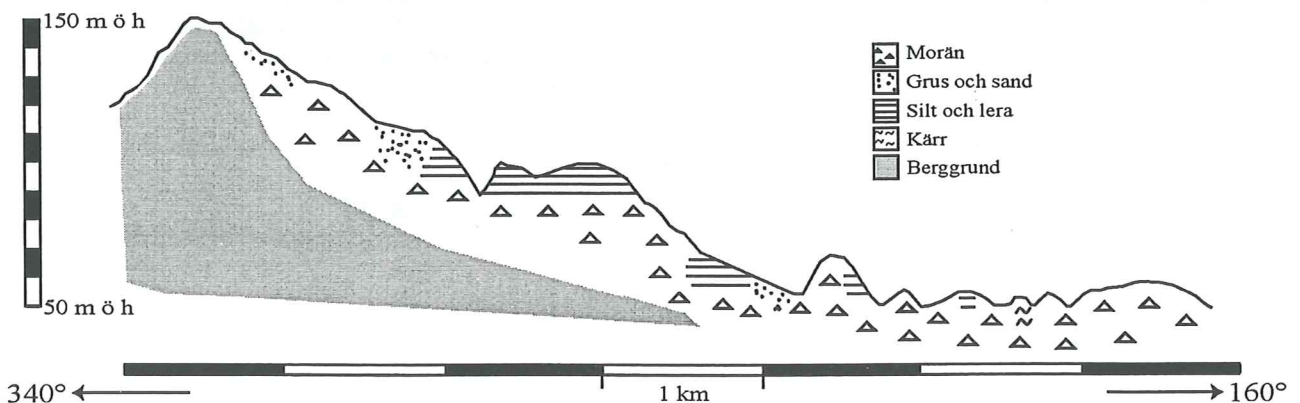
I södra Sverige finns det kulliga landskapet främst i det sk backlandskapet söder om Romeleåsen. Backlandskapet kan delas in i två typer (Nilsson, 1959): ett yttre, lägre liggande, kulligt landskap huvudsakligen i söder, med mjukt undulerande kullar; ett inre, högre liggande backlandskap, bestående av mer accentuerade och högre kullar med dödishålor och kärr emellan, reliefen är kraftigare i denna terräng.

Platålerorna finns i det högre liggande backlandskapet (Nilsson, 1959; Lidmar-Bergström *et al.* 1991). Platålerorna består av glaciolakustrina finsediment, främst lera. Platålerorna omgärdas av mindre kantryggar. Kantryggarna består av sandigt, grusigt glaciofluvium eller av morän. Vanligtvis finns mindre raviner eller nedskurna dalar i lerplatåerna. Ravinerna skär genom leran ner i underliggande morän och i vissa fall genom kantryggarna. Lerplatåerna är vanligtvis ett par kilometer tvärsöver och har en cirkulär utbredningsyta. Samtliga av platålerorna ligger lagrade eller draperade ovanpå de mindre kullarna (figur 2). Deras

yta är oftast svagt kullig och kan vara svåra att urskilja, från det omkringliggande småkulliga landskapet.

Rydsgårds platålera ligger i nära anslutning till Romeleåsens södra sluttning. Den ligger som två terrasser i landskapet (figur 2) och ytan är svagt undulerande. Kring kanterna av platåleran, blir den lakustrina leran grövre (siltig lera). Rydsgårds platålera omgärdas av glaciofluviala avlagringar, delvis med flack rygghform. Utanför rygghformerna och platåleran ligger småkullig, lerig morän. I lerplatån kan tre dräneringsdalar urskiljas.

Det undersökta hushållsgrustaget ligger strax söder om Olstorp, i den norra delen av lerplatån. Grustaget ligger i övergången mellan platåleran och det glaciofluviala materialet (figur 3 och 4). Under 1970-talet var tänkt ett mindre kommersiellt grustag, som senare lades ned och ytan blev avbanad. Detta medför att avvägningprofilen inte helt representerar den ursprungliga rygghformen.



Figur 2. Höjdprofil från Romeleåsen i norr ned över platåleran vid Rydsgårds gods och backlandskapet i söder (se fig 3) Höjdskalet är överdriven.

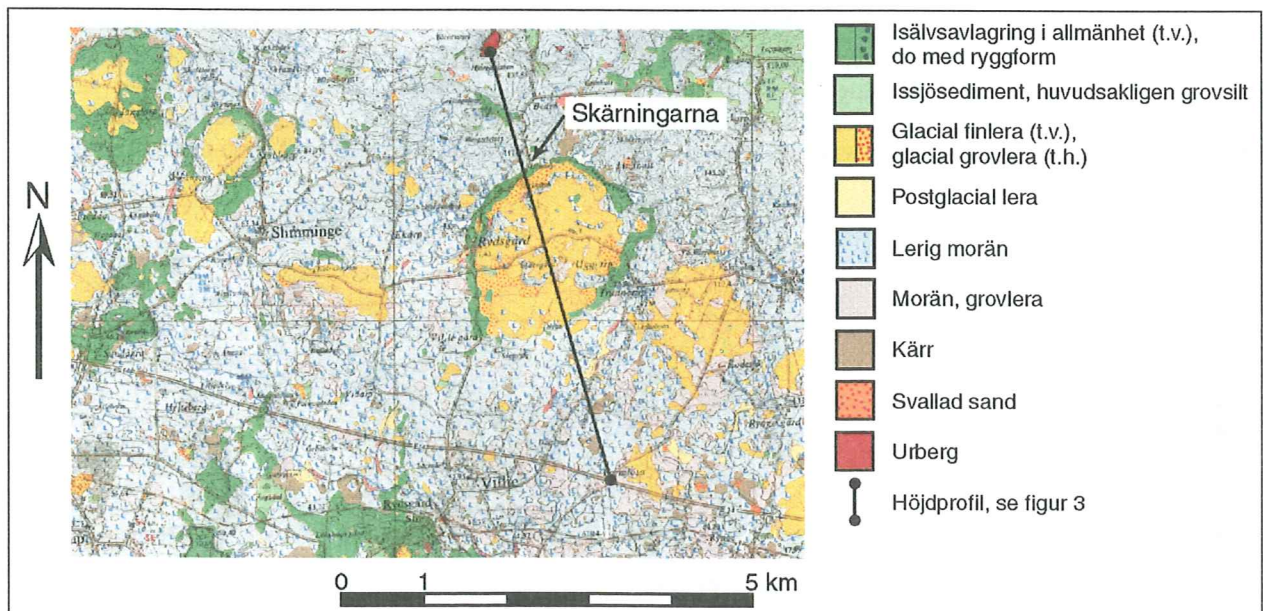


## 4 Metodik

Väggarna i grustaget rensades för hand och med hjälp av en frontlastare från Rydsgårds gods. De rensade väggarna detaljavitades, i skala 1:10, på millimeterpapper. Som hjälp för faciesbeskrivning användes ett modifierat facieskods-system, tabell 1 (Miall, 1978; Eyles *et al.* 1983). Prover för kornstorleksanalys, formanalys och bergartsanalys togs. Kornstorleksanalyserna utfördes med siktanalys och hydrometeranalys, enligt Delteus och Kristiansson (1995). I vissa fall har ett glapp mellan hydrometeranalysen och siktanalysen uppstått. I de fallen har hydrometeranalysernas procentfördelning anpassats till siktanalysernas procentfördelning. Formanalyserna utfördes enligt Zingg (1935) och rundningsgraden enligt Powers (1953). Bergartsanalyserna utfördes på grusfraktion, i storleken 4.8-5.6 mm. Minst 500 korn separerades i olika bergartsklasser. Avvägningen gjordes med hjälp av latta, kompass och avvägningsinstrument.

Tabell 1. Litofacies schema. Koderna är omgjorda till att passa detta arbete, från Miall, 1987 och Eyles *et al.* 1983.

Facieskod	Beskrivning	Figur
Dmm	Diamikt, massiv matrixstött	10
Gmm	Massiv matrixstött grus	9
GSmm	Massiv matrixstött grusig sand	9,10
Spp	Planlaminerad sand	8
Sm	Massiv sand	9
Sm(ng)	Massivsand, normalgraderad	8
Sr(B)	Rippellaminerad sand, B-typ	
Sr(S)	Rippel laminerad sand, S-typ	
Sr(hl)	Rippel laminerad sand, heterolitiska	7
Fl	Laminerad sand och silt	6
Fm	Massiv lera och silt	6



Figur 3. Kartutdrag från jordartskartan Ae 99-100 (Daniel, 1992), som visar jordartsfördelningen i en mindre del av backlandskapet sydväst om Romeleåsen. Kantryggens grus och sandavlagringar och skärningens läge i förhållande till platåleran vid Rydsgårds gods.

## 5 Skärningarnas sedimentologi

Skärningarna ligger i övergången från platålerans glaciolakustrina siltiga, lera till kantryggens sandiga, grusiga litofacies (figur 3 och 4). Norr om skärningen övergår det glaciofluviala materialet till lerig morän och senare till ett mindre kärr. I söder fortsätter den glaciolakustrina leran och ytterligare längre söderut finns en mindre ravin nedskuren genom platåleran ner i underliggande leriga morän (figur 2). Skärningarna går generellt från grusig grovsand överst, till siltig lera i botten (figur 4). I skärningarna finns flera förkastningsstrukturer, se sektionsritningarna (bilaga 1-7). Sektion G ligger en bit ovanför och något längre in i ryggen, än de övriga sex sektionerna (figur 4 och 5).

### 5.1 Faciesgrupper

Skärningarna karaktäriseras av snabba och täta övergångar mellan de olika litofaciestyperna. En konventionell indelning i litofacies skulle vara alltför detaljerad och överskådlig. Därför kommer faciesgrupper att användas för att lättare kunna beskriva avlagringarnas bildningssätt. Varje faciesgrupp består av flera litofacies med korta och upprepade övergångar både lateralt och vertikalt. Indelningarna i faciesgrupper har gjorts på grundval av dominerande litofacies.

#### 5.1.1 Faciesgrupp 1

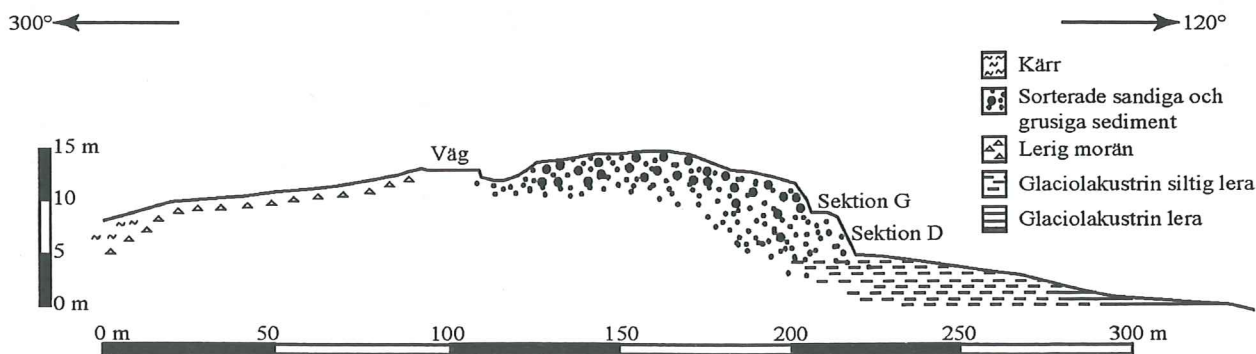
*Beskrivning:* Denna faciesgrupp domineras av planlaminerad finsand, silt och siltig lera (F1-facies; figur 6). Lamina i denna grupp är huvudsakligen tunna, ca 1-5 mm. Sporadiska gruskorn förekommer

inlagrat i lamineringen. Kornstorleken på dessa korn är i regel mellan- till grovgrus och kornen är oftast kantiga. På begränsade ytor kan grus- och stenhalten vara mycket hög. Underordnat i faciesgruppen är massiva, homogena lager av finsand, silt och lera (Fm-facies). Ett tjockare lager av starkt deformerad lera och spridda större partiklar har inkluderats till faciesgrupp 1, se sektion D. Leran är i ooxiderad form grå och i oxiderad form rostbrun till svartfärgad (figur 6c).

*Tolkning:* Det finkorniga materialet är avsatt i stillastående vatten genom sedimentation från suspenderat finmaterial. Lamineringen i sedimenten pekar på en icke-kontinuerlig sedimenttillförsel. Detta innebär att de laminerade sedimenten sannolikt avsatts som distala turbiditer (Bouma, 1962; Walker, 1992). De kantiga kornen i lamineringarna, kan häröra från material som fallit ned från en flytande isyta, varmed gruset har fallit ned på den leriga botten. De grövre kornen kan även ha hamnat på botten som utrullade stenar från en närliggande sluttning (Nemec *et al.* 1984; Eyles, 1987).

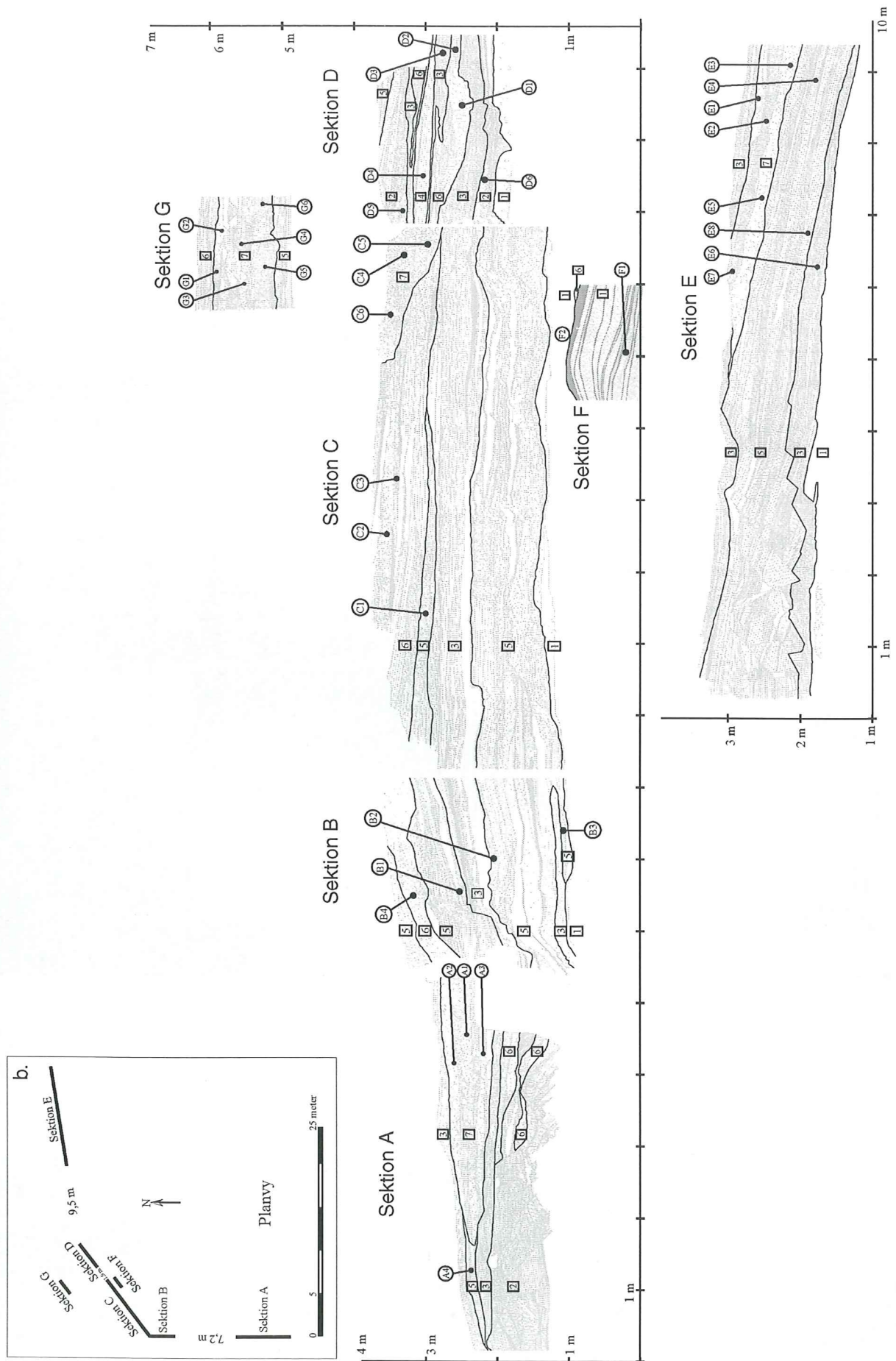
#### 5.1.2 Faciesgrupp 2

*Beskrivning:* Denna faciesgrupp domineras av lager av massiv, homogen eller normalgraderad sand (Sm-, Sm(ng)-facies), planlaminerad silt (F1-facies) och finsand (Spp-facies; figur 7a). Sandlagren är vanligtvis ej tjockare än någon centimeter. Underordnat i gruppen förekommer tjockare lager av mellansand, som är planlaminerade (Spp-facies) eller normalgraderade (Sm(ng)-facies). Spridda gruskorn och enstaka stenar finns utspridda i och mellan lagren.



Figur 4. Jordartskarterad och avvägd profil tvärs över kantryggen vid Rydsgårds gods.





Figur 5. Översikt av skärningen i kantryggen.. Sektionernas höjdläge kan ses i de sju siluetterna. Höjdangivelserna för sektion E är desamma som för de övriga siluetterna. Cirklar representerar provtagningspunkter och fyrkanter representerar faciesgrupper. Sektionernas plan i förhållande till varandra presenteras i 5a

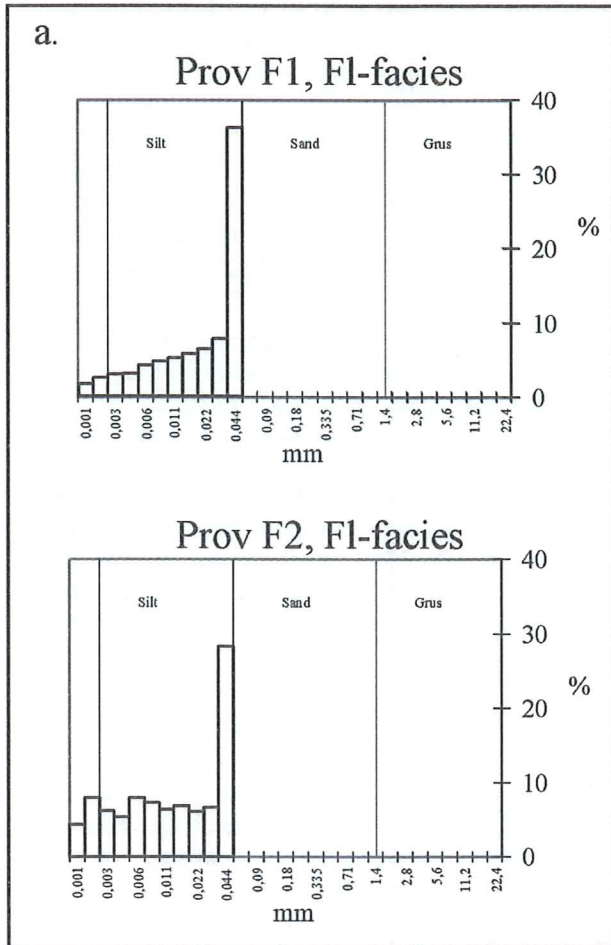


*Tolkning:* De planlaminerade lagren av silt och finsand, tolkas på samma sätt som de laminerade lagren i faciesgrupp 1, d v s som distala delar av turbiditströmmar. De enstaka normalgraderade sandlagren som överlagras av planlaminerad sand, tolkas också som turbiditavsatta sediment, framför allt högdensitetsturbiditer, men även den undre delen av en Boumasekvens (Bouma, 1962; Walker, 1992; Nemeč *et al.* 1984; Eyles, 1987). De utspridda gruskornen och stenarna har sjunkit vertikalt mot botten, an-

tingen från flytande isflak eller från strandslutningen, på samma sätt som i faciesgrupp 1.

