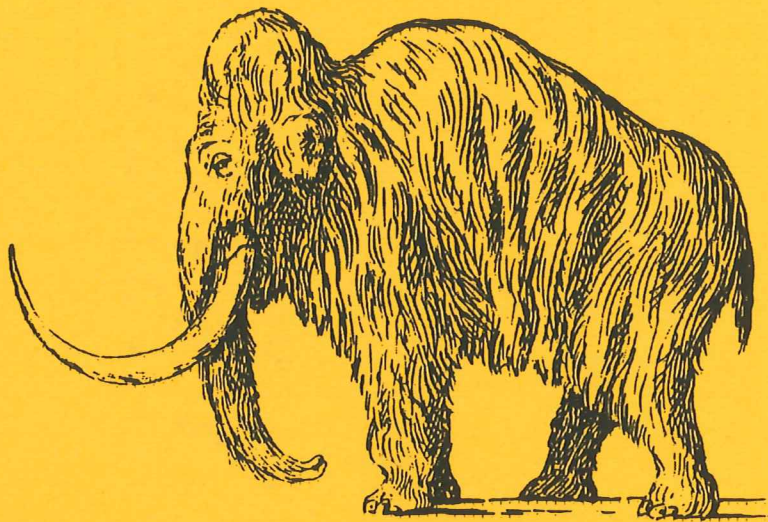


# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

## Kvartärgeologi

---



**Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av  
postglacialt bildade järn- och manganmineral i en  
drumlinformad rygg**

**Mats Åkesson**

---

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600955249

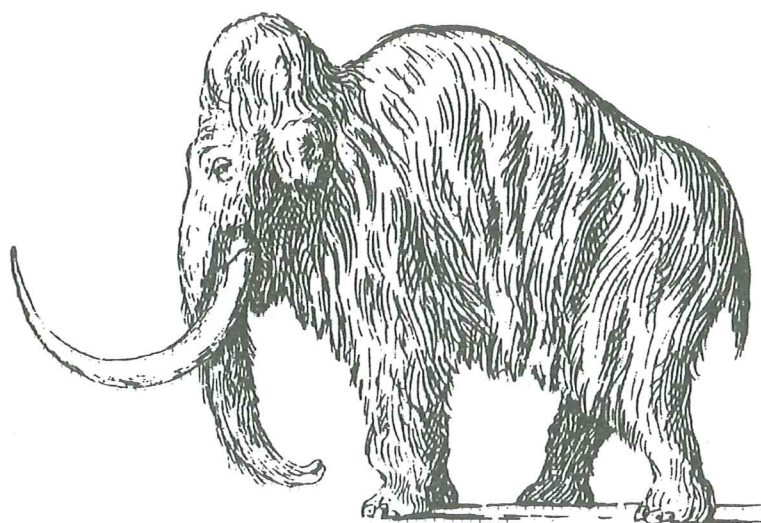
Examenensarbete, 20 p  
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 83

# EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

## Kvartärgeologi

---



**Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av  
postglacialt bildade järn- och manganmineral i en  
drumlinformad rygg**

**Mats Åkesson**

# Innehållsförteckning

	<b>Abstract</b> . . . . .	<b>1</b>
<b>1</b>	<b>Inledning</b> . . . . .	<b>2</b>
1.1	Bakgrund . . . . .	2
1.2	Syfte och målsättning . . . . .	2
1.3	Avgränsningar . . . . .	3
1.4	Genomförande . . . . .	3
<b>2</b>	<b>Allmänt om geologi och geomorfologi i regionen</b> . . . . .	<b>4</b>
2.1	Geomorfologi och topografi . . . . .	4
2.2	Berggrunden . . . . .	4
2.3	Jordarter . . . . .	6
2.4	Allmänt om krittåkten i Broestorp . . . . .	6
2.5	Isrörelseriktningar . . . . .	6
2.6	Deglaciationen . . . . .	6
<b>3</b>	<b>Metoder</b> . . . . .	<b>7</b>
3.1	Fältarbete . . . . .	7
3.1.1	Ytkartering . . . . .	7
3.1.2	Avvägning . . . . .	7
3.1.3	Rensning av skärningen . . . . .	7
3.1.4	Dokumentation . . . . .	7
3.1.5	Riktninganalys . . . . .	7
3.2	Laborationsarbete . . . . .	7
3.2.1	Kornstorleksanalys . . . . .	7
3.2.2	Petrografisk undersökning . . . . .	8
3.2.3	Bestämning av kolföreningar och kolhalt . . . . .	8
3.2.4	Bestämning av kemisk sammansättning . . . . .	8
3.2.5	Röntgendiffraktionsanalys . . . . .	8
3.3	Databearbetning . . . . .	8
<b>4</b>	<b>Beskrivning och resultat</b> . . . . .	<b>10</b>
4.1	Introduktion . . . . .	10
4.2	Beskrivning skärning 1 . . . . .	11
4.2.1	Enhet A . . . . .	11
4.2.2	Enhet B . . . . .	14
	Underenhet B1 . . . . .	15
	Underenhet B2 . . . . .	23
	Underenhet B3 . . . . .	24
4.2.3	Enhet C . . . . .	24
4.3	Beskrivning skärning 2 . . . . .	27
4.3.1	Enhet A . . . . .	27
4.3.2	Enhet B . . . . .	28
	Underenhet B1 . . . . .	28
	Underenhet B2 . . . . .	31
4.3.3	Enhet C . . . . .	32
<b>5</b>	<b>Diskussion och tolkning</b> . . . . .	<b>34</b>
5.1	Tänkbara järnmineral . . . . .	34
5.2	Tänkbara manganmineral . . . . .	34
5.3	Karbonater . . . . .	35
5.4	Teori för vittring, transport och utfällning av järn- och manganmineral . . . . .	36
5.4.1	Vittring och transport av järn och mangan . . . . .	36
5.4.2	Utfällning av järn och mangan . . . . .	36
5.4.3	Järn- och mangananrikningar som en postglacial utfällning . . . . .	37