### 5.1.3 Faciesgrupp 3

Faciesgruppen domineras av rippellaminerade lager i finsand till mellansand. På grund av olika kornstorleksammansättningar och avlagringens kontinuitet, så indelas gruppen i 3a och 3b.



Figur 6. Litofaciesgrupp 1. 6a: Representativa prov på kornstorleksammansättning i F1-facies. 6b: Laminerad silt och siltig lera med inlagrad mindre sten. 6c: Järn- och manganutfällningar i oxiderad lera vid övergången till siltig sand.



### Faciesgrupp 3a

**Beskrivning:** Lagren i denna faciesgrupp är huvudsakligen uppbyggda av heterolitiska ripplor (Sr(hl)-facies; figur 7c). Kornstorleken varierar från silt till finsand (figur 7b). Ripplornas avlagringsform är vanligen assymetriska A-riplor, med täta och abrupta förändringar i kornstorlekarna. Inlagrat i de heterolitiska rippellagren förekommer massiv- och planlaminerad sand. Enskilda heterolitiska rippellager verkar ej ha någon nämnvärd lateral kontinuitet. Som mest, blir denna lagertyp en halv meter tjock.

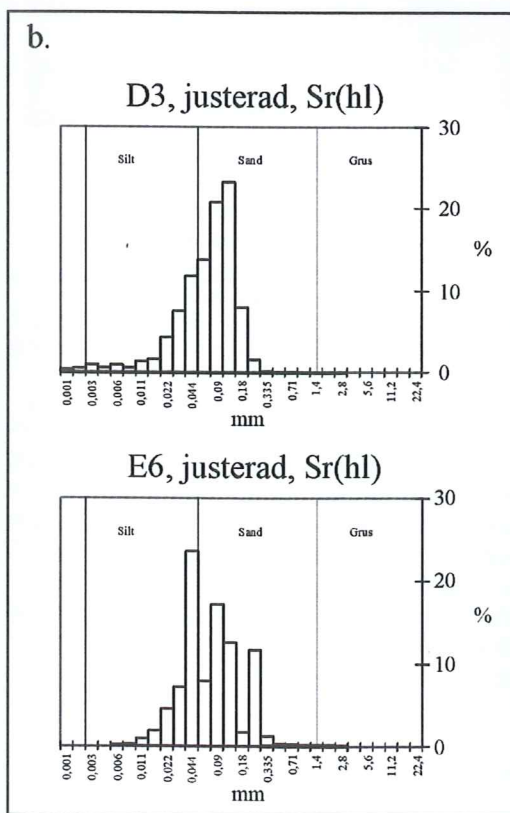
**Tolkning:** De heterolitiska ripplorna är bildade i relativt låg strömhastighet. Strömhastigheten har varierat med kortvariga pulser, från mycket låga strömhastigheter, som avsatt silt, till något högre hastighet som gett sandriplor. Tillfälliga högre strömhastigheter har gett upphov till planlaminerade sandlager (Spp-facies). De massiva lagren hör från kohesionsfria *debris flows* (sedimentströmmar) (Allen, 1971; Hampton, 1972; Lawson, 1982; Postma, 1984; Nemeč *et al.* 1984; Eyles, 1987; Ghibaudo, 1992) eller från

turbiditströmmar (Bouma, 1962; Allen, 1971; Hampton, 1972; Walker, 1978). De heterolitiska ripplorna har antagligen bildats från strömmar, som huvudsakligen genererats i samband med fluidisering och vattenavgång upp mot ytan av *debris flows* (Lawson, 1982; Postma, 1984; Nemeč *et al.* 1984; Eyles, 1987).

### Faciesgrupp 3b

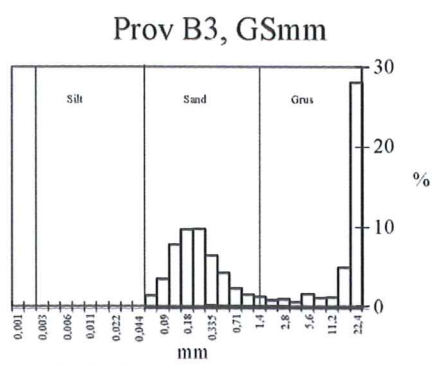
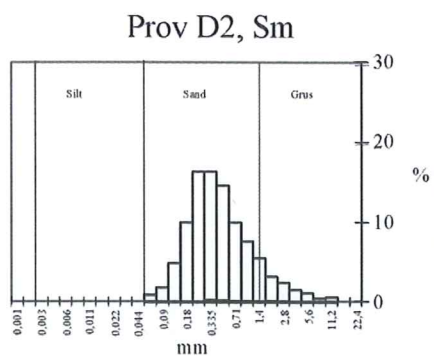
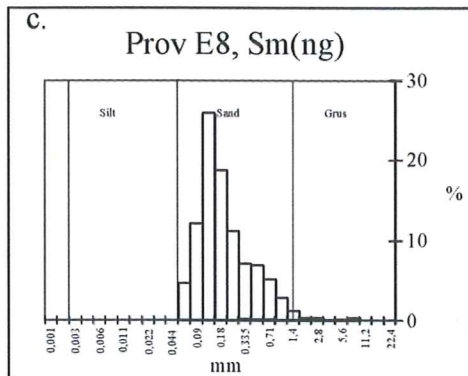
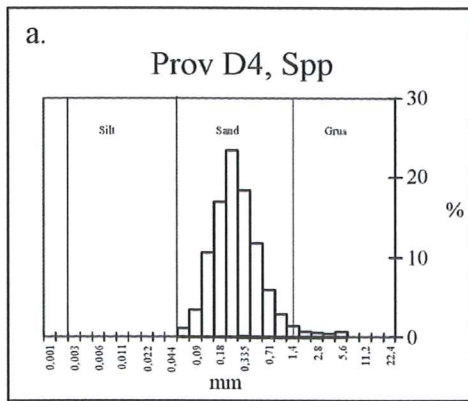
**Beskrivning:** Ripplorna i denna faciesgrupp är välutbildade B- och S-riplor (Sr(B)- och Sr(S)-facies). Kornstorlekssammansättningen hos ripplorna är homogen. Ripplorna övergår periodvis från B- till S-riplor. Faciesgruppen har liten lateral och vertikal utbredning i skärningarna.

**Tolkning:** Ripplorna är utbildade i en ström med låg strömhastighet. Strömmen har varit mer kontinuerlig än i faciesgrupp 3a. Materialtillgången i vattnet har varit hög. Övergången från B- till S-riplor, beror på en ändring av materialtillförseln och att sedimentationsmiljön blir mer dominerad av suspensionsavsättning, d v s lägre strömhastighet (Ashley *et al.* 1982).



Figur 7. Faciesgrupp 2 och 3a. 7a: Faciesgrupp 2, med tunna, homogena och normalgraderade lager av sand med spridda gruskorn och stenar. 7b: Representativa prov på kornstorlekssammansättningen i Sr(hl)-facies. 7c: Heterolitiska ripplor, faciesgrupp





Figur 8. Faciesgrupp 4 och 5. 8a: Representativt prov på kornstorlekssammansättning i Spp-facies. 8b: Planlaminerad sand (Spp-facies). Figur 8c och d: Faciesgrupp 5. 8c: Representativa prov på kornstorlekssammansättningen för Sm(ng)-, Sm-, och GSmm-facies. 8d: Massiva, homogena och normalgraderade lager av sand och grusig sand, med spridda gruskorn och stenar.

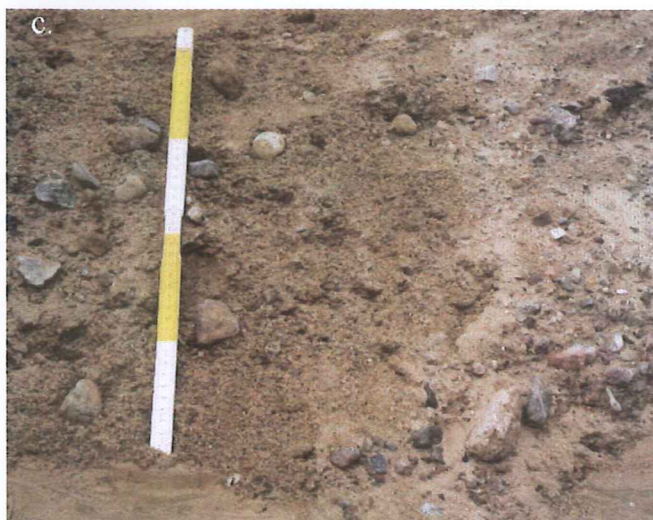
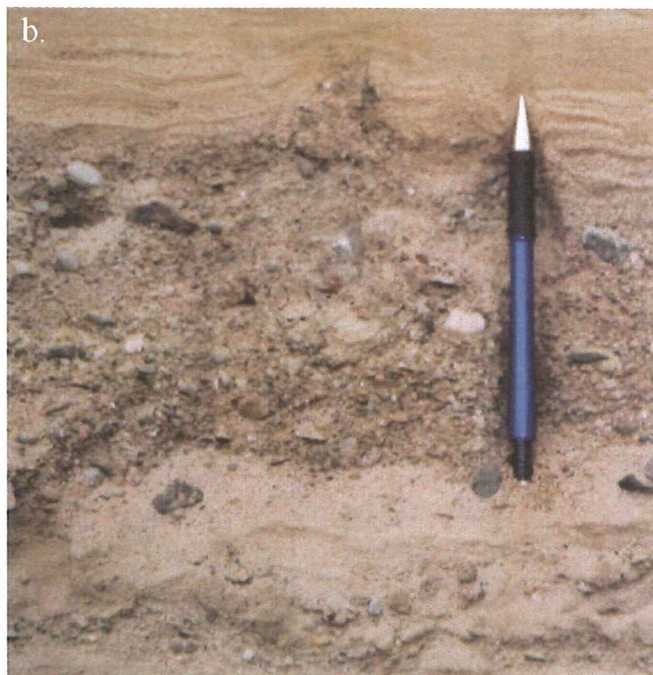
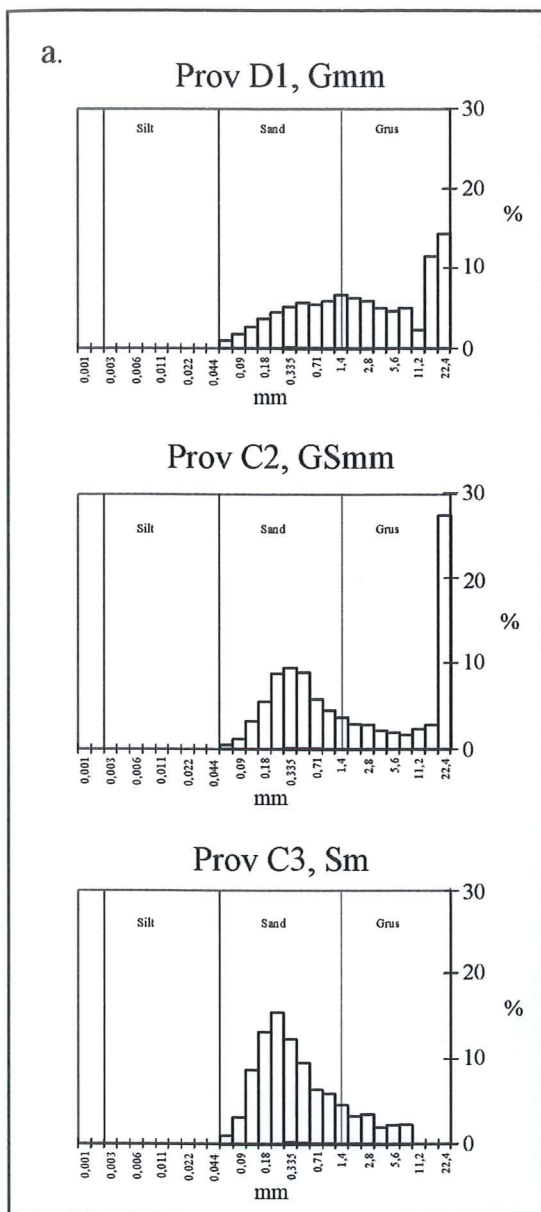
#### 5.1.4 Faciesgrupp 4

**Beskrivning:** Faciesgruppen består av endast en enda litofacies, en väl sorterad planlaminerad mellansand (Spp-facies; figur 8b). Denna faciesgrupp förekommer endast i skärning D, där lagret har en erosiv basal kontakt och är maximalt ca två decimeter tjockt. I den övre delen finns ett tunt massivt siltlager.

#### 5.1.5 Faciesgrupp 5

**Beskrivning:** I denna faciesgrupp dominerar tunna lager av massiv, homogen mellan- till grovsand (Sm-facies) och massiv, normalgraderad mellan- till grovsand (Sm(ng)-facies; figur 8d). Mellansandslagren är





Figur 9. Faciesgrupp 6. 9a: representativa prov på kornstorleksammansättning i faciesgrupp 6. 9b: Tjockare lager av massiv grusig sand (underst) och massiv, matrixstött grus. 9c: GSmm-facies från sektion G.

vanligtvis mindre än en centimeter tjocka, medan grovsandslagren är ett par centimeter tjocka. Underordnade litofacies i denna grupp är massivt, matrixstött sandigt grus (SGmm-facies), massiv finsand (Sm-facies) och heterolitiska ripplar (Sr(hl)-facies). De grusiga lagren är vanligtvis lateralt begränsade och är sällan tjockare än ett par decimeter. Dessa lager övergår oftast lateralt till planlaminerad sand (Spp-facies) eller massiv sand (Sm-facies). Mellan och i lagren finns flera gruskorn utspridda.

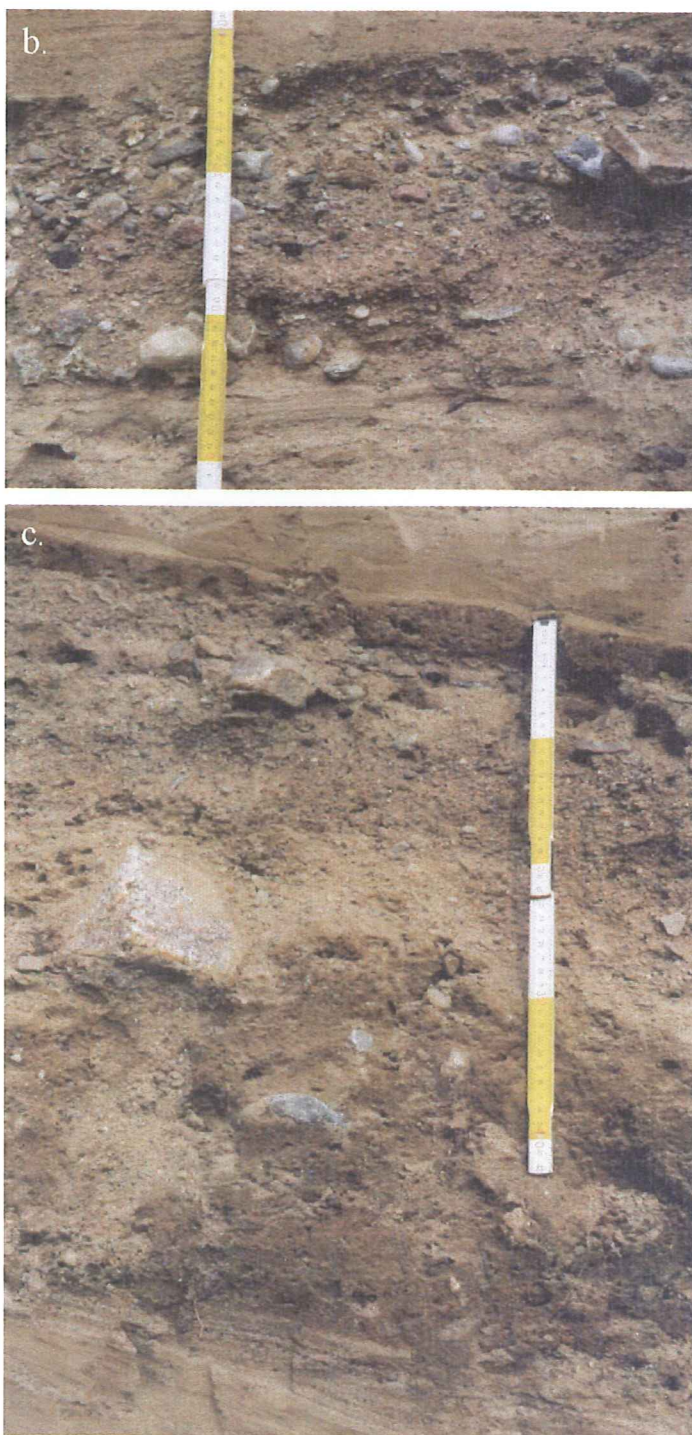
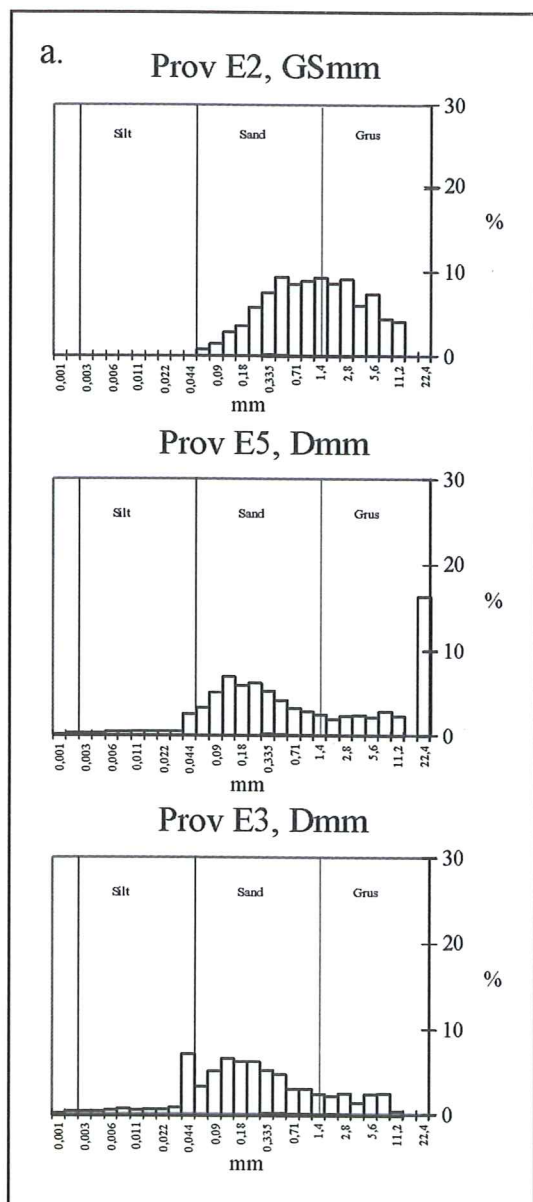
*Tolkning:* De tunna massiva och normalgraderade sandlagren är bildade ur mindre kohesionsfria *debris flows*, typ IV enligt Lawson (1982). De heterolitiska ripplarna kan ha bildats vid vattenavgång från en *debris flow* med en påföljande övergång till en långsam vattenström på *flowns* överyta med ripplor som bäddform. Ripplarna tyder på en subakvatisk-avsättningsmiljö (Nemec *et al.* 1984; Postma, 1984;

Eyles, 1987). De planlaminerade lagren är bildade ur strömmande vatten i den övre flödesregimen (Miall, 1996). Gruskornen är troligtvis avlagrade på samma sätt som gruskornen i faciesgrupp 1 och 2. De kan också ha transporterats glidande på ytan av mindre densitetsströmmar eller mindre *debris flows*, efter nedbrytningen av distala delar av tjockare *debris flows* (Postma, 1984).

### 5.1.6 Faciesgrupp 6

*Beskrivning:* Faciesgruppen domineras av homogent, massivt, matrixstött grus (Gmm-facies) eller homogen, massiv matrixstött grusig sand (GSmm-facies), figur 9. Lagren är vanligtvis ca 1-4 decimeter tjocka. Dessa lager är lateralt begränsade och är vanligtvis 1-2 meter breda (sektion C och D), eller så förekommer de som tunna, mindre linser i bl a sektion

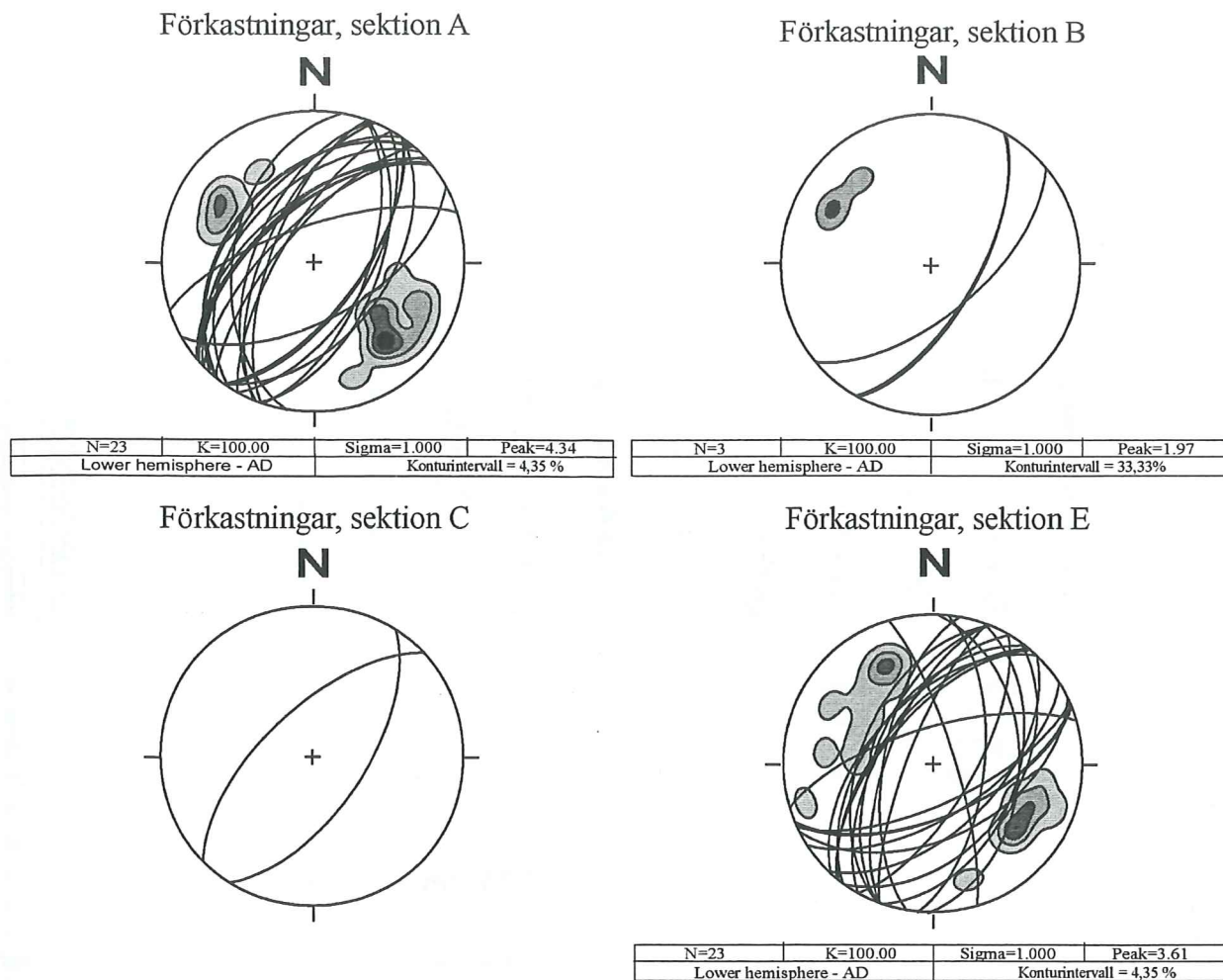




Figur 10. Faciesgrupp 7. 10:a Representativa prov på kornstorleksammansättning för faciesgrupp 7. 10b: Lager av GSmm-facies. 10c: Lager av Dmm-facies (underst) och ett ca 2 dm tjockt lager av GSmm-facies.

G, vanligen från 2 till 5 dm breda. Underordnat i denna faciesgrupp är planlagrad massiv mellansand (Sm-facies), normalgraderad planlagrad sand (Sm(ng)-facies), massiva lager av silt (Sim-facies) och heterolitiska ripplor (Sr(hl)-facies). De heterolitiska ripplorna är oftast lagrade ovanpå de dominerande facies i denna grupp. De planlagrade massiva lagren av mellansand är vanligtvis någon centimeter tjocka, men kan då de ligger intill en tjockare massiv, matrixstödd grusig sand, vara ca två decimeter tjocka, som sedan tunnas ut ju längre bort de kommer från den grusiga sanden (GSmm-facies), se sektion D.

*Tolkning:* De grova massiva lagren har bildats genom avsättning av kohesionsfria *debris flows*. De övre delarna av dessa *debris flows* är vanligtvis fasta, tillhörande typ II-III enligt Lawson (1982). När sedimenten blir graderade, innebär detta oftast att vattenhalten ökar i en *debris flow*, som kan övergå till högdensitets turbiditströmmar. Denna övergång kan även ge upphov till planlaminerade lager enligt Postma (1984). Övergången sker när en *debris flow* kollapsar och därefter bryts ned p g a vattenupptag. De heterolitiska ripplorna kan ha bildats på ytan av *debris flows* i samband med vattenavgång och påföljande uppkomst av självständiga strömmar, med ripplor som bäddform (Nemec *et al.* 1984; Postma, 1984; Eyles, 1987)



Figur 11. Förkastningar i skärningarna A, B, C och E. Normalförkastningarna har en huvudstupning åt sydost.

### 5.1.7 Faciesgrupp 7

**Beskrivning:** Den sista faciesgruppen består av tjocka lager av massiv, matrixstött diamikton (Dmm-facies) och massivt matrixstött grus (Gmm-facies), figur 10. Lagren är erosiva i sin bas och kan bli upp till en halv meter tjocka. Genom att se hur sektionerna skär lagren, kan man dra slutsatsen att de enskilda lagren är långsmala i sin form. Ingen tydlig gradering i lagren går att urskilja. En svag antydning till normalgradering finns dock i de tre översta lagren i sektion D. Underordnat i denna faciesgrupp, är planlaminerad finsand (Spp-facies) och heterolitiska ripplar (Sr(hl)-facies). Dessa lager finns vanligtvis lagrade ovanpå dominerande facies.

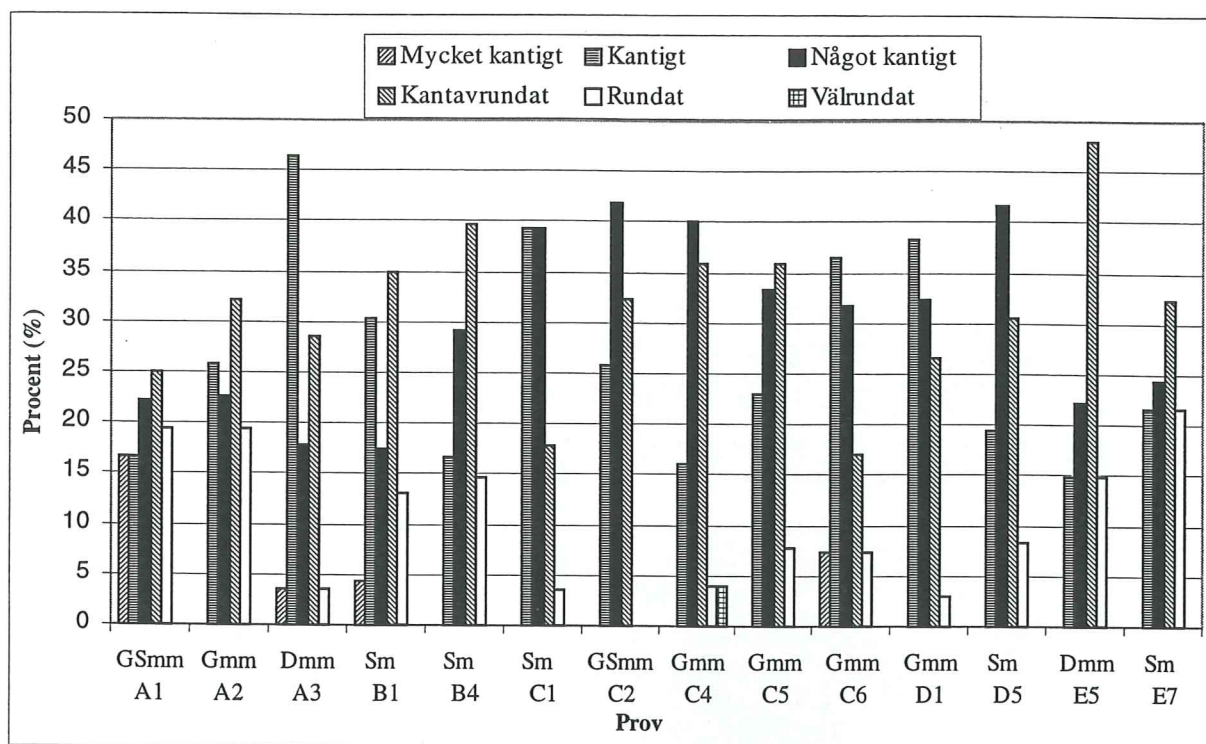
**Tolkning:** Faciesgruppen är dominerad av kohesiva *debris flows* (Dmm-facies) och av kohesionsfria *debris flows* (Gmm-facies). Kohesiva *debris flows* är initierade från diamikt material, som ej blivit urtvättat av smältvatten. Detta kan ställas mot de kohesionsfria *debris flows*, som bildats vid omlagring av ett mera ursköljt material. Typiskt för faciesgruppen är tunna lager av planlaminerad sand och heterolitiska ripplar,

som överlagrar de tjockare lagren i denna faciesgrupp (Dmm- och Gmm-facies). De finkorniga bäddformererna är bildade vid vattenavgång från *debris flows* och påföljande bildning av strömmar uppe på ytan. Formen på lagren av huvudfacies, tyder på att sedimentströmmarna varit av klass II enligt Lawson (1982). Dessa är vanligtvis kanaliserade, med en erosiv bas och är till formen långsmala eller lobformade.

### 5.2 Förkastningar

**Beskrivning:** Förkastningarna i sektionerna är s k normalförkastningar med stupning ca 60° och med stupningsriktning åt sydost (figur 11). Vinkelrätt mot normalförkastningarna finns antitetiska förkastningar, som uppkommit genom extension av förkastningssetten (stupning ca 30°, åt nordväst). I ett fåtal fall förekommer s k konjugata förkastningar, bl a i sektion A och E. Normalförkastningarna är tydligast i sektionerna A och E, men förekommer också sparsamt i sektion B, C och D. I dessa tre sektioner (B, C och D), förekommer dock mer tydligt skjuvade, plastiska förkastningar, s k *dipslip* med stupning ca 50° och stupningsriktning åt sydost.





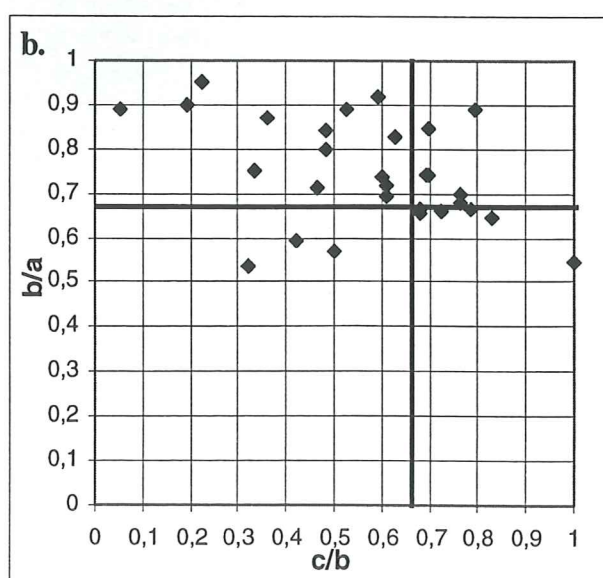
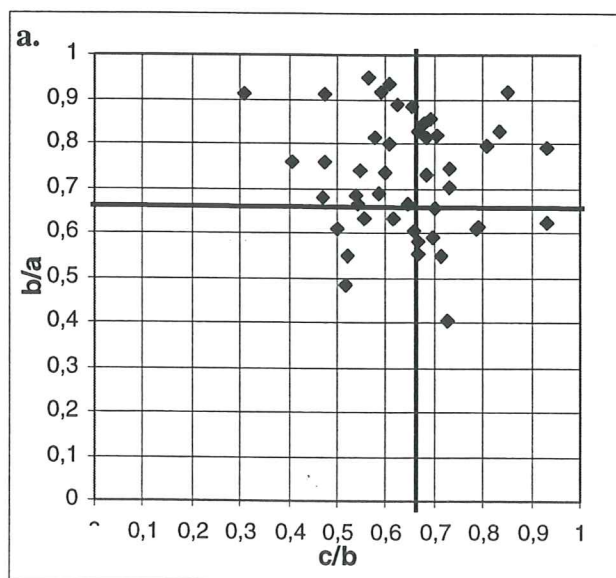
Figur 12. Bestämning av rundningsgraden (Powers 1953). Rundningsgraden är till största delen koncentrerad till kantigt-något kantigt.

*Tolkning:* Normalförkastningarna och de tillhörande antitetiska förkastningarna, samt de konjugata förkastningarna, tyder på sättningar som skett i en sluttning, som stupat mot sydost (figur 11). Sättningarna som gett upphov till normalförkastningsstrukturerna har bildats under och efter en första avlagringsfas, då huvudsakligen faciesgrupp 1, 2 och 5 avsatts. Efter denna avlagringsperiod finns inga spår efter sättningar.

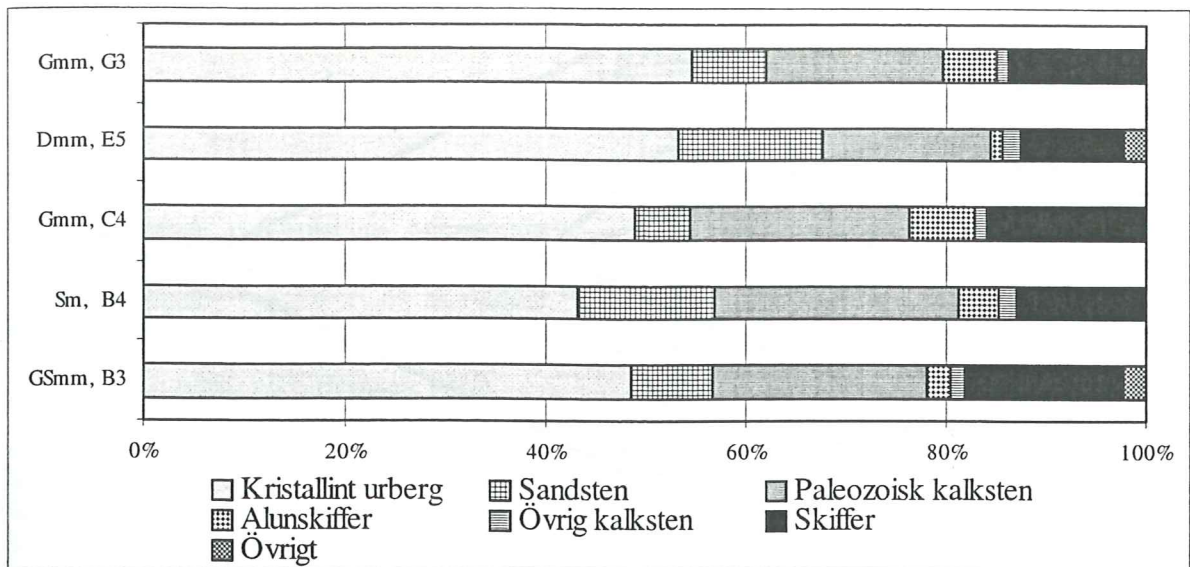
### 5.3 Materialproveniensen

Genom att studera litofaciesgrupperna 6 och 7, kan slutsatser om gravitationsprocessernas materialursprung och bergartsproveniensen spåras. Detta görs främst genom att studera bergartssammansättning, partikelform, rundningsgrad och kornstorlekssammansättning i proverna.

Kornstorlekssammansättningen i dessa litofaciesgrupper består främst av två typer. De diamikta lagren



Figur 13. Representativa resultat på formanalyser av, a; prov B4 och b; prov C2. Den huvudsakliga populationen ligger koncentrerad till tallriks- och likaxliga former. De resterande proverna visar på ungefär samma populationsfördelning, se bilaga 9:1-4.



Figur 14. Bergartssammansättningen i skärningen. I diagrammet kan inga signifikanta skillnader mellan proverna ses.

innehåller ler, silt, sand och grus. Dessa kornstorlekar är jämt fördelade över kornstorleksskalan. Den andra typen av sammansättning innehåller mer grovt material och saknar helt lera, silt och finsand. Denna skillnad beror troligen på att den första typen av sammansättning påminner om det primära moränmaterialets sammansättning. Den andra typen av sammansättning, beror troligen på att moränmaterial blivit urtvättat av okanaliserade smältvattenströmmar innan de initieras som *debris flows* (Boulton, 1968). En annan förklaring till den grövre kornstorlekssammansättningen är att borttransport av finkornigt material i *debris flows* sker genom vattenavgång under transport och avsättning (Lawson, 1982; Nemeč *et al.* 1984; Postma, 1984; Eyles, 1987).

Rundningsgradsanalyserna pekar på en dominans av kantiga till något kantiga partiklar (figur 12). Detta tyder på att materialet genomgått en viss bearbetning, som mycket väl skulle kunna motsvara en glacial transport. Det tyder även på att fluviala processer, som vid längre transport skulle gett välrundat material, ej dominerat avsättningsmiljön. I vissa prover förekommer mycket kantiga partiklar, dessa är troligtvis frostsprängda.

Formanalyser gjorda på vissa lager av GSmm-, Gmm- och Dmm-facies, visar att formen ej skiljer sig åt mellan de olika litofacies (figur 13). Populationerna ligger relativt nära tallriks- och likaxliga former. Inga prover visar populationer, som tydligt påverkats av glidrörelser med anrikning av blad- och tallriksformer.