5.5	Karstbildning . . . . .	38
5.6	Tolkningar . . . . .	38
5.6.1	Enhet A . . . . .	38
5.6.2	Enhet B . . . . .	39
	Underenhet B1 . . . . .	39
	Underenhet B2 . . . . .	42
	Underenhet B3 . . . . .	43
5.6.3	Enhet C . . . . .	43
<b>6</b>	<b>Slutsatser . . . . .</b>	<b>45</b>
6.1	Utbredning av kretaceiska sediment, kaolinitrat berg och kaolin . . . . .	45
6.2	Miljötolkning . . . . .	46
6.3	Anrikning av järn- och manganmineral . . . . .	47
	<b>Tack . . . . .</b>	<b>48</b>
	<b>Referenser . . . . .</b>	<b>49</b>

## Abstract

The study was made in Broestorp gravel pit with surroundings, 2 km SSV of Sibbhult, Southern Sweden. The tills and the underlying Cretaceous bedrock were investigated in a drumlinshaped ridge striking approximately N30°E-S30°V and being 1000 m long and 150-250 m wide.

Different types of manganiferous and ferruginous precipitates were found to be enriched at the contact between Cretaceous bedrock and the till. The Mn-rich mineral was most certainly birnessite, pyrolusite, psilomelane and wad, whereas the dominant Fe-rich precipitates were goethite and ferrihydrite. It is suggested that the Mn- and Fe-precipitates were enriched after the last glaciation.

The tills were deposited during the last glaciation and deformation of the Cretaceous bedrock took place syndepositionally with the deposition of the lowermost till succession. The ice movement was from the east and brought mica from the area SE of Lake Immeln (Västanåfältet). Above the mica-rich till appears a poorly sorted greyish basal till. This till was deposited beneath an active, wet-based glacier, as indicated by a well-developed fissility and silt smudges, and is interpreted as a deformation till. On top is a sandy till, interpreted to be deposited subglacially by melt-out from a stagnant ice.

# 1 Inledning

## 1.1 Bakgrund

Sommaren 1994 genomförde Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) jordartsgeologiska undersökningar i nordöstra Skåne och västra Blekinge. Detta karteringsarbete utgör grunden för de nya jordartskartorna som skall framställas över regionen. Under fältarbetet uppmärksammades krittakten i Broestorp, 2 km SV om Sibbhult (Fig. 1 och Fig. 2). Anledningen var dels att kretaceiska kalkförande sediment påträffades i ett annars gnejsdominerat område, dels de fynd av ett mycket gyttjeliikt material som gjordes i de överlagrande moränskärningarna. Innan detta arbete påbörjades fastslogs det emellertid att det gyttjeliikt materialet inte innehöll några nämnvärda halter organiskt material, men däremot en avsevärd manganhalt. Mitt arbete initierades av SGU som ville ha en dokumentation av krittakten och en mer detaljerad bild av den omkringliggande terrängen.

## 1.2 Syfte och målsättning

Syftet är att dokumentera skärningar i morän och kritberggrund nordöst om Broestorp samt dess närområde, kartbladet Kristianstad NO. Den övergripande målsättningen är att därigenom få en bättre och mer detaljerad bild av morfologi och jordarter i anslutning till moränskärningen. Om möjligt skall även kritberggrundens utbredning, djupet till urberg samt utbredningen av kaolin och kaolinvittirat berg klarläggas. En närmare bestämning av det gyttjeliikt manganmaterialet och dess bildningssätt skall också utföras. Mer i detalj skall skärningen dokumenteras med vedertagna metoder med avseende på:

- stratigrafi
- strukturer och eventuell tektonik
- partikelorientering
- kornstorleksfördelning
- bergartssammansättning