I bergartsanalyserna framkommer det inga signifikanta skillnader mellan de fem olika proven, tagna på skilda nivåer i grustaget (figur 14). De består främst av kristallint urberg, ca 50-60%, paleozoisk kalksten, ca 20%, skiffer, 10-15% och i varierande grad sandsten, ca 5-15%. Mindre förekommande, men dock viktigt är alunskiffer och skiffer. Sammansättningen stämmer överens med bergartssammansättningarna från andra kantryggar i det högre backlandskapsområdet och i isälvsavlagringarna kring Blentarp, norr

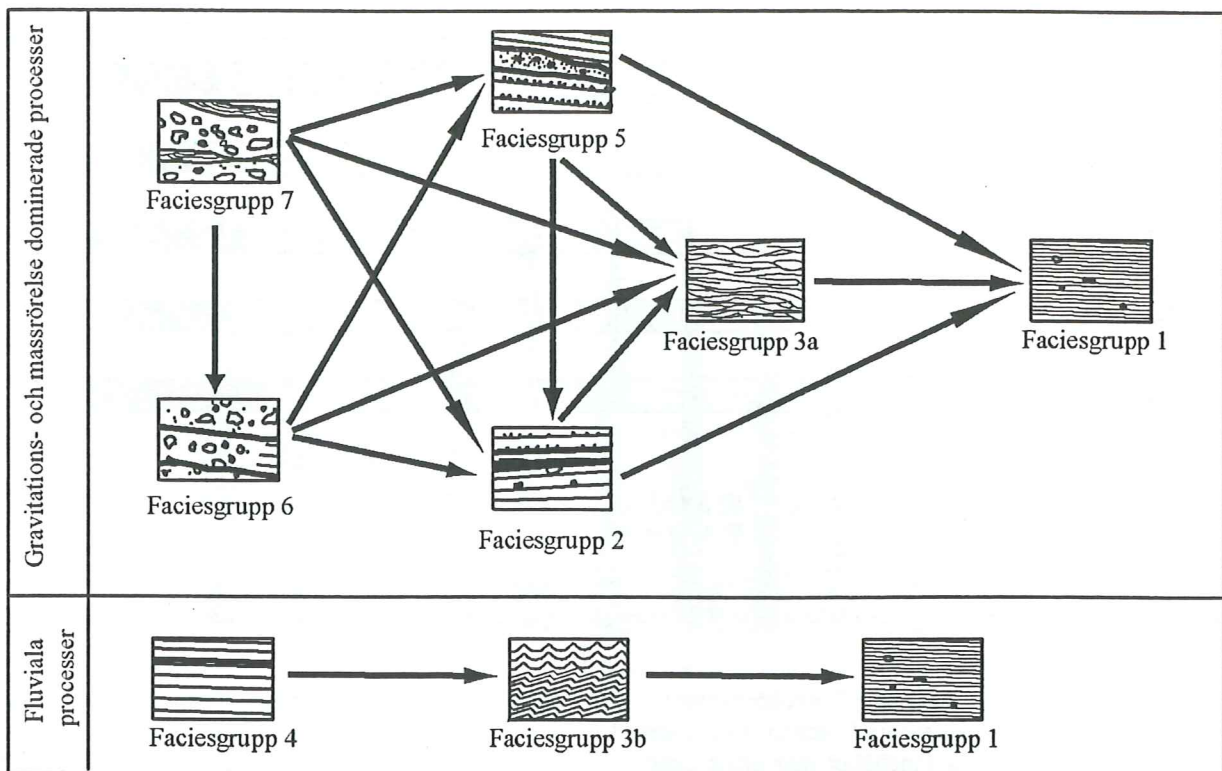
om Romeleåsen och i södra delen av Vombsänkan enligt sammanställning av Daniel (1992). Sammansättningen är av baltiskt ursprung (Nilsson, 1959; Ringberg, 1980; Daniel, 1992).

## 5.4 Analys av sedimentens processkedja

En analys av vertikala och laterala övergångar mellan de olika faciesgrupperna visar på ett samband, som kan relateras till proximala och distala facies i en kedja dominerad av gravitations- och massrörelseprocesser (figur 15).

Faciesgrupp 6 och 7 är båda utbildade från material som smält ut från isen och direkt omlagrats eller som genomgått ursköljning och omlagring innan de slutavlagrats som *debris flows*. Dessa har deponerats nära sin materialkälla och utgör proximala faciesgrupper. Vid vattenavgång genom fluidisering av *debris flows*, har heterolitiska ripplor kunnat bildas av strömmar på överytan (Lawson, 1982; Nemeč *et al.* 1984; Postma, 1984; Eyles, 1987; Ghibaud, 1992). Faciesgrupp 3a, som domineras av de heterolitiska ripplorna, är bildad från kortvariga och varierande strömpulser, vilka har genererats av massrörelserna och som kunnat fortsätta utanför de proximala avlagringarna. De heterolitiska ripplorna tolkas som diagnostiska kriterier på subakvatisk bildningsmiljö, eftersom de tunna vattenflöden, som bildas på ytan av en subaeril *debris flow* inte uppnår tillräckligt vattendjup för att ripplor skall kunna bildas. I subaeril miljö resulterar fluidisering och vattenavgång upp till ytan i en ytavrinning, med bildning av av planlaminerad silt och sand enligt Nemeč *et al.* (1984). Det suspenderade materialet har därefter fortsatt ut i bassängen som turbiditströmmar och kunnat bilda de planlaminerade finkorniga sedimenten (Fl- och Fm-





Figur 15. Kedja som visar faciesgruppernas processmässiga förhållande till varandra, från de proximala faciesgrupperna 6 och 7, till den distala faciesgruppen 1. Pilarna representerar möjliga övergångar mellan de olika faciesgrupperna.

facies) i faciesgrupp 1, den mest distala faciesgruppen (Allen, 1971; Hampton, 1972).

När en *debris flow* stannar upp (faciesgrupp 6 och 7), kan den brytas ned genom vattenupptag och gravitationspåverkan. Denna nedbrytning kan bilda högdensitetsströmmar, som ger upphov till homogena, massiva lager (Sm-facies) och massiva normalgraderade lager (Sm(ng)-facies). Enligt Postma (1984) är denna typ av nedbrytning typisk för en subakvatisk bildningsmiljö. Dessa ovannämnda litofacies är huvudfacies i faciesgrupperna 2 och 5. Faciesgrupp 2 är uppbyggd av något finkornigare sediment, finsand, mellansand och silt, medan faciesgrupp 5 domineras av kornstorlekarna, grusig sand, mellansand och finsand. Detta innebär att faciesgrupp 5 kan övergå till faciesgrupp 2, om densitetsströmmarna har tillräckligt med rörelseenergi och material (Nemec *et al.* 1984). De grövre grusiga, sandiga lagren i faciesgrupp 5 (GSmm-facies) är avlagrade som tunna kohe-

sionsfria *debris flows* (Eyles, 1987). Faciesgrupperna 2 och 5 kan genom fluidisering generera turbiditströmmar, som bildar heterolitiska ripplrar och levererar material till de siltiga lagren i faciesgrupp 1.

En mycket liten del av avlagringarna kan relateras till mera kontinuerliga strömlöden med rinnande vatten. Faciesgrupp 3b är utbildad i en vattenström, med god materialtillgång och med en strömhastighet som ger en bottenbädd av ripplrar. Detta kan ske när ett smältvattenflöde når ner i en bassäng. Samma strömmar kan vid små vattendjup i en strandzon ge upphov till faciesgrupp 4 (Miall, 1996). Den mer distala delen, på djupare vatten, motsvarar faciesgrupp 1. Den planlaminerade mellansanden i faciesgrupp 4 kan alternativt ha bildats i en svallzon (Allen, 1982). De utsvallade finpartiklarna kan föras ut i bassängen och bidra till uppbyggnaden av faciesgrupp 1 (silt, lera och e v finsand)

## 6. Tolkning av sedimentationsmiljön

Skärningarna domineras av avlagringar som huvudsakligen består av gravitations- och massrörelseprocesser, som haft en hög vattenhalt (faciesgrupp 1, 2, 3a och 5). Dessa processer har dominerats av turbiditströmmar, med hög eller låg densitet. Turbiditströmmar förekommer endast i subakvatisk miljö (Bouma, 1962; Allen, 1971; Hampton, 1972).

De grövre facies i faciesgrupp 6 och 7, visar på proximala *debris flows* som antyder att deras avlagringsmiljö legat nära materialkällan. I dessa två faciesgrupper förekommer underordnat lager av heterolitiska ripplar, vilka är indikativa för en subakvatisk miljö (Nemec *et al.* 1984; Postma, 1984; Eyles, 1987). Dessa två indikatorer, med grovt material och heterolitiska ripplar, visar på en subakvatisk miljö alldeles utanför strandkanten. Facieskedjan i figur 15 kan då relateras till en avlagringsmiljö, som sträcker sig från en strandkant och ut mot de djupare delarna av en bassäng. Endast faciesgrupp 4 kan eventuellt relateras till en strandmiljö. Denna grupp är dominerad av Spp-facies, som möjligen kan ha bildats i svallzonen (Allen, 1982).

De få egentliga erosionsytorna i sedimenten, tyder på en avlagringsmiljö, som dominerats av sediment-

ackumulation snarare än erosion och vidaretransport. Då avsättningsmiljön varit subakvatisk, innebär detta att sedimentationspotentialen, den s k *accomodation space* (Jervey, 1988), utgjorts av utrymmet mellan vattenytan och bassängbotten. Den generella lagerföljden i skärningarna, visar att sedimenten blir grövre uppåt i skärningarna, s k *coarsening-upward sequence*, vilket betyder att sedimenttillförseln varit högre än nybildning av *accomodation space* och stranden har byggts på utåt, s k prograderande geometri (Nichols, 1999). Detta avspeglar en konstant eller svagt sjunkande vattennivå i bassängen.

Tektoniken är i princip knuten till en enda stratigrafisk nivå och tolkas som sättningsstrukturer bildade i samband med skred i strandkanten. Orienteringen på förkastningarna ligger alla ut mot bassängen. Ett visst samband mellan de grovkorniga facies (GSmm, Gmm och Dmm) och tektoniken förekommer, men enstaka lager av proximal facies finns inlagrade i de tektoniserade delarna av sedimenten. Tektoniken har sannolikt skett i samband med en mindre vattenstånds sänkning och kan knytas till en svag minskning av *accomodation space*, med en ökning av proximal facies direkt ovanför den tektoniserade nivån, d v s ett relativt snabbt hopp i prograderingen av stranden.



## 7 Diskussion om avlagrings-miljön kring Rydsgårdsryggen och platåleran

Kantryggen vid Rydsgård har bildats nära strandkanten av en cirkelformad öppen bassäng. Materialtillförseln till sjön har huvudsakligen skett genom massrörelser. På den omgivande isytan har det supraglacialt, utsmälta moränmaterialet tvättats ur (Boulton, 1968). Det bortsköljda finkorniga materialet har delvis gett upphov till turbiditavlagringarna i faciesgrupp 1 och 2. Det kvarvarande, urtvättade materialet har sedan satts i rörelse genom sluttningsprocesser, dvs när gradienten ökat i sluttningen. I vissa fall har moränmaterialet ej tvättats ur, utan kan ha satts i rörelse direkt efter utsmältningen från glaciärisen. Om sedimenttäcknet inte skyddar tillräckligt mot ablation, kan is smälta ut under sedimenttäcknet. Detta kan ge upphov till massrörelser, initierade av lägre skjuvhållfasthet i de undre delarna av de diamikta sedimenten (Drewry, 1986).

Eftersom den nuvarande topografin inte avspeglar någon bassängform, måste sjön varit utformad uppe på en flack isyta, i ett område med stagnerad glaciäris. De tidiga teorierna om platålerornas uppkomst var att de bildades i ett uppbrutet dödisområde (Westergård, 1906; Munthe, 1920). En något modernare tolkning av bildningen är gjord av Ham & Attig (1996). De för fram en teori att "*Ice walled lake plains*" har bildats som supraglaciala smältvattensjöar på en flack, mera sammanhängande dödisöveryta. En förutsättning för supraglaciala sjöbassänger är att smältvattnet inte dräneras bort genom isens eventuella spricksystem. Det stämmer ej överens med teorierna om att den omkringliggande dödisen var uppbruten, eftersom en söndersprucken dödis inte kan upprätthålla större sjöbildningar under en längre tid. Bildningen av sjöbassänger har därför förklarats med att en aktiv is i söder dämt upp vattenmassor i dödisområdet nära Romeleåsen (Munthe 1907; Nilsson 1959). En annan

möjlighet är att den stagnerade isen har haft en temperatur, som legat under smältpunkten. Detta har då gjort att sprickor i isen frusit igen när smältvatten trängt ner i dessa (Ham & Attig, 1996). Därmed har möjligheterna att bilda en stor cirkulär, supraglacial smältvattensjö ökat. Dessa smältvattensjöar har termiskt kunnat erodera den underliggande isen i vissa fall ända ner till underlaget (Ham & Attig, 1996). Medan sjön fördjupades, skedde en kontinuerlig gradientökning hos sedimenten på kanterna av sjön. Synsedimentära sättningar kom därmed att ske, för att stabilisera gradienten på sluttningen.

Platåleran har avlagrats i ett tidigare stadium än den omkringliggande kulliga moränen. Detta tidsförhållande baseras på hur lerplatån, med kantryggar draperar den underliggande moränen som ett täcke. Dessutom skär dräneringsdalarna i lerplatån ner genom leran och ner i den underliggande moränen (Daniel, 1992). När den omkringliggande isen nått sin smältpunkt, kom isen att börja smälta ut i en snabbare takt och en påföljande uppbyggnad av isen skedde (Boulton, 1972). Detta kom att initiera dränering av sjöarna med uppkomsten av dräneringsdalarna. När kvarvarande isrester smält, kom de glaciolakustrina finsedimenten och de grusiga, sandiga sedimenten att drapera underlaget.

Utbredningen av platåleror i Sydvästskåne tyder på en stor utbredning av mycket flacka isytor, med dålig avrinning. De flacka isytorna har föregått ett stadium av mera sönderbruten dödis, då det småkulliga backlandskapet bildats. Möjligen kan denna drapering av platålerorna över backlandskapet tyda på att de småkulliga formerna bildats i botten av den stagnerade isen och inte som invers dödistopografi, dvs genom igenfyllnader av supraglaciala svackor i den smältande dödisen, enligt Boultons (1972) modell.

## 8 Slutsatser

I denna undersökning har följande slutsatser om Rydsgårdsryggens avlagringssätt och bildningsmiljö dragits.

### Kantryggarnas bildningsprocesser:

- Sedimenten i kantryggen är dominerade av subakvatiska gravitations- och massrörelseprocesser.
- Sedimenten går från proximala, strandnära *debris flows*, till tunna, distala turbiditer ute i bassängen. Turbiditströmmarna har framförallt genererats genom vattenupptag i *debris flows*.
- Kantryggens sediment har vid huvudsakligen ett tillfälle varit utsatta för ett mindre skred, som har skett i samband med en mindre vattennivåsänkning i bassängen.

### Materialens härkomst:

- Materialet härstammar från morän, som smält fram ur omgivande dödis. Det mesta av materialet har genomgått ursköljning och omlagring.
- Bergartssammansättningen i den undersökta skärningen är ungefär densamma som i andra kantryggar i backlandskapet och i isälvsavlagringar i södra Vombsänkan.

### Platålerornas och kantryggarnas bildningsmiljö:

- Platåleran och de omkringliggande kantryggarna är bildade i en supraglacial smältvattensjö.
- Storleken och formen på platåleran och omgivande platåleror, tyder på större cirkelrunda sjöar, som uppstått på en flack, dåligt dränerad isöveryta.

- Den dåliga dräneringen kan bero på att dödisen troligtvis haft en temperatur som legat under smältpunkten, vilket medfört att eventuella sprickor har frusit igen när smältvatten fyllt dessa. Detta har medfört att stora cirkulära smältvattensjöar har kunnat utbildas på den flacka dödisytan och fördjupats genom termisk smältning.
- Kantryggens form, med en flack överyta och en gradvis övergång från grus och sand till finkorniga lakustrina sediment, samt en markant gräns till moränen, tyder på att kantryggen tillhör lerplatåns bildning och ej har samband med den omgivande moränens bildning.

### Platålerornas fortsatta utveckling:

- Dräneringsdalar i lerplatåns kanter skär ner genom den glaciolakustrina leran till underliggande morän. Detta visar på att sjön dränerats genom tappning.
- Platålerans ytutbredning, är i stort sett oförändrad (cirkulär) efter det att all underliggande is smält i området. Detta visar på att isen under platåleran succesivt smält ner och att leran draperats på ett topografiskt ojämt underlag, som huvudsakligen bildats i botten av dödisen. Lerplatån har idag en svagt undulerande yta, vilket påminner om den omkringliggande kulliga moränen.



## Tack

Jag vill rikta ett stort tack till Lena Adrielsson, vars handledning i detta arbete inte kunnat överträffas. Lenas förslag av skärning och arbetsuppgift var förträfflig. Jag vill dessutom tacka Lena för all den tid hon lagt ned i diskussion om sedimentationsprocesser samt om disposition och layout av detta examensarbete.

Jag vill dessutom tacka Joachim Albrecht, Lena Albrecht och Gert Pettersson, för deras roll som idébollplank och noggranna figur- och textkritiker.

Personalen vid Rydsgårds gods var mig till stor hjälp när sektion G skulle rensas. Utan deras hjälp och frontlastare, skulle detta arbete ej kunna beskriva de övre delarna av skärningen.

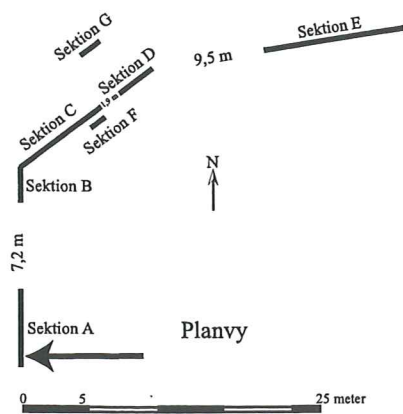
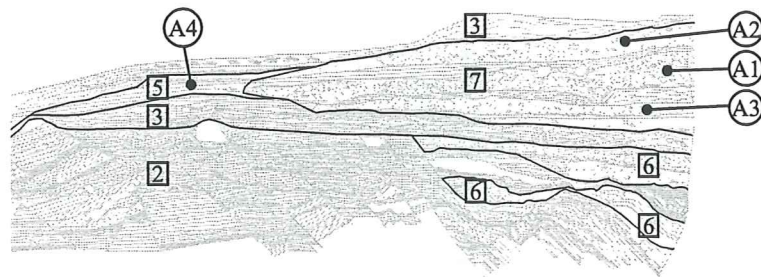
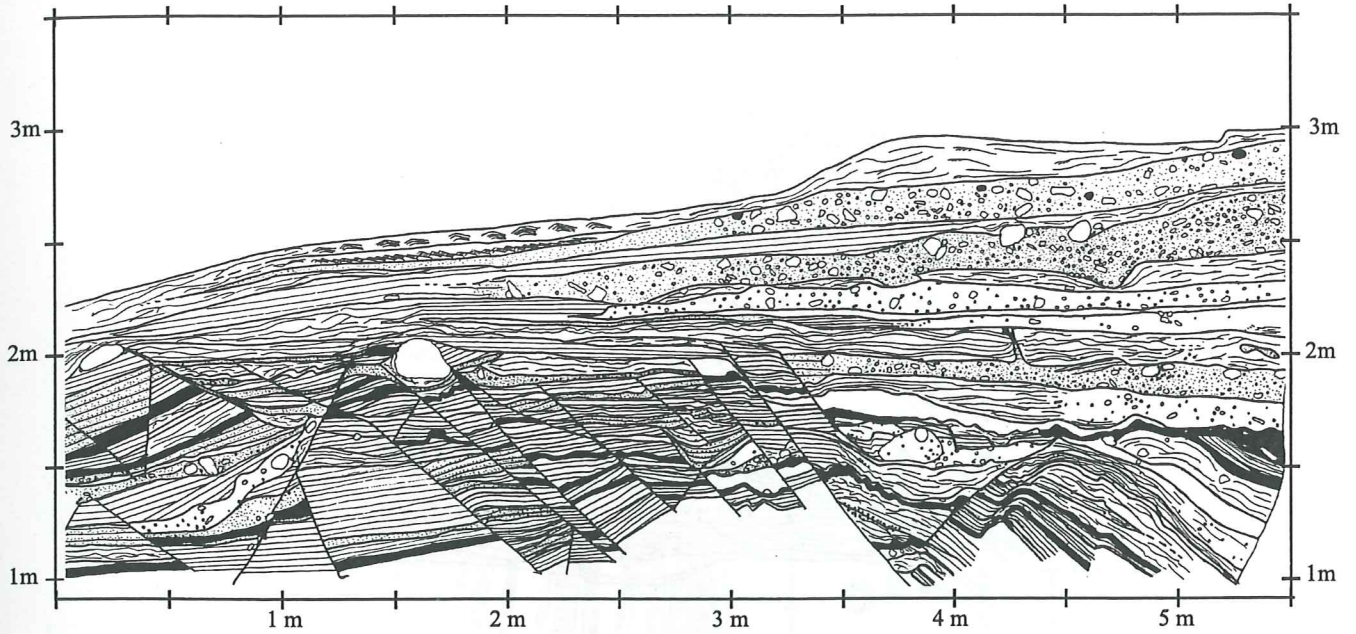
## Referenser

- Allen, J. R. L., 1971: Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. *Journal of Sedimentary Petrology* vol 41, no 1, 97-113.
- Allen, J. R. L., 1982: *Sedimentary structures*. 2:a volymen Elsevier, Amsterdam. 663 sidor.
- Ashley, G. M., Southard, J.B. & Boothroyd, J. C., 1982: Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29, 67-79.
- Bobek, O., 1906: Om ishafs- och issjöbildningar I Skåne. *Geologiska föreningen i Stockholm förhandlingar* 28, 481-491.
- Boulton, G. S., 1968: Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. *Journal of glaciology* vol 7 no 51, 391-412.
- Boulton, G.S., 1972: Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journal of the Geological Society* 128, 361-393.
- Bouma, A. H., 1962: *sedimentology of some Flysch Deposits : a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam. 167 sidor.
- Clayton, L. & Cherry, J.A., 1967: Pleistocene superglacial and ice-walled lakes of west-central North America. *North Dakota Geological Survey, miscellaneous series* 30, 47-52.
- Daniel, E., 1992: *Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SV och Ystad NV*. Sveriges Geologiska Undersökning, serie Ae 99-100, Uppsala. 149 sidor.
- Delteus, Å., Kristiansson, J., 1995: *Kompendium i Jordartsanalys: laboratorieanvisningar*. Quaternaria, serie B, Nr. 1, Akademytryck AB, Stockholm. 166 sidor.
- Drewry, D., 1986: *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold, London. 276 sidor.
- Eyles, N., 1979: Facies of supraglacial sedimentation on Icelandic and alpine temperate glaciers. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16, 1341-1361.
- Eyles, N., 1987: Late Pleistocene Debris-Flow Deposits in Large Glacial lakes in british Columbia and Alaska. *Sedimentary Geology*, 53, 33-71
- Eyles, N., Boyce, J. I. & Barendregt, R. W., 1999: Hummocky moraine: Sedimentary record of stagnant Laurentide ice Sheet lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology* 123, 163-174.
- Eyles, N., Eyles, C. H. & Miall, A.D., 1983: Lithofacies types and vertical profile models, an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.
- Ghibaudo, G., 1992: Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology* 39, 423-454.
- Gravenor, C. P. & Kupsch, W. O., 1959: Ice-Disintegration features in Western Canada. *Journal of geology* 67, 48-64.
- Ham, N. R. & Attig, J. W., 1996: Ice wastage and landscape evolution along the southern margin of the Laurentide Ice Sheet, north-central Wisconsin. *Boreas* 25, 171-186.
- Hampton, M. A., 1972: The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* vol 42, no 4, 775-793.
- Hoppe, G., 1952: Hummocky moraine regions, with special reference to the interior of Norbotten. *Geografiska Annaler* 34, 1-72.
- Hoppe, G., 1957: Problems of glacial morphology and the ice age. *Geografiska Annaler* 35, 105-115.
- Hoppe, G., 1959: Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden. *Geografiska Annaler* 41, 193-212.
- Huddart, D., 1982: Flow tills and ice-walled lacustrine sediments, the Petteril valley, Cumbria, England. *INQUA Symposia on the genesis and lithology of Quaternary Deposits*
- Jervey, M.T., 1988: Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions. Publicerat i: *Sea level changes: An Integrated Approach*, 47-69. Redaktörer: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., & Van Wagoner, J. C., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication 42.
- Lagerbäck, R., 1988: Periglacial phenomena in the wooded areas of Northern Sweden-relicts from the Tändö Interstadial. *Boreas* 17, 487-499.
- Lawson, D. E., 1982: Mobilization, movement and deposition of active subaerial sediment flows, Matanuska Glacier, Alaska. *Journal of Geology* 90, 279-300.
- Laxton, J.L., 1984: The occurrence of possible Late-glacial estuarine deposits at levels above the Carse Clay west of Stirling. *Scottish Journal of geology* 20, 107-114.
- Lidmar-Bergström, K., Elvhage, C. & Ringberg, B., 1991: Landforms in Skåne, South of Sweden, Preglacial and glacial landforms analysed from two relief maps. *Geografiska Annaler* 73A:2, 61-91.
- Marcussen, I., 1977: Supposed area-wasting of the Weichselian ice sheet in Denmark. *Boreas* 6, 1-173.
- Miall, A. D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. Publicerat i: *Fluvial sedimentology*, 597-604. Redaktör: Miall, A. D. , Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5,
- Miall, A.D., 1996: *The Geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, Heidelberg. 582 sidor.



- Munthe, H., 1907: Den Skånska issjöfrågans innebörd. *Sveriges Geologiska Undersökning Serie 207*, Stockholm, 28 sidor.
- Nemec, W., Steel, R. J., Porebski, S. J. & Spinnangr, Å., 1984: Domba conglomerate, devonian, Norway: Process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta. Publicerat i: *Sedimentology of gravels and conglomerates*, 295-320. Redaktörer: Koster, E. H. & Steel, R. J. Canadian Society of petroleum Geologists, Memoir 10.
- Nichols, G., 1999: *Sedimentology & Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford. 355 sidor.
- Nilsson, K., 1959: Isströmmar och isavsmältning i sydvästra Skånes backlandskap. *Sveriges geologiska undersökning. Serie C, 53*, Stockholm 94 sidor
- Postma, G., 1984: Mass-flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene, southeast Spain. Publicerat i: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, 237-258. Redaktörer: Koster, E. H. & Steel, R. J. Canadian Society of Petroleum Geologists, memoir 10.
- Powers, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of sedimentary Petrology* 23, 117-119.
- Ringberg, B., 1980: *Beskrivning till jordartskartan Malmö SO*. Sveriges Geologiska Undersökning, serie Ae 38, Uppsala, 179 sidor.
- Walker, R. G., 1992: turbidites and submarine fans. Publicerat i: *Facies Models: Response to Sea-Level change*, 239-263. Redaktörer: Walker, R.G. & James, N.P., Geological Association of Canada, Toronto.
- Westergård, A.H., 1906: "Platålera" en supramarin hvarfig lera från Skåne. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 28, 408-414.
- Zingg, T., 1935: Beitrage zur Shotteranalyse; Die Shotteranalyse und ihre Anwendung auf die Glattalshotter. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 15, 39-140.

Sektion A

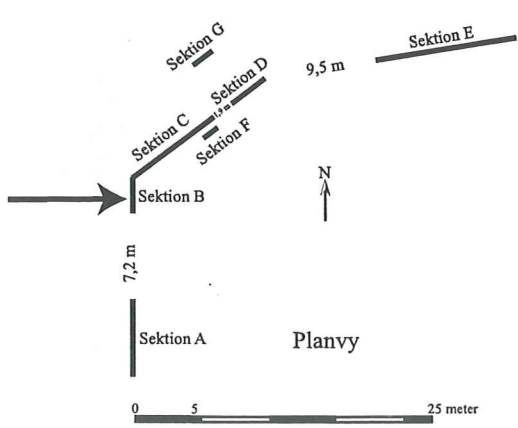
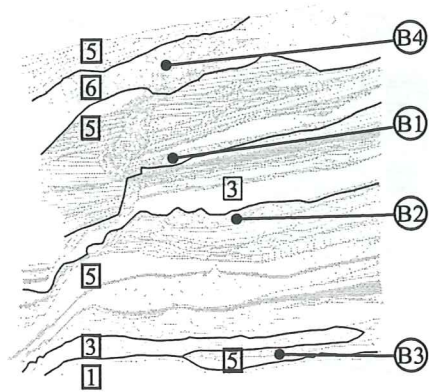
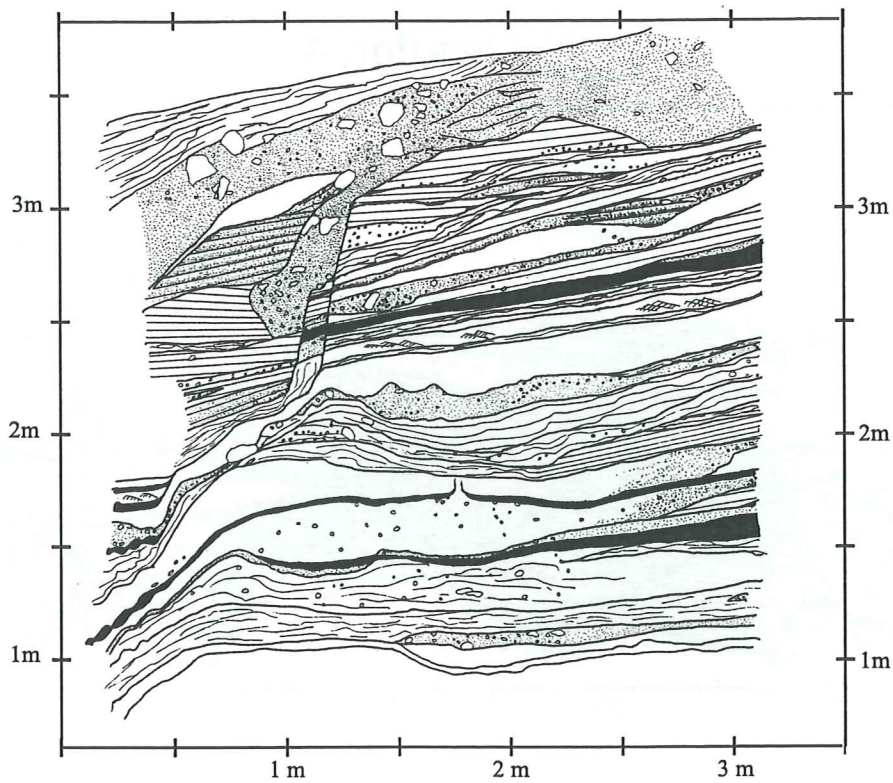


- Sr(hl)
- Fl
- Sim
- Sr(B)
- Sr(S)
- Spp
- Sm
- Sm(ng)
- GSmm
- Gmm
- Dmm
- GSmm, med lerklaster



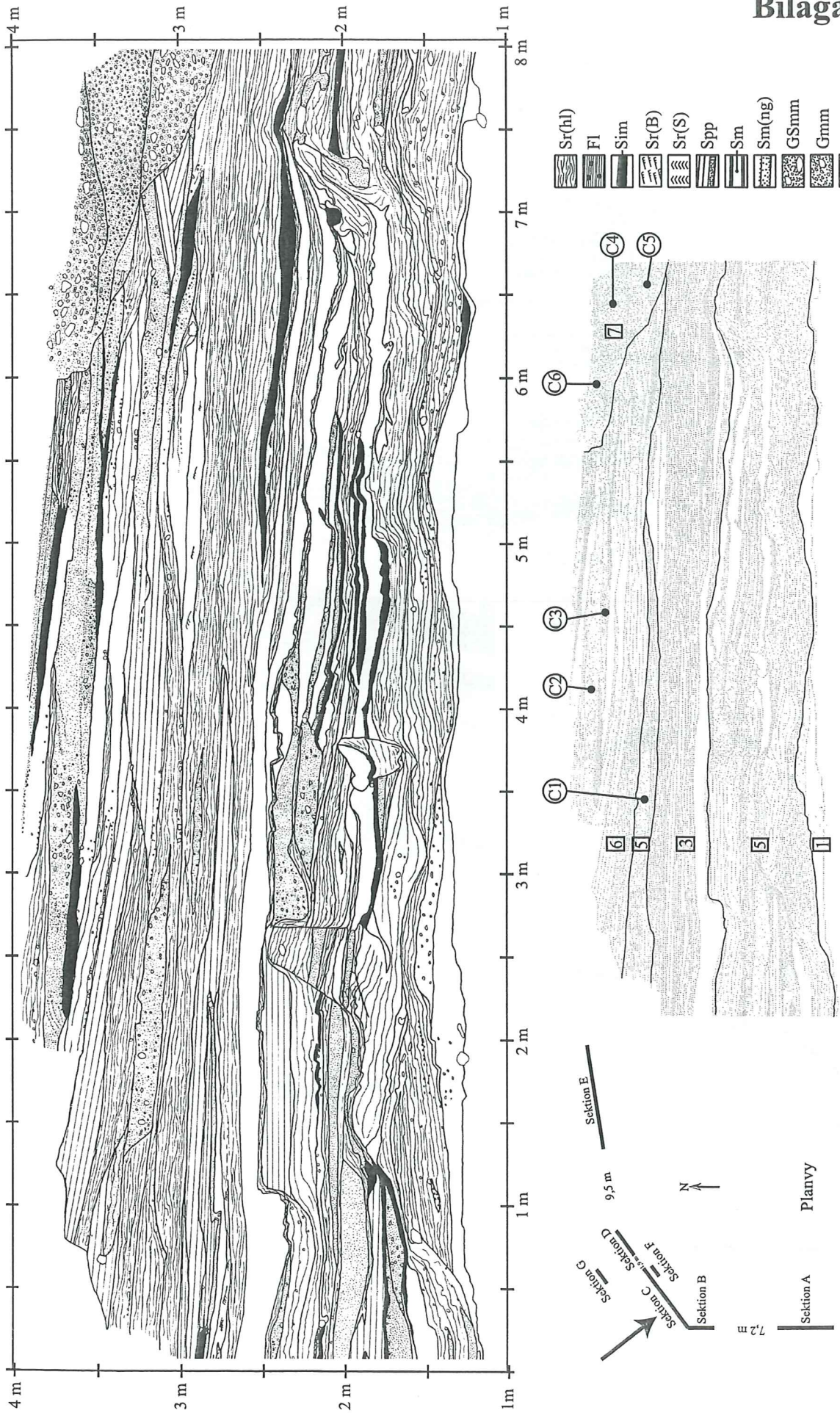
# Bilaga 2

## Sektion B

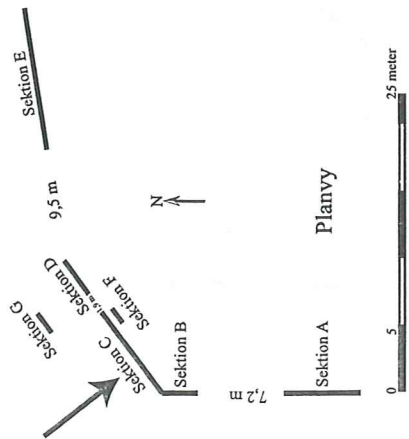


- Sr(hl)
- Fl
- Sim
- Sr(B)
- Sr(S)
- Spp
- Sm
- Sm(ng)
- GSmm
- Gmm
- Dmm

Sektion C



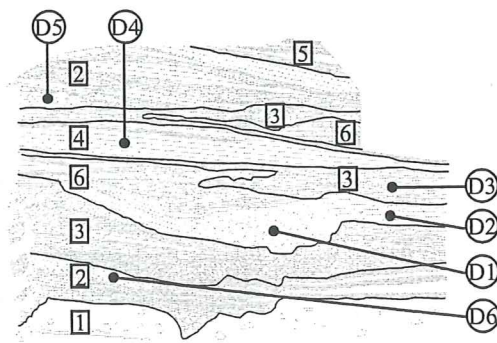
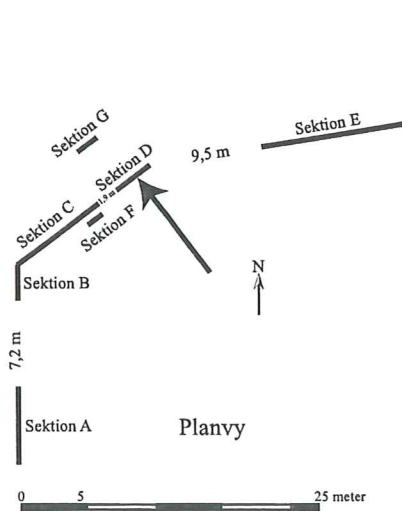
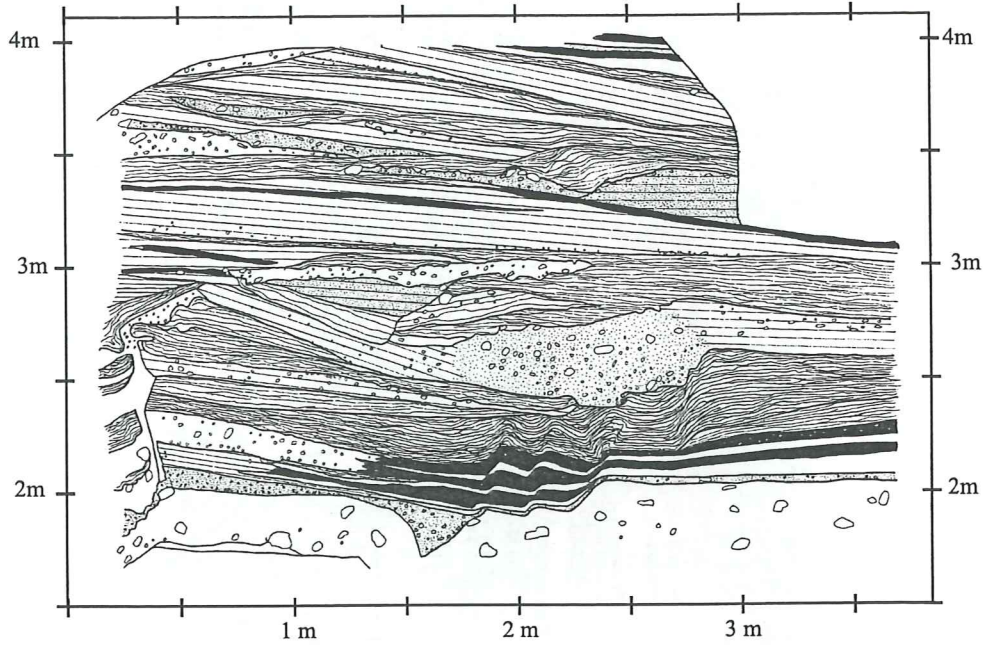
- Sr(hl)
- Fl
- Sim
- Sr(B)
- Sr(S)
- Spp
- Sm
- Sm(ng)
- G5mm
- Gmm
- Dmm