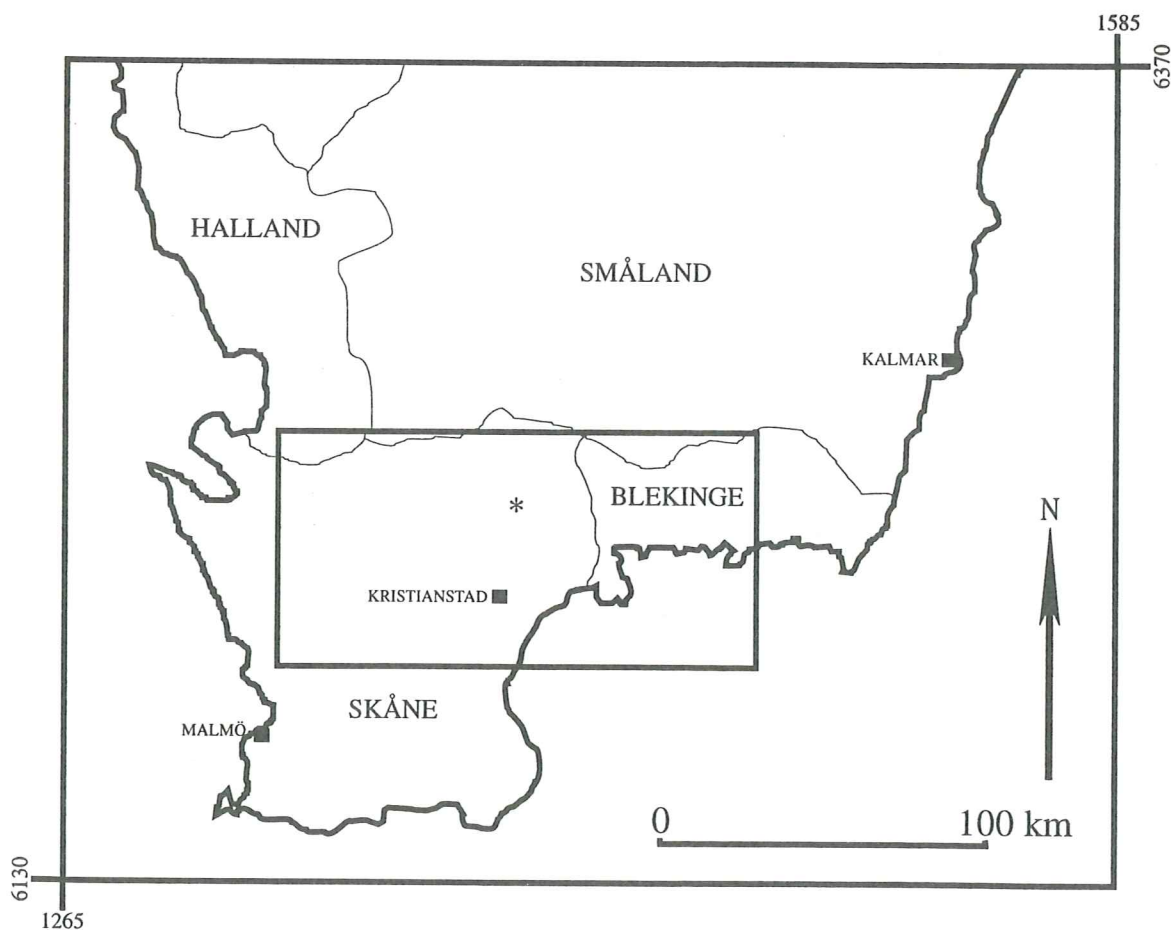


Fig. 1. Karta över södra Götaland. Det inramade området motsvarar utbredningen för Fig. 2.  
\* = Broestorp.

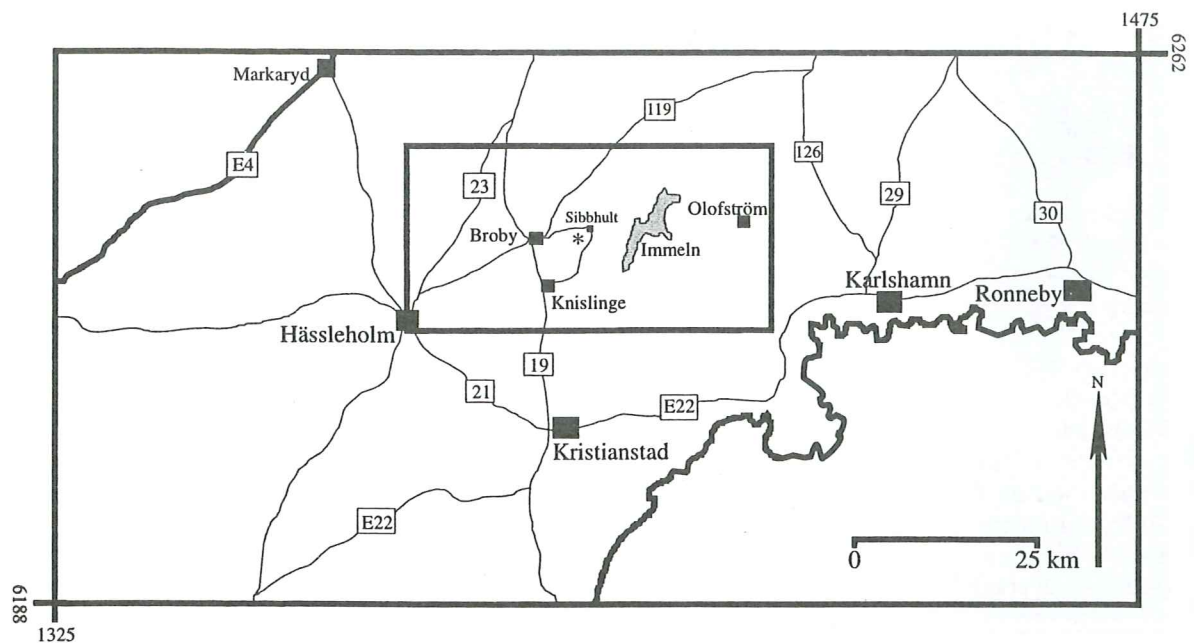


Fig. 2. Karta över nordöstra Skåne och västra Blekinge. Det inramade området motsvarar utbredningen för Fig. 4. \* = Broestorp.