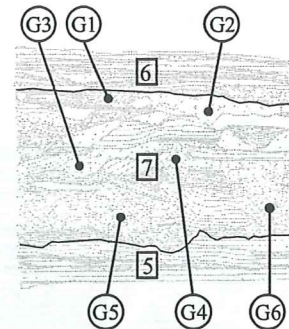
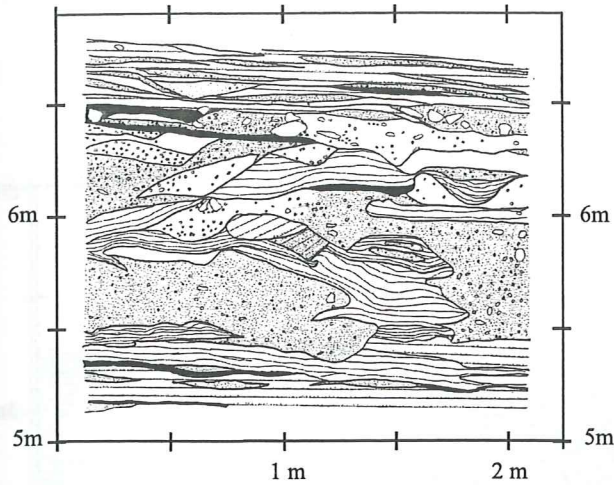
# Bilaga 4

## Sektion D

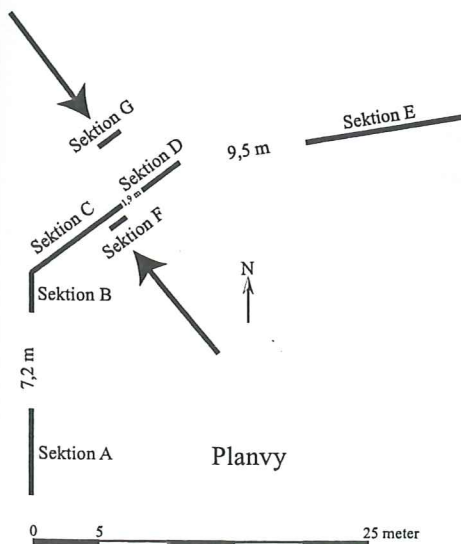
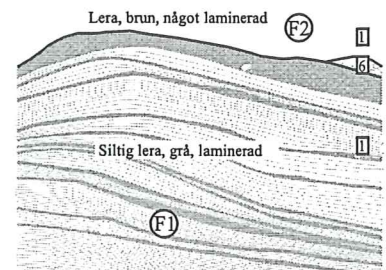
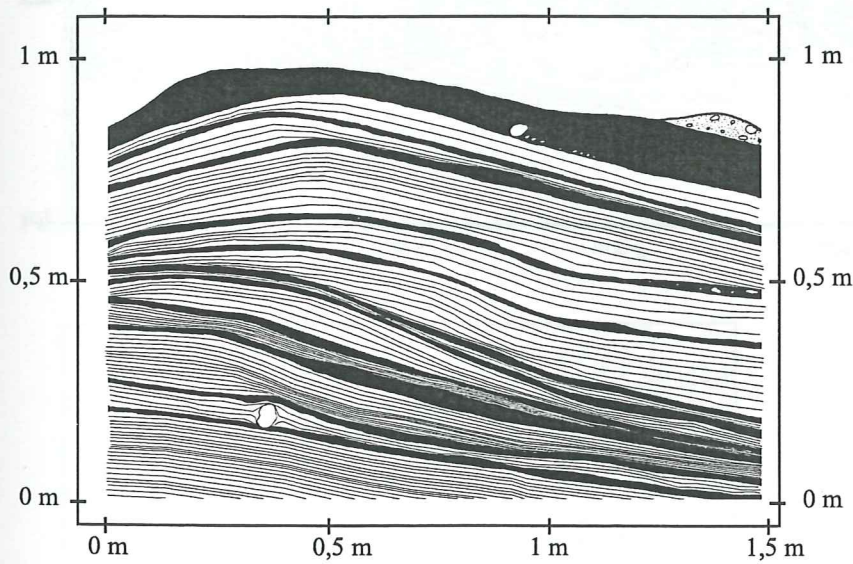


- Sr(hl)
- Fl
- Sim
- Sr(B)
- Sr(S)
- Spp
- Sm
- Sm(ng)
- GSmm
- Gmm
- Dmm

Sektion G



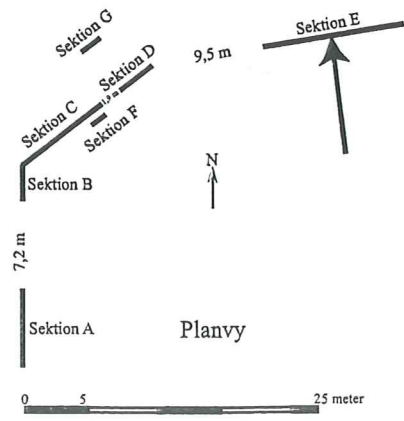
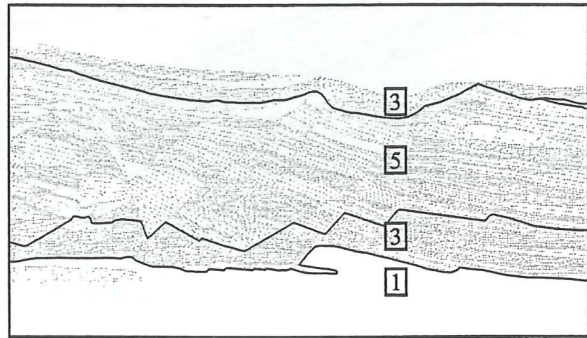
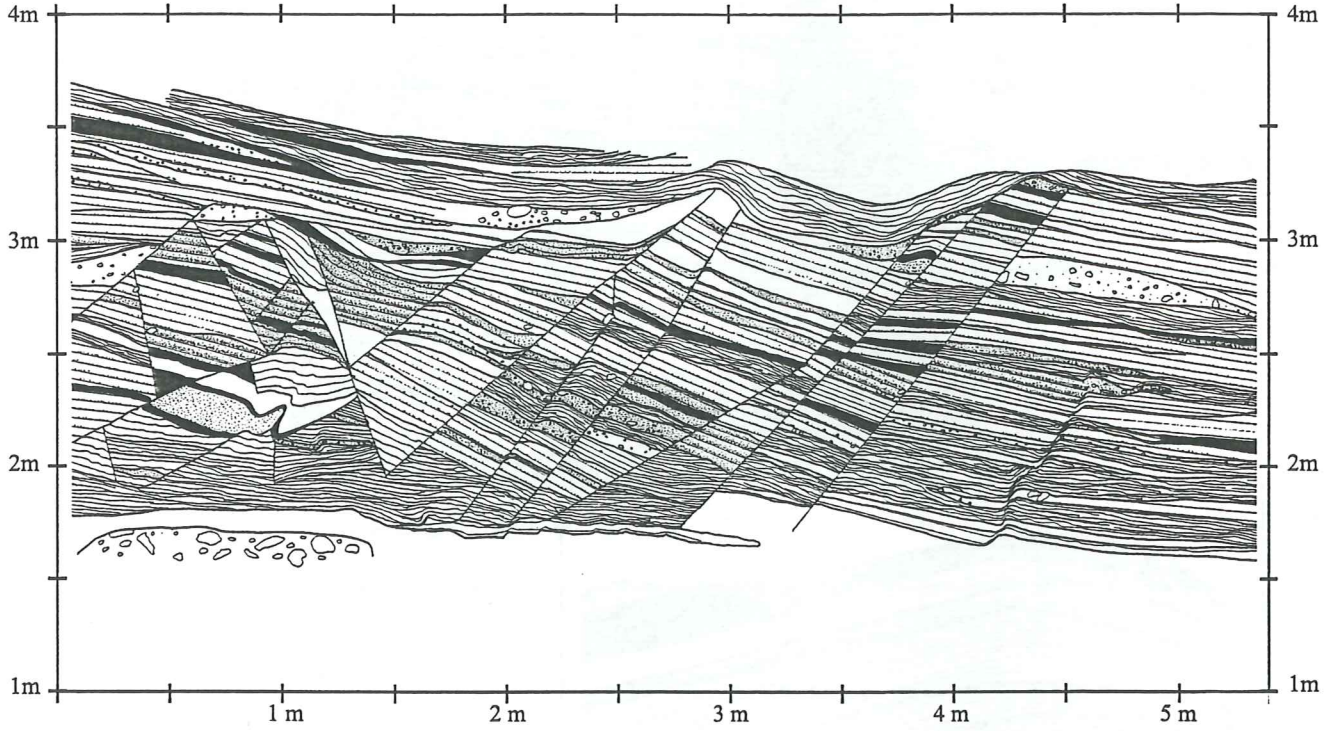
Sektion F



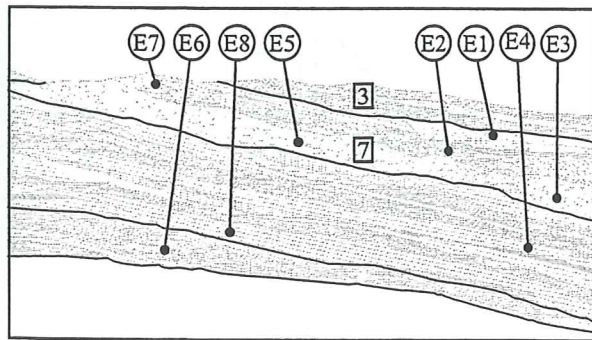
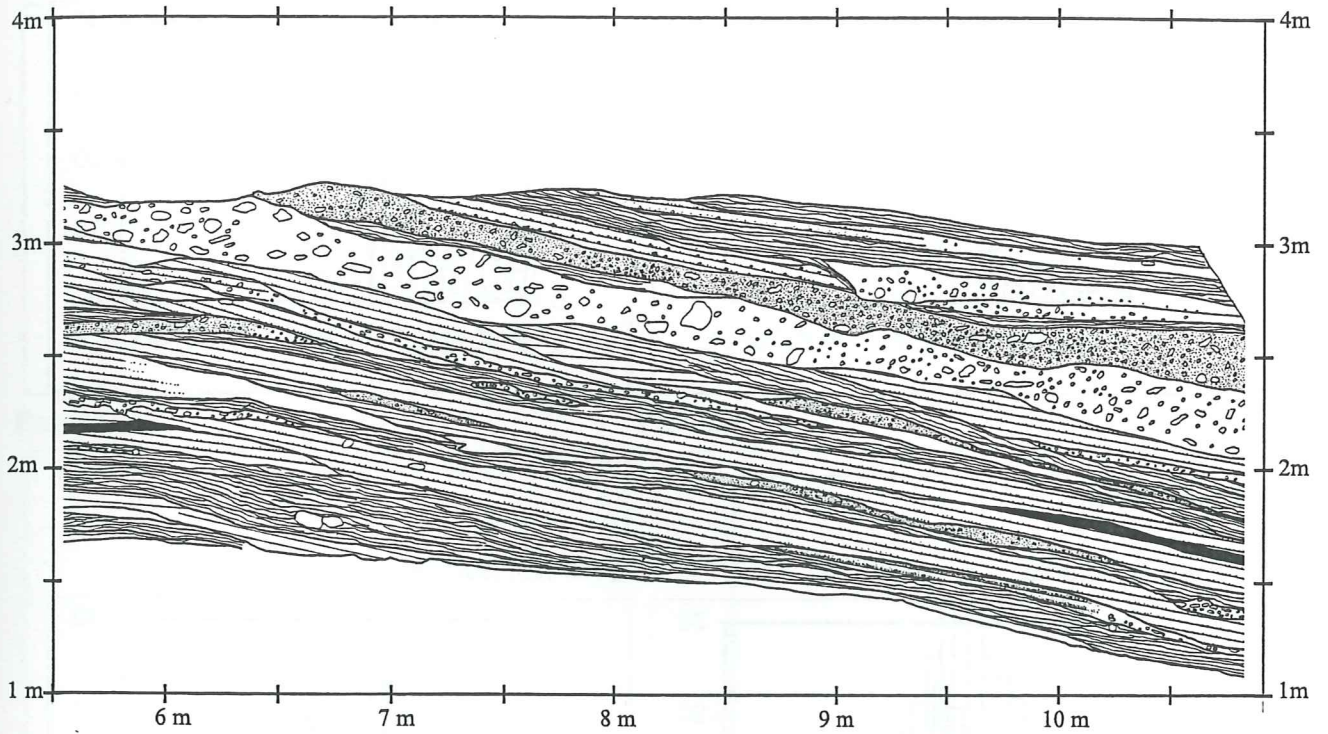
- Sr(hl)
- F1
- Sim
- Sr(B)
- Sr(S)
- Spp
- Sm
- Sm(ng)
- GSmm
- Gmm
- Dmm



### Sektion E, vänster



### Sektion E, höger



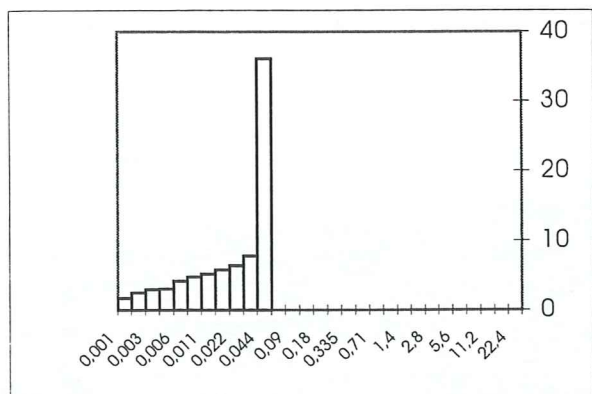
- Sr(hl)
- Fl
- Sim
- Sr(B)
- Sr(S)
- Spp
- Sm
- Sm(ng)
- GSmm
- Gmm
- Dmm



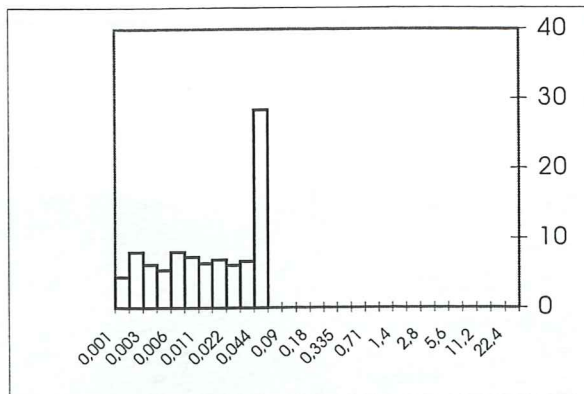
# Bilaga 8:1

## Fl-facies

Prov F1

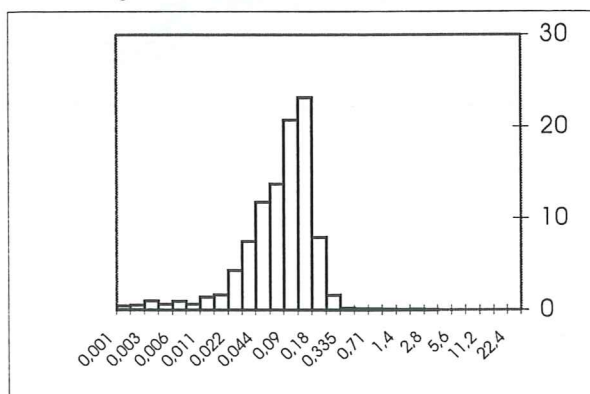


Prov F2

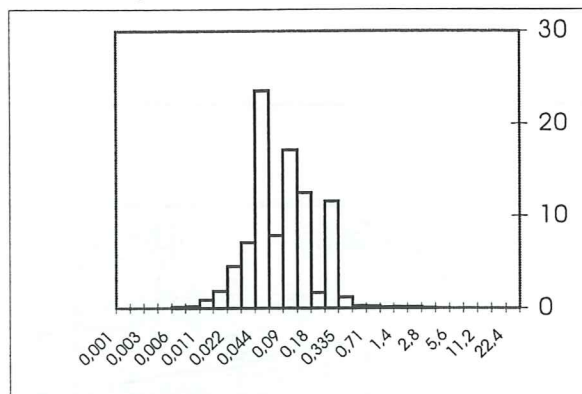


## Sr(hl)-facies

Prov D3, justerad

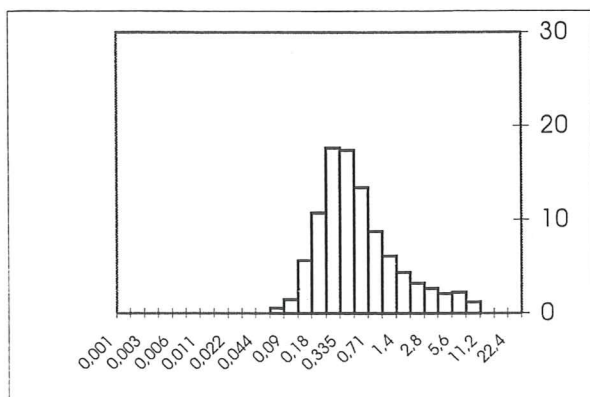


Prov E6, justerad

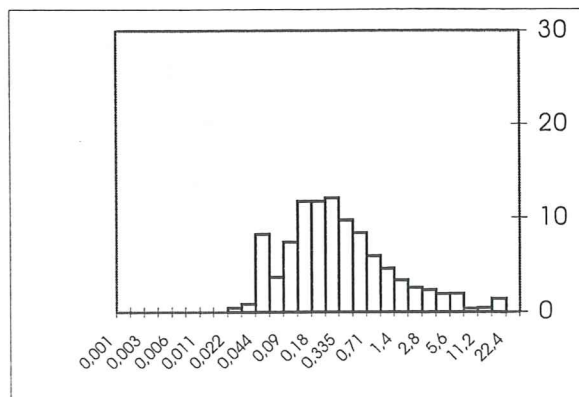


## Sm-facies

Prov B1

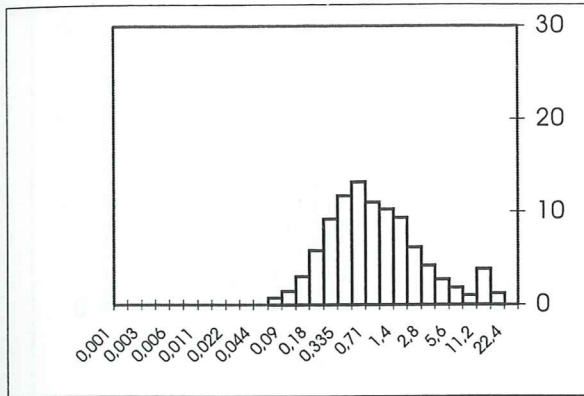


Prov B2

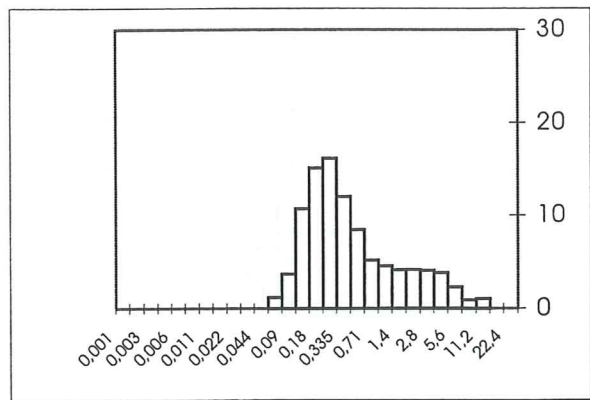


Sm-facies

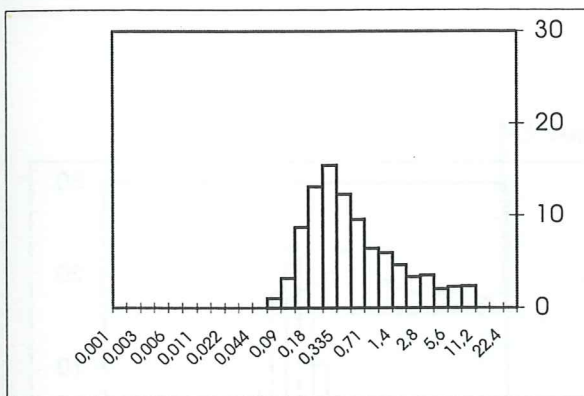
Prov B4



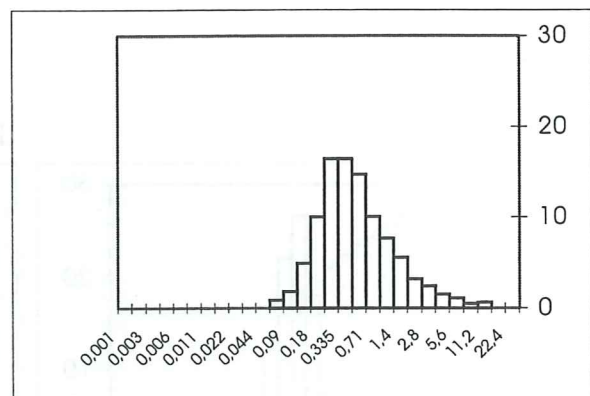
Prov C1



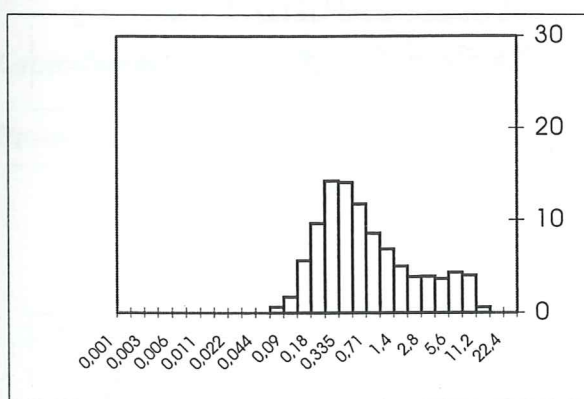
Prov C3



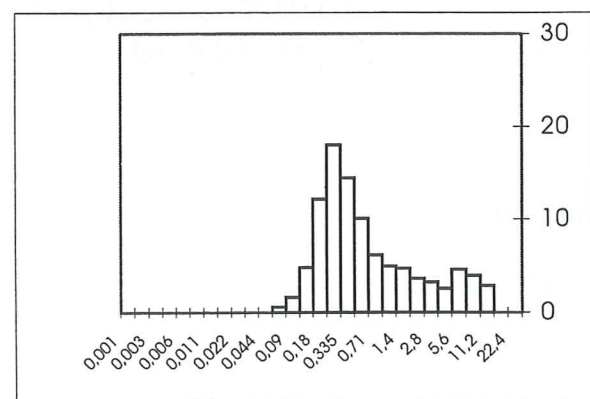
Prov D2



Prov D5



Prov E7

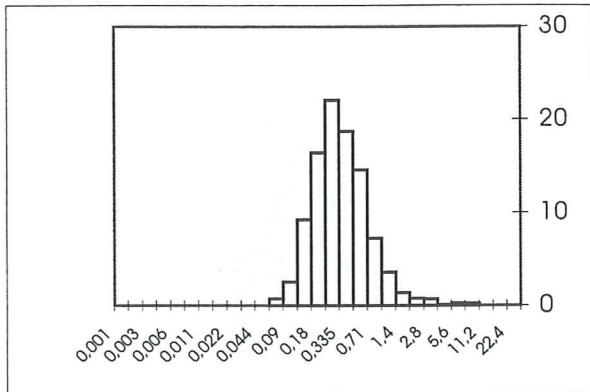




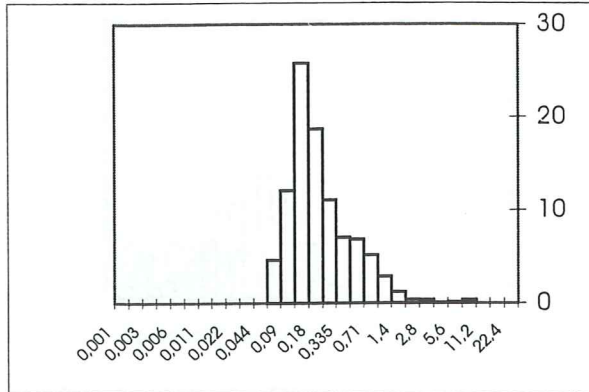
# Bilaga 8:3

## Sm(ng)-facies

Prov E4

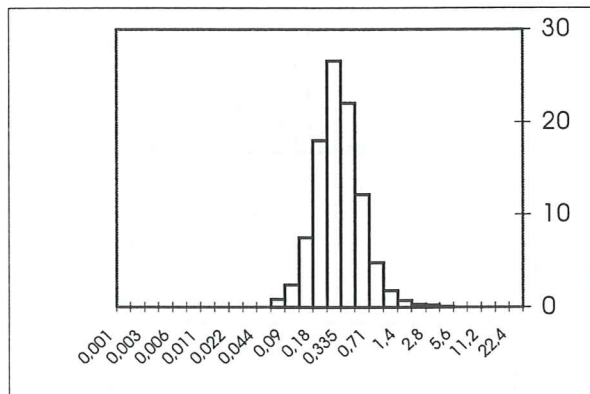


Prov E8

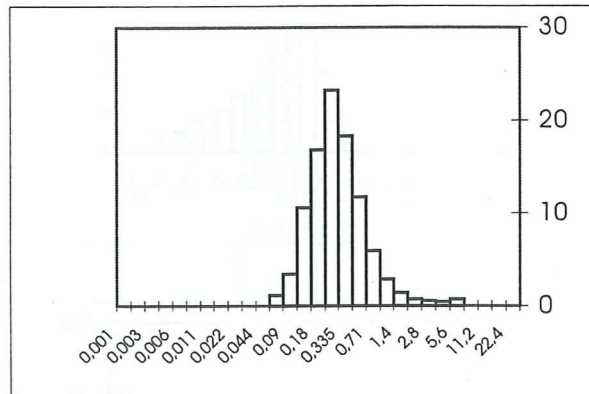


## Spp-facies

Prov A4

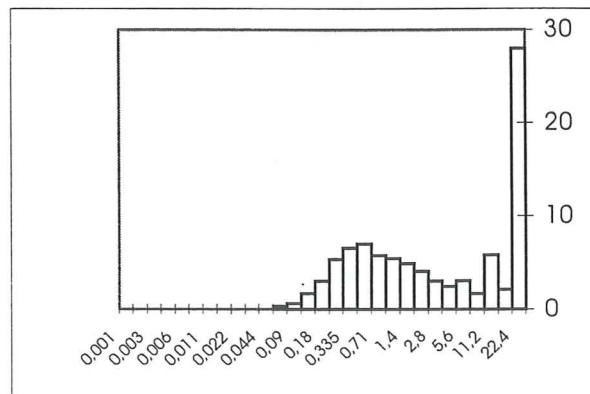


Prov D4

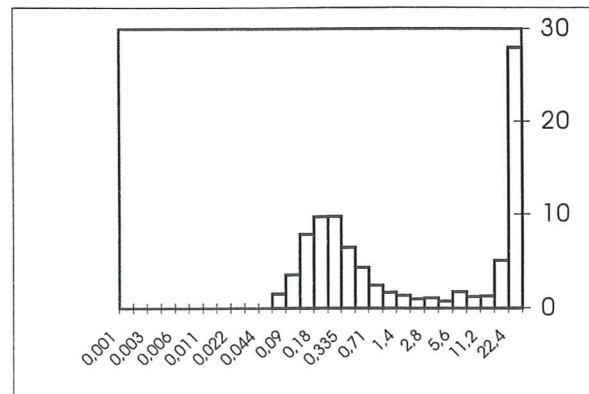


## GSmm-facies

Prov A1, justerad

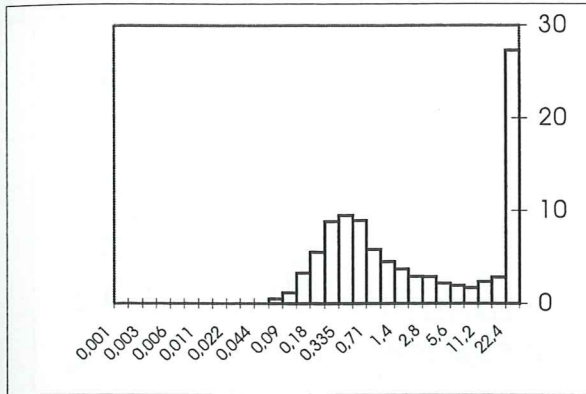


Prov B3

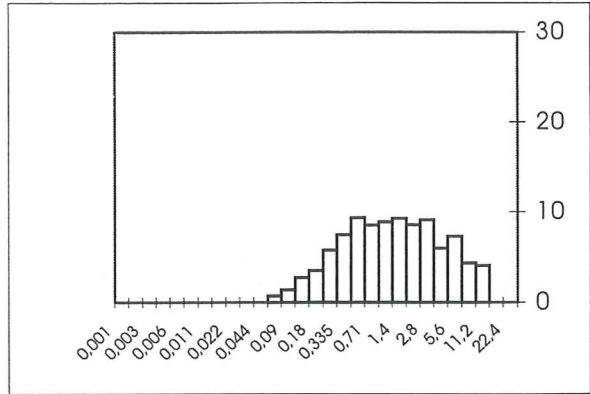


**GSmm-facies**

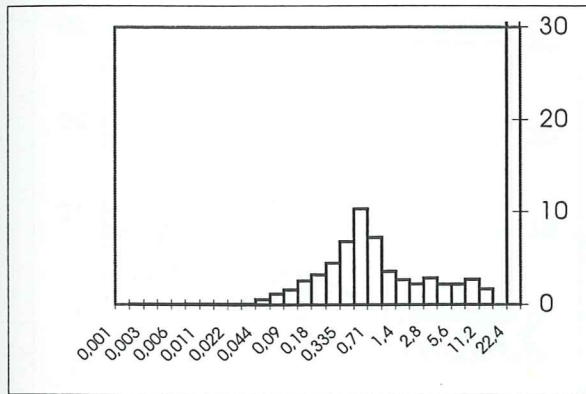
Prov C2



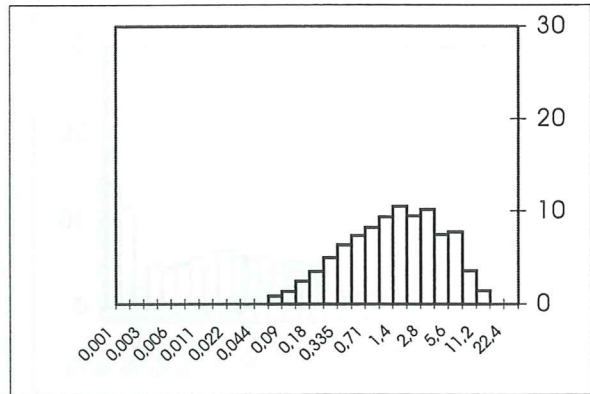
Prov E2



Prov G1, justerad

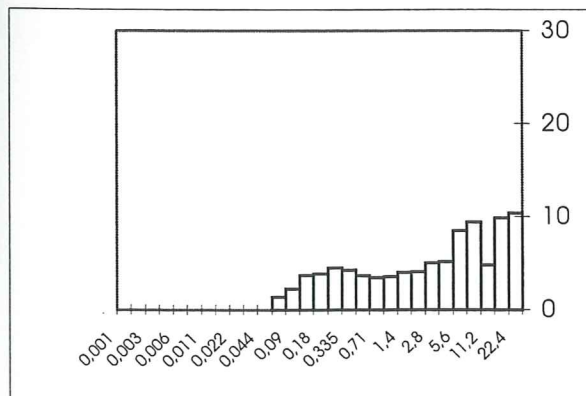


Prov G5, justerad

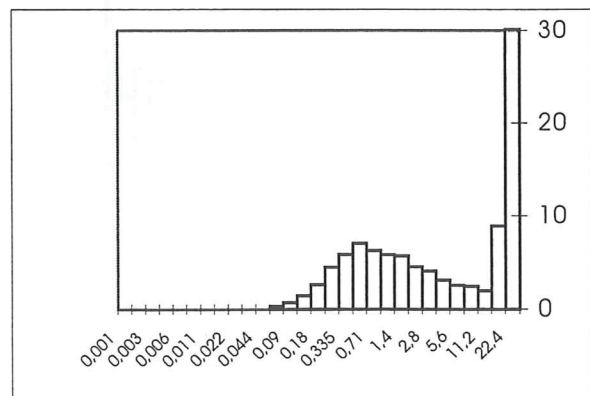


**Gmm-facies**

Prov A2



Prov C4

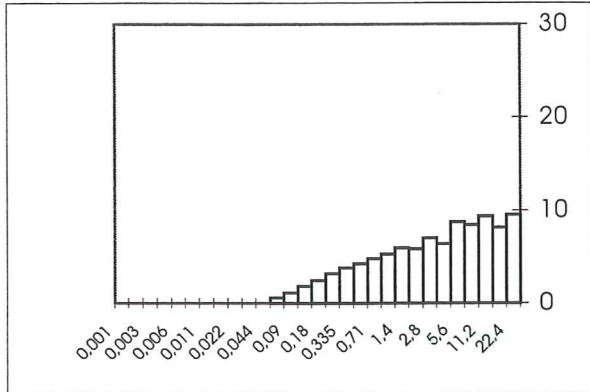




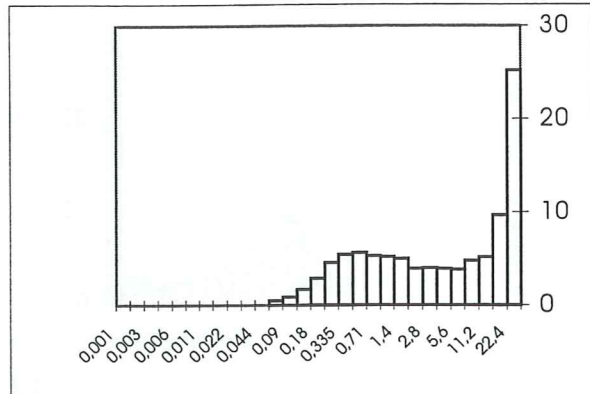
# Bilaga 8:5

## Gmm-facies

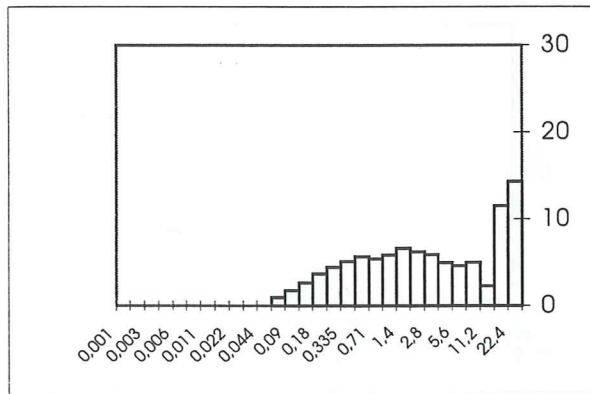
Prov C5



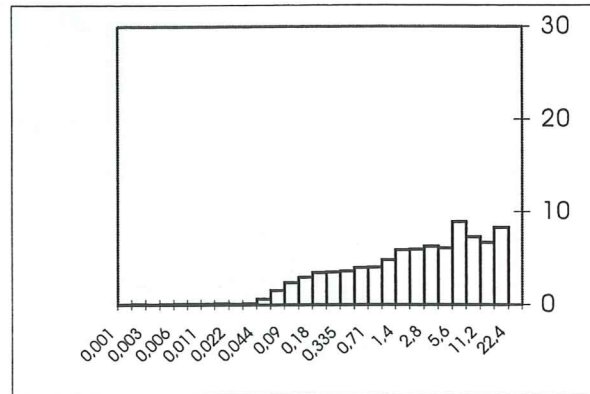
Prov C6



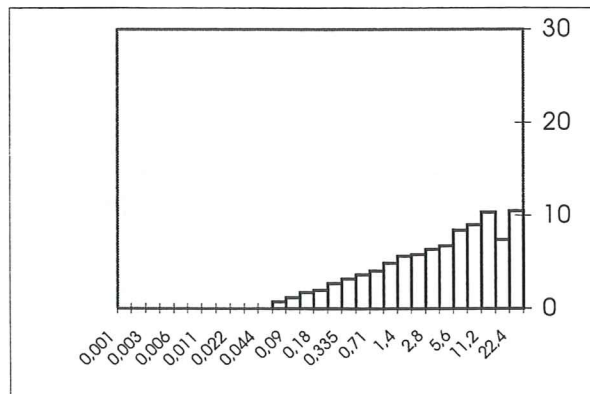
Prov D1 Prov



G3, justerad

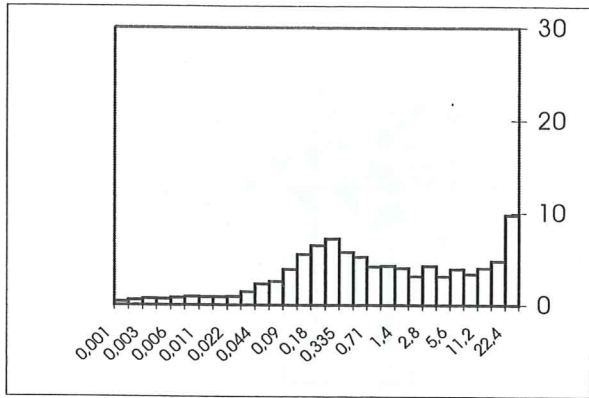


Prov G6

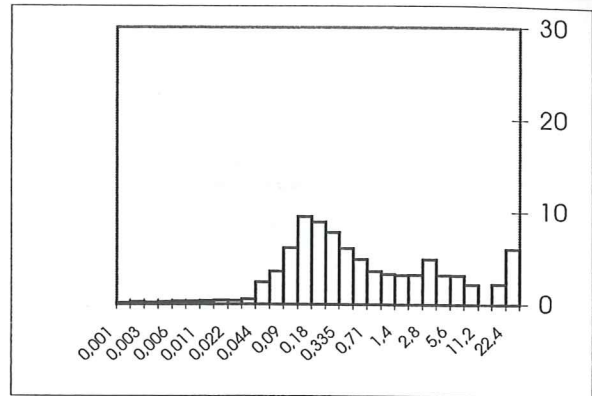


Dmm-facies

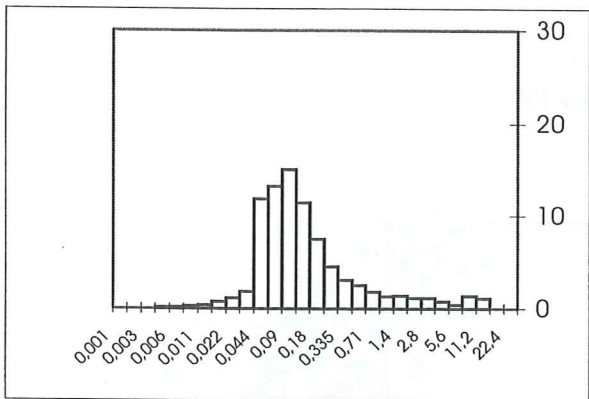
Prov A3, justerad



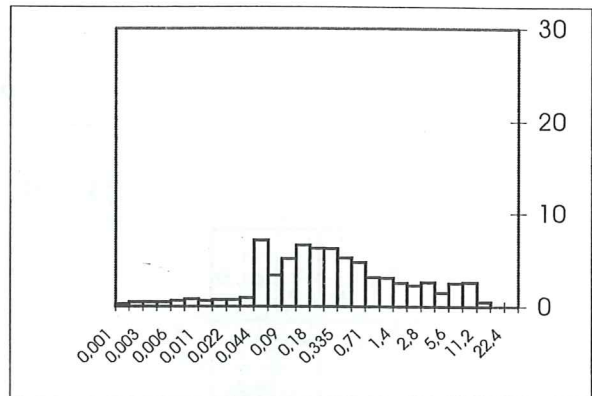
Prov D6, justerad



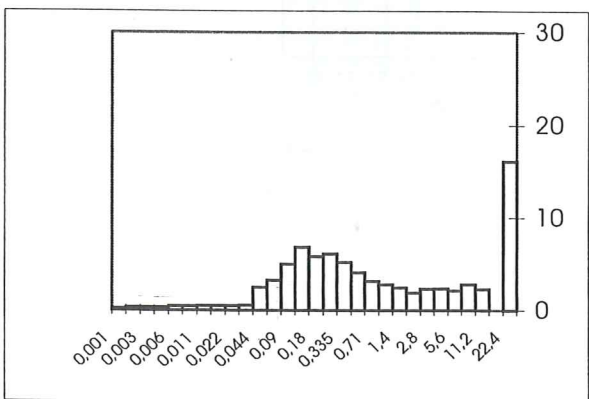
Prov E1, justerad



Prov E3, justerad



Prov E5, justerad

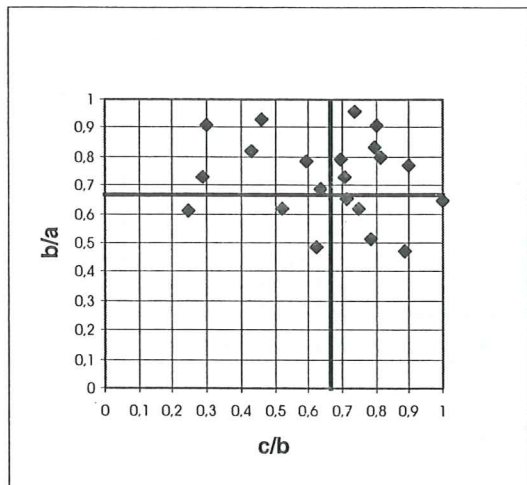




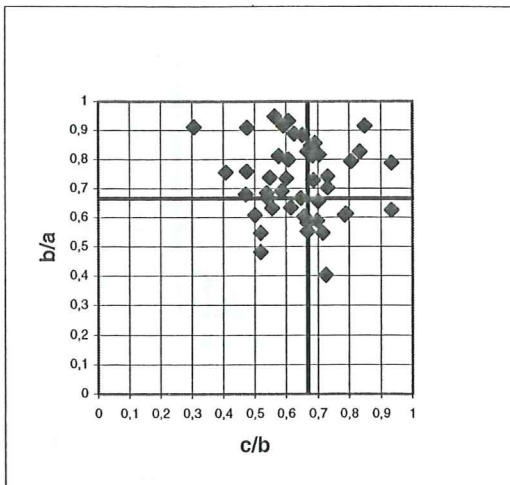
# Bilaga 9:1

## Sm-facies

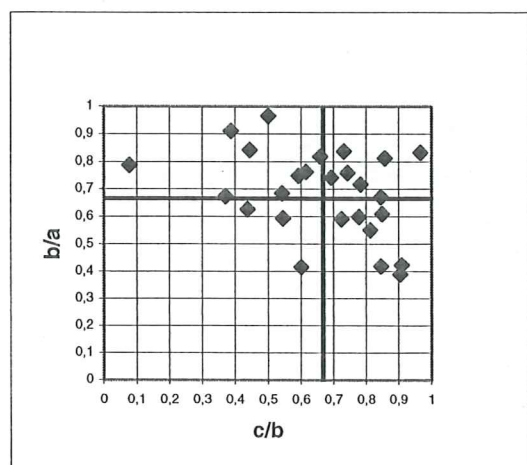
Prov B1



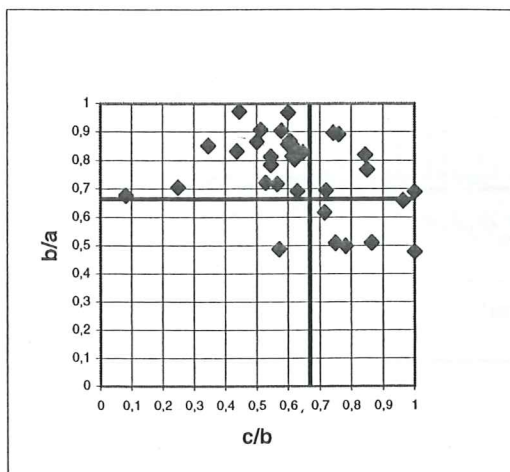
Prov B4



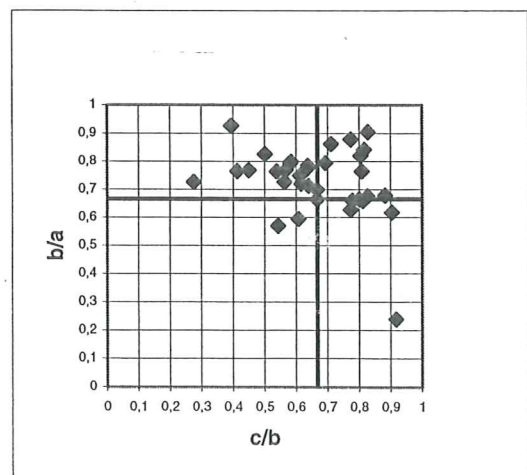
Prov C1



Prov D5

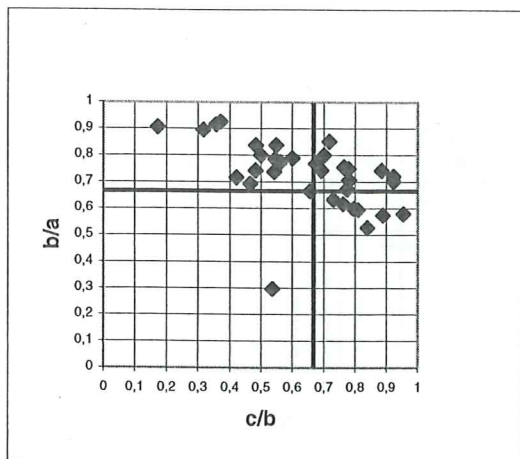


Prov E7

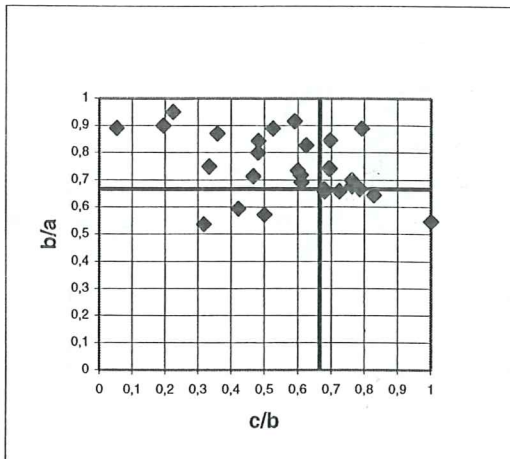


**GSmm-facies**

Prov A1

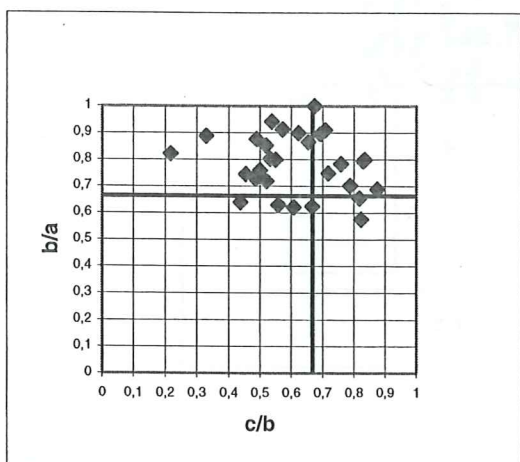


Prov C2

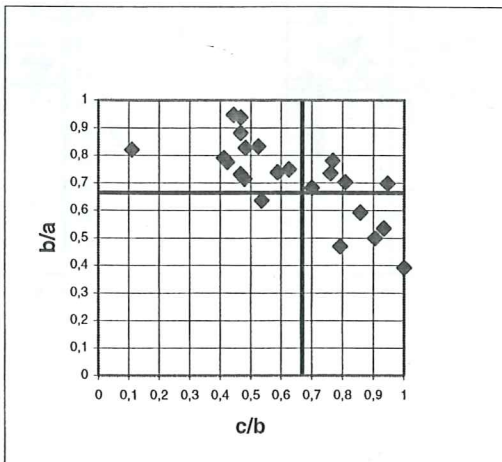


**Gmm-facies**

Prov A2



Prov C4

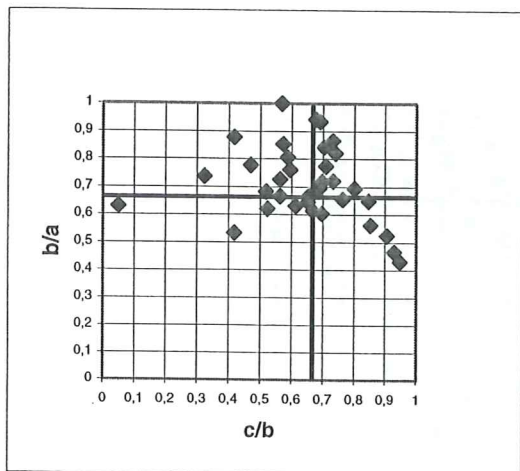




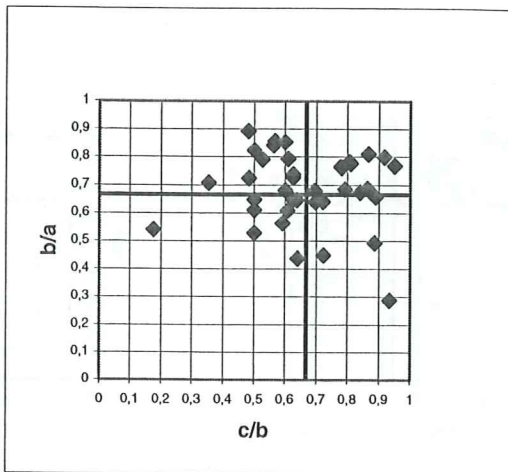
# Bilaga 9:3

## Gmm-facies

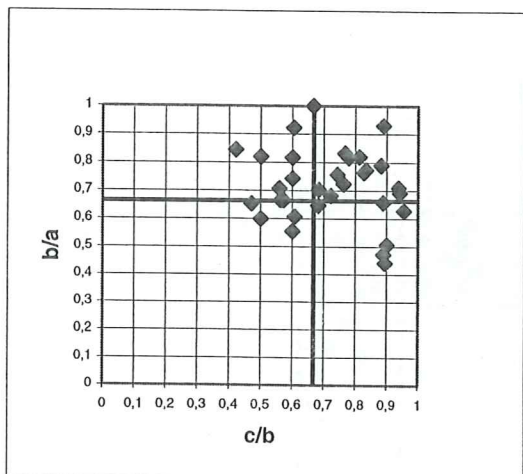
Prov C5



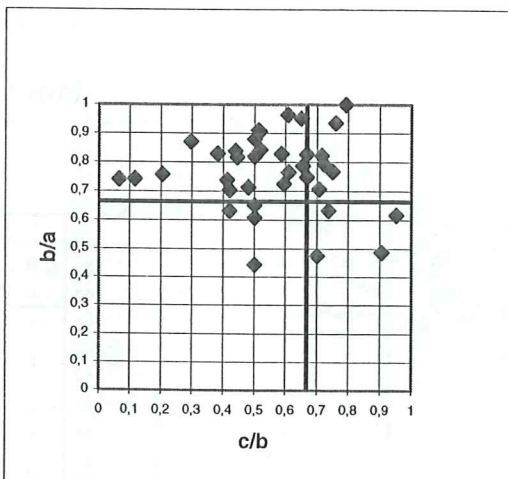
Prov C6



Prov D1

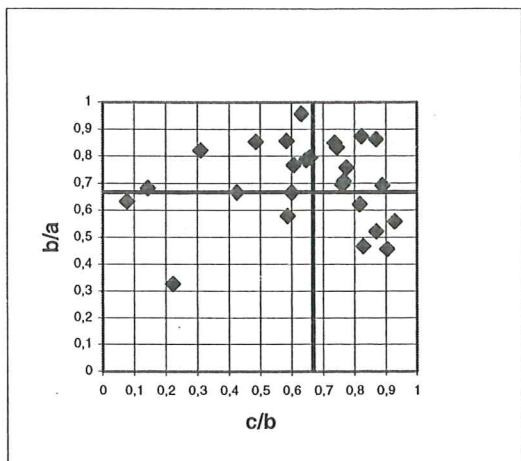


Prov G6

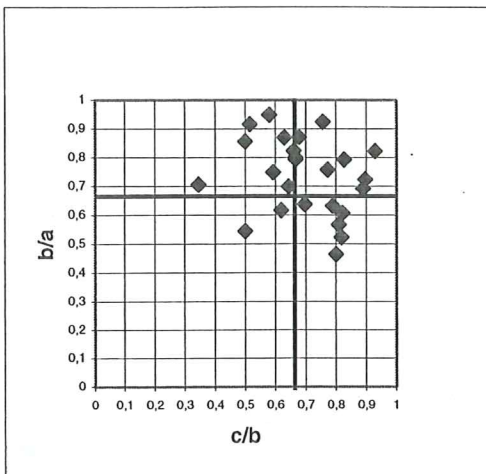


Dmm-facies

Prov A3



Prov E5





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

58. Hellman, Fredrik, 1994: Basement - cover relationships in the Harkerbreen Group of the northern Ny Friesland Caledonides, Svalbard.
59. Friberg, Magnus, 1994: Structures and PT determination of the Caledonian metamorphism of the lower part of the Planetfjella Group in the area around Mosseldalen, northern Ny Friesland, Svalbard.
60. Remelin, Mika, 1994: Palaeogeographic and sedimentation models for the Whitehill-Irati sea during the Permian of South America and southern Africa.
61. Hagman, Mats, 1994: Bevattning med avloppsvatten - en hydrogeologisk studie.
62. Sandström, Olof, 1994: Petrology and depositional history of the Campanian strata at Maltesholm, Scania, southern Sweden.
63. Pålsson, Christian, 1995: Middle-Upper Ordovician trilobites and stratigraphy along the Kyrkbäcken rivulet in the Röstånga area, southern Sweden.
64. Gustafson, Lars, 1995: Senkvartär stratigrafi och utveckling i Örseryd, mellersta Blekinge.
65. Gichina, Boniface M., 1995: Early Holocene water level changes as recorded on the island of Senoren, eastern Blekinge, southeastern Sweden.
66. Nilson, Tomas, 1996: Process- och miljötolkning av sedimentationen i en subglacial läsideskavit, Järnavik, S. Blekinge.
67. Andersson, Jenny, 1996: Sveconorwegian influence on the ca. 1.36 Ga old Tjärnesjö granite, and associated pyroxene bearing quartz-monzonites in southwestern Sweden.
68. Olsson, Ingela, 1996: Sedimentology of the Bajocian Fuglunda Member at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