Förhoppningsvis leder detta till en större förståelse av isrörelseriktningarna i området, samt avsättningsmiljö och bildningssätt för den drumlinartade höjdsträckning i vilken skärningen är belägen.

### 1.3 Avgränsningar

Arbetets moränstudier begränsas till de skärningar som frilades i krittäkten, Broestorp. Dessutom ytkarterades ett ca. 1 km<sup>2</sup> stort område i anslutning till täkten. I dokumentationsrapporten till SGU låg tyngdpunkten på tillvägagångssätt, laborativa resultat, skärningsbeskrivningar och en ingående studie av det gyttjeliknande materialet. Detta examensarbetet innehåller en reviderad och mer fyllig tolkning av de framtagna resultaten.

### 1.4 Genomförande

Arbetet påbörjades i slutet av mars 1995, då jag i sällskap med dokumentationens initiativtagare Esko Daniel, SGU och mina två handledare till examensarbetet, Kärstin Malmberg-Persson, SGU och Per Möller, Kvartärgeologiska institutionen, Lund, besökte Broestorpslokalen och i grova drag planerade undersökningen.

En del översiktliga flygbildstolkningar och litteraturstudier genomfördes innan det fyra veckor långa fältarbetet påbörjades i månadskiftet mars-april. I maj utfördes huvuddelen av det laborativa arbetet, varvid Siv Olsson, Kvartärgeologiska institutionen i Lund, handledde mig i vissa analysmetoder (kolbestämning, kemisk sammansättning och röntgendiffraktionsanalys). Under sommaren 1995 och vårterminen 1996 sammanställdes materialet.

## 2 Allmänt om geologi och geomorfologi i regionen

### 2.1 Geomorfologi och topografi

Dalgångarna i regionen stryker i allmänhet NNO-SSV till NNV-SSO och depressionerna är sällan mer än 20-30 meter djupa i berggrundsytan (Åmark 1984). Det finns en del drumliniserade höjder i Broestorps omgivning, bl a vid Feleberga drygt 1 km NNV om Broestorp (Fig. 3) och provlokalen är belägen i en drumlinformad rygg. Landskapet i regionen höjer sig successivt mot norr men terrängen är förhållandevis flack. Höjningen i ett 25 km långt nord-sydligt stråk med Sibbhult i mitten är omkring 80 m (Bergström & Lidmar-Bergström 1983). Berggrundens sammansättning påverkar både blockigheten i terrängen och hållfrekvensen. Överlag är det sparsamt med berghällar i området (Wikman 1983).

Vittringen av framförallt syenit och gnejsgranit var betydande i det tropiska klimat som rådde strax före avsättningen av de kretaceiska sedimenten, den s k Kristianstadskritan. Förvittringen av berggrunden fortsatte under större delen av kritperioden, vilket i vissa fall ledde till en djupvittring på över 20 meter. Det var främst lermineralet kaolinit som bildades. När havsytan efter ett flertal regressioner och transgressioner slutligen drog sig till-

baka hade vissa delar av vittringsmanteln eroderats bort medan andra delar kom att bevaras under de kretaceiska sedimenten. Denna skyddade relief har sannolikt många likheter med dagens relief och kallas "den subkretaceiska erosionsytan" (Lidmar-Bergström 1981), även kallad den subkretaceiska vittringsfronten (Åmark 1984). Det finns en hel del torbildningar i området och den närmaste ligger vid Säflacka 2 km väster om Broestorp (Fig. 3). Drygt 3 km rakt söderut vid Hjartabacken samt 4 km åt sydväst vid Emmislöv finns flera klippruiner som markant utmärker sig i terrängen (Bergström & Lidmar-Bergström 1983).

### 2.2 Berggrunden

Undersökningslokalen ligger i nordöstra Skåne ett par mil väster om Protoginzonen, vilken avskiljer de Sydvästsvenska gnejserna från kustgnejserna i Blekinge. Lokalen ligger också alldeles i utkanten av gränzonen mellan den Fennoskandiska urbergsskölden och den sedimentära berggrunden i det Dansk-polska tråget (Lindström 1991). Bergarternas utbredning i regionen visas i Fig. 4 och beskrivs kortfattat nedan.

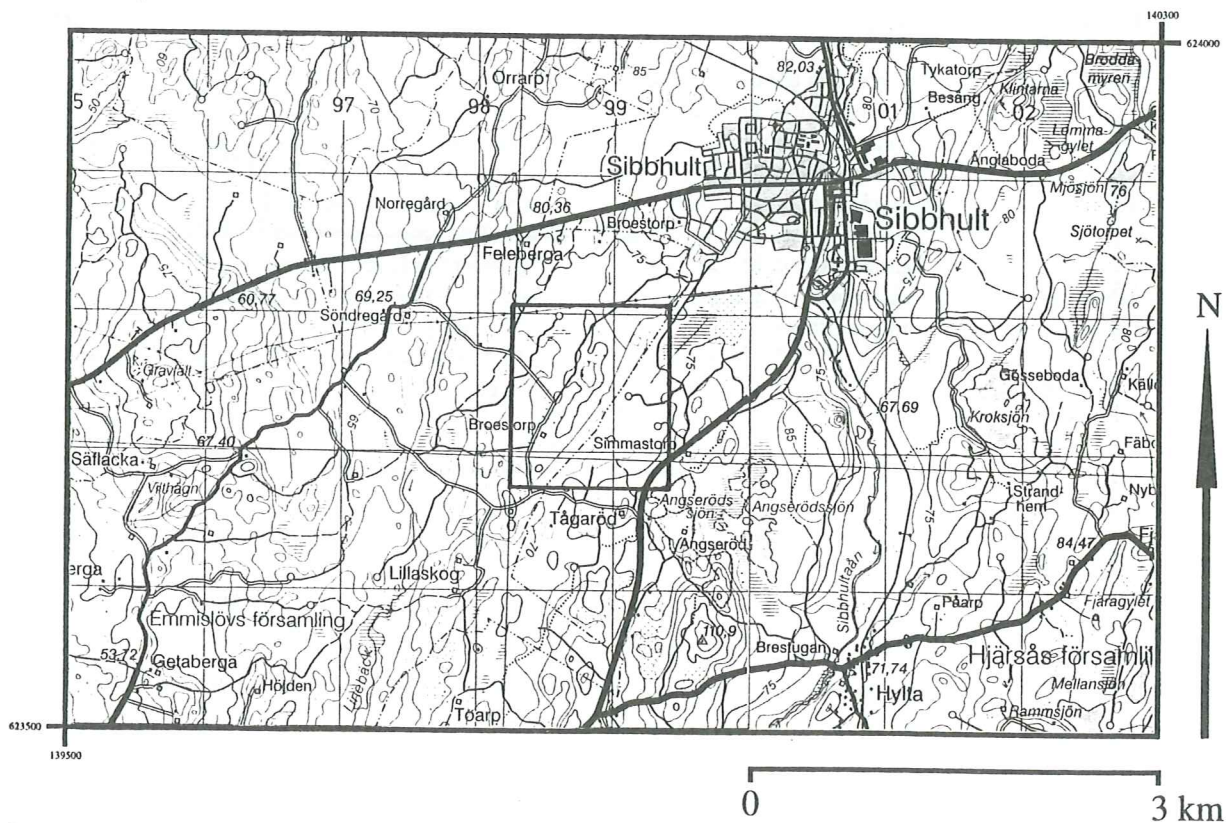


Fig. 3. Topografisk karta över Broestorps närområde. Det inramade området motsvarar utbredningen för Fig. 7.



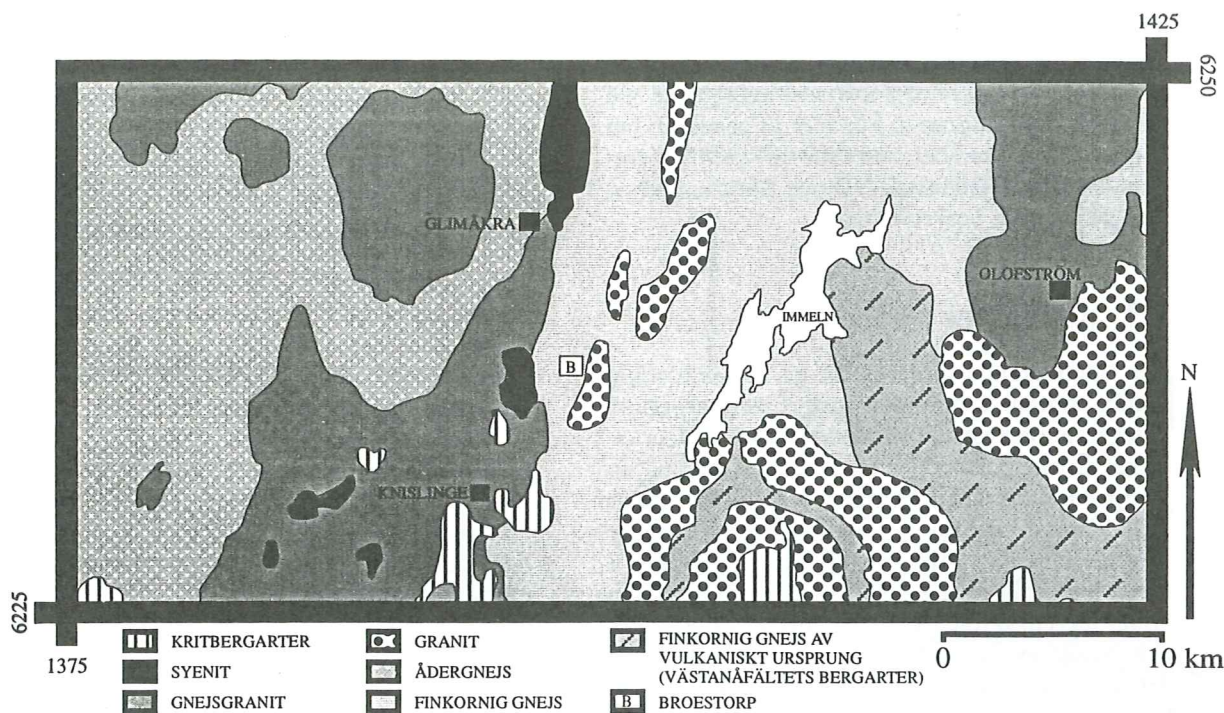


Fig. 4. Förenklad berggrundskarta över nordöstra Skåne (efter Kornfält 1983; Wikman 1983).

Finkorniga gnejser av okänt ursprung dominerar berggrunden vid undersökningslokalen och i dess närområde. De har huvudsakligen en rödgrå färg i mycket skiftande nyanser samt en markant skiffrig eller gnejsig struktur. En viss anknytning finns förmodligen med de Blekingiska kustgnejserna (Wikman 1983).

Gråröd-rödgrå gnejsgranit finner man åt NNV uppe vid Glimåkra samt rakt västerut från Broestorp. Den kännetecknas av sporadiskt förekommande linser av röda "kalifältspatögon" (Wikman 1983).

Finkorniga och medelkorniga graniter finns NO och öster Broestorp. Dess begränsning är dock inte säkerställd eftersom antalet blottningar är få (Wikman 1983).

Syenit påträffas rakt norrut från Broestorp och det är en förhållandevis grovkornig bergart med en svagt grönaktig färg. Förskiffrad syenit övergår snarare i grå eller röda nyanser (Wikman 1983).

Hyperitdiabas är en karakteristisk finkornig prekambrisk diabas som genomskär berggrunden i regionen med en NNO-SSV strykning. Det utmärkande för hyperitdiabasen är den mörka färgen. Gångarna är omkring 30 meter breda, men även bredare partier förekommer. Dessa bredare partier har en tendens att bli något mer grovkorniga. I kontaktområdet mot omgivande berg kan hyperitdiabasen vara kraftigt förskiffrad (Wikman 1983; Kornfält 1983).

Västanaåfältets bergarter sträcker sig från Immeln nordöstra hörn och ned mot SO. Till skillnad mot omgivningen består Västanaåfältet av sedimentära och vulkaniska bergarter, som har utsatts för en stark förskiffring. Den höga glimmer- och

kvartshalten samt den kraftiga förskiffringen har här bildat en ljusgrå till grå glimmerskifferliknande bergart, s k glimmerskiffer. I Västanaåfältet finns NV om Näsrum och upp mot Immeln ett stråk av en kvartsdominerad glimmerkvartsit med en gråvit färg (Kornfält 1983).

Kritbergarterna avsattes under kritperioden då Kristianstadsområdet utgjorde ett grundhav i ett tropiskt klimat. Så här långt norrut finns det dock bara spridda lokaler, varav Broestorpstakten är en av de nordligaste hittills kända. Kritan förekommer ofta som små rester på läsidan om bergkullar (sydslutningen) där glacialerosion varit låg. Man kan förmoda att det finns fler oupptäckta rester av kretaceiska sediment i dessa lägen (Bergström 1983).

Lervittring: I undersökningslokalens närhet finns det möjliga rester av lervittrat berg, bl a i en betesmark endast 200 meter SV täkten (Bergström & Lidmar-Bergström 1983). Liknande vittring av urberget, så kallad kaolinvittring, är vanlig i nordöstra Skåne. Kaolinvittringen var troligtvis som mest aktiv strax före kritbildningarnas avsättande i Kristianstadsområdet för omkring 100 miljoner år sedan. Lervittringsdjupet är vid Broestorp 20-30 meter (Bergström & Lidmar-Bergström 1983).

Grusvittring: Det finns även tecken på en omfattande grusvittring i området, främst på gnejsgraniter och syeniter. Vid Säflacka gård finns både grusvittrade block och en torbildning med grusvittrad sockel (Bergström & Lidmar-Bergström 1983).

Moberg (1884) nämner att han funnit en rödbrun kvartssandrik kalksten samt bollar av glimmerskiffer vid Filkesboda i den norra delen av Västanaåfältet.

tet. Lundgren (1934) anser att den rödbruna färgen utgörs av en sekundär rostfärgning och han påpekar också att kalkstenen är starkt avfärgande vid gnidning med fingrarna. För mer information om bergarterna i området hänvisas till SGUs berggrundskartor Kristianstad NO och Karlshamn NV, med tillhörande beskrivningar.

### 2.3 Jordarter

Den dominerande jordarten är en normalblockig sandig morän. I områden med syenitberggrund övergår moränen ofta i en storblockig dito. Moräntäcket är ofta 2-10 meter mäktigt men morändjup på uppemot 20 meter är ingen ovanlighet. I dalar och depressioner finns glacifluviala avlagringar vars utsträckning ofta är N-S eller NNO-SSV, i likhet med dalarna. De glacifluviala avlagringarna bildar huvudsakligen kull- respektive ryggformer och består av ett stenigt till sandigt material. I depressionerna är det också vanligt med mindre torvmarker (Åmark 1984).

### 2.4 Allmänt om krittäkten i Broestorp

Enligt den nuvarande markägaren, Torsten Niklasson, öppnades täkten i början av 1900-talet. Det var i första hand kritan man ville komma åt eftersom den användes som jordförbättringsmedel på de närliggande torvmarkerna. Resterande block och stenar krossades och tillsammans med grus och sand fick man därmed ett lämpligt material till de privata vägarna. Niklasson berättade att täkten brukar fyllas med 0.3-0.5 m vatten varje vinter, men att vattnet försvinner på vårkanten.

### 2.5 Isrörelseriktningar

Räfflor på berghällar i närliggande områden tyder på en sista isrörelse från NNV-NNO. Strax ONO om Näsrum finns det även isräfflor som visar på en östlig isrörelse. Antalet hållar är förhållandevis få och hållar med tydliga isräfflor är ännu färre (Åmark 1984). Enligt Bergström & Lidmar-Bergström (1983) har glacialerosionen varit som intensivast i ett NO-SV strykande stråk alldeles väster om en linje mellan Glimåkra och Knislinge. Glacialerosionen i detta område följer berggrundens lineament som stryker i samma riktning. Broestorp är beläget alldeles öster om detta stråk, i ett område med välbevarade torbildningar och glacialerosionen anses här ha varit svagare.

Lagerlund *et al.* (1983) presenterar en glaciationsmodell med periodvis förekommande marginaldomer i södra Östersjön i Weichseliens deglaciationsskede, vilka ger upphov till isrörelser från S i södra Skåne. Detta leder i sin tur till att den dominerande isriktningen från NO i norra och östra Skåne avlänkas. Följden blir mer östliga isrörelser i NO Skåne. När marginaldomerna kollapsar minskar avlänkningen och isrörelsen vänder tillbaka åt N-NO. Den sista aktiva isrörelsen i området kommer nästan rakt från N (Åmark 1984).

### 2.6 Deglaciationen

Broestorp (ca. 72 möh) ligger över HK, som i detta område når omkring 55 möh. Enligt Åmark (1984) retirerade den aktiva isfronten successivt tillbaka norrut och lämnade en zon med stagnant dödis framför sig. Detta gav samtidigt upphov till de kullformer och transversella ryggar som man kan finna i regionen, t ex söder om Immeln. Isen var under hela deglaciationen bottenmältande, vilket medförde att glacifluviala avlagringar avsattes i dalar och depressioner dit smältvattnet sökte sig. Två kilometer öster om täkten fann de Geer (1889) en "kull- och vallformig glacifluvial avlagring av stenig grusig sand" i N-S utsträckning. Isen stagnerade i området 12.700-12.500 BP.

## 3 Metoder

Området flygbildstolkades innan fältarbetet påbörjades. Därigenom erhöles en översiktlig bild över de olika landformernas utbredning. Tolkningen i stereoskop utgjorde grunden för ytkarteringen som genomfördes i fält.

### 3.1 Fältarbete

#### 3.1.1 Ytkartering

Det karterade området är drygt 1 km<sup>2</sup> med krittäkten i Broestorp tämligen centralt placerad. Underlagskarta vid ytkarteringen var en kopia av den jordartskartering som genomfördes sommaren 1994 av SGU.

#### 3.1.2 Avvägning

Fyra stråk över den drumliniserade ryggsformen avvägdes och därigenom kunde ryggs höjdskillnader och form åskådliggöras. Utgångspunkten för mätningarna ligger vid Söndregård, drygt 1 km NV om Broestorp.

#### 3.1.3 Rensning av skärningen

En traktorgrävare anlätades för att rensa fram nästintill vertikala skärningar. Skärningarna jämnades till med spade och spatel innan dokumentationen utfördes. Två skärningar frampreparerades. Skärning 1, belägen i täktens södra del är 28 meter lång och 4.5-5.5 meter hög och stryker i grova drag NV-SO. Skärning 2, i täktens norra del är 12 meter lång och 4-4.5 meter hög och stryker NV-SO (Fig. 5).

#### 3.1.4 Dokumentation

Vid dokumentationen rensades skärningarna noggrant. Ett rutnät som underlättade dokumentationen skapades av horisontellt uppspända linor med en meters mellanrum samt två 4 meter långa mätstockar som successivt förflyttades under dokumentationens gång. Litologiska enheter urskiljdes i fält och deras inbördes förhållande till varandra uppmättes och ritades in i skala 1:20 på milimeterpapper. Under dokumentationens gång noterades fortlöpande intressanta detaljer som inte gick att återspegla i ritningarna. Skärningarna fotograferades med färgfilm, diafilm samt videofilmes.

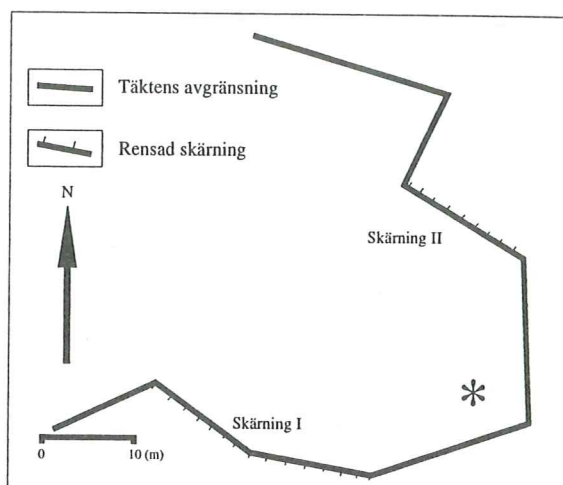


Fig. 5. Skiss över täkten i Broestorp och placeringen för de beskrivna skärningarna. \* = platsen där man grävt ner till det kristallina berget.

Riktninganalys samt provtagning till kornstorleksanalys, petrografisk analys, kolbestämning, röntgendiffraktionsanalys och bestämning av den kemiska sammansättningen utfördes i fält. Sammanlagt togs 54 prover, varav 38 analyserades, och vid urvalet eftersträvades en maximal täckning utan att antalet analyser skulle bli för många.

#### 3.1.5 Riktninganalys

I två vertikala kolumner i den södra skärningen genomfördes totalt tolv riktninganalyser. 1 meter breda och 3 dm djupa hyllor frampreparerades i skärningen. Partikelorienteringen bestämdes på drygt 25 stenar/analys. Endast matrixstödda stenar mättes in och avlånga stenar favoriserades. Formkvoten var minst 1.5 mellan längsta axeln/intermediära axeln. Strykning och stupning noterades för varje sten och likaså de tre längdaxlarna. Isräfflor på de större stenarna och blocken i skärningarna uppmättes och noterades. Det var annars mycket sparsamt med hälltytor i täktens närområde och inga isräfflor påträffades.

### 3.2 Laborationsarbete

#### 3.2.1 Kornstorleksanalys

Kornstorleksanalyser utfördes på 22 av fältproverna. Laborationsarbetet utfördes enligt Talme & Almén (1975). Grus- och sandfraktionerna (22.4 - 0.063 mm; -4.4 - 4.5 phi) bestämdes med siktanalys medan silt- och lerfraktionerna (<0.063 mm; >4.5 phi) bestämdes med hydrometeranalys.

### 3.2.2 Petrografisk undersökning

Totalt bearbetades 21 prover och de undersökta fraktioner var 8.0-5.6 mm och 5.6-4.0 mm. Analyserna baserades på 300-600 gruskorn från varje prov och indelningen var enligt följande:

*Surt urberg:* Granitiska och gnejsiga bergarter där röda fältspatkorn kunde urskiljas eller en halt ljusa mineral på >50%. Den lokala kristallina berggrunden.

*Basiska bergarter:* Syenit, amfibolit, finkornig hyperitdiabas eller grovkornig diabas med 3-5 mm långa plagioklasnålar. Bergarterna finns företrädesvis norr om provlokalen.

*Glimmerskiffer:* En ljusgrå, mycket glimmerrik och tydligt förskiffrad bergart med mussliga brottytor. Glimmerskiffer förekommer i ett väl avgränsat område (Västanaåfältet) ONO-SO Broestorp. Till denna bergartskategori inräknas också glimmerkvartsit, som till största delen består av kvarts.

*Kvarts:* Rena kvartskorn.

*Kretaceisk kalksten:* Vällitifierad Kretaceisk kalksten. Helt lokal bergart från tåkten i Broestorp.

*Övrigt:* Oidentifierade eller väldigt sparsamt förekommande bergarter och mineral, såsom pyrit och muskovit.

I prov 14, 15, 17, 27, 28 och 32 genomfördes endast en översiktlig kontroll angående glimmerskifferhalten.

### 3.2.3 Bestämning av kolföreningar och kolhalt

En kolanalysator av modell LECO RC-412 Multiphase Carbon Determinator användes vid bestämningen av kolföreningar samt halten organiskt respektive oorganiskt kol. Före varje provserie kalibrerades instrumentet med standardprover. Totalt utfördes bestämningar på 18 olika prover. De torkade och mortlade proverna vägdes in i kvartskepp med en provmängd på 0.1-0.3 g. I apparaturen förbrändes provet under oxiderande förhållanden, vilket medförde att allt kol blev koldioxid. Beroende på hur kolet var bundet från början förbrändes det vid olika temperaturer.

I alla analyser delades förbränningen upp i två faser. Den första fasen omfattade intervallet 100-550°C med en temperaturökning på 60°C/min. I den andra fasen var temperaturstegringen 75°C/min och när sluttemperaturerna strax över 1000°C nåddes bibehölls denna temperatur i 50 sekunder innan analysen avslutades. Anledningen till uppdelningen i två faser är att