69. Calner, Hanna, 1996: Trace fossils from the Paleocene-Middle Eocene Monte Sporno flysch complex, Northern Apennines, Italy.
70. Calner, Mikael, 1996: Sedimentary structures and facies of fine grained deep-water carbonate turbidites in a Paleocene-Middle Eocene flysch complex, Monte Sporno, Northern Apennines, Italy.
71. Hesbøl, Ros-Mari, 1996: Retrograded eclogites of the Richarddalen Complex, NW Svalbard - Petrology and P/T-conditions.
72. Eriksson, Mats, 1996: Lower Silurian polychaetaspid and ramphoprioid polychaetes from Gotland: aspects on taxonomy and palaeoecology.
73. Larsson, Daniel, 1996: Proterozoic hydrothermal alteration and mineralization along the Protogine Zone in southern Sweden.
74. Rees, Jan, 1996: A new hybodont shark fauna from the Upper Jurassic Vitabäck Clays at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
75. Bengtsson, Fredrik, 1996: Paleomagnetisk undersökning av senpaleozoiska gångbergarter i Skåne; Kongadiabas, melafyr och kulait.
76. Björngreen, Maria, 1996: Kontrollprogram vid avfallsupplag - en utvärdering.
77. Hansson, Anders, 1996: Adaptations and evolution in terrestrial carnivores.
78. Book, Jenny, 1996: A Light Microscopy and Scanning Electron Microscopy study of coccoliths from two bore holes along the City Tunnel Line in Malmö, Sweden.
79. Broström, Anna, 1996: The openness of the present-day landscape reflected in pollen assemblages from surface sediments in lakes - a first step towards a quantitative approach for the reconstruction of ancient cultural landscapes in south Sweden.
80. Paulsson, Oskar, 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
81. Sandelin, Stefan, 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
82. Meyerson, Jacob, 1997: Uppermost Lower Cambrian - Middle Cambrian stratigraphy and sedimentary petrography of the Almbacken drill-core, Scania, southern Sweden.
83. Åkesson, Mats, 1997: Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av postglacialt bildade järn- och manganmineral i en drumlinformad rygg.
84. Ahlgren, Charlotte, 1997: Late Ordovician communities from North America.
85. Strömberg, Caroline, 1997: The conodont genus *Ctenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden.
86. Borgenlöv, Camilla, 1997: Vätskeinklusioner som ledtrådar till bildningsmiljön för Bølets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geokemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.
88. Gunnemyr, Lisa, 1997: Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten - en geologisk och hydrogeologisk studie av Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland.
89. Antonsson, Christina, 1997: Inventering, hydrologisk klassificering samt bedömning av hydrogeologisk påverkan av våtmarksområden i samband med järnvägstunnelbyggnation genom Hallandsåsen, NV Skåne.
90. Nordborg, Fredrik, 1997: Granens markpåverkan - en studie av markkemi, jordmänsbildning och lermineralogi i gran- och lövskogsbestånd i södra Småland.



91. Dobos, Felicia, 1997: Pollen-stratigraphic position of the last Baltic Ice Lake drainage.
92. Nilsson, Johan, 1997: The Brennvinsfjorden Group of southern Botniahalvøya, Nordaustlandet, Svalbard - structure, stratigraphy and depositional environment.
93. Tagesson, Esbjörn, 1998: Hydrogeologisk studie av grundvattnets kloridhalter på östra Listerlandet, Blekinge.
94. Eriksson, Saskia, 1998: Morängenetiska undersökningar i klinter vid Greifswalder Boddens södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaurs (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *Acodus deltatus* Lindström.
97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden-chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.
101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk-paleohydrologisk undersökning av våtmarkskomplexet Rolands hav, Blekinge.
102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. Eyjafjallajökull volcano, South Iceland.
104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av strombolikaraktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagerföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvage-Luotatalako-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.
114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetationsutveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.
116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granatamfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimatoscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söderåsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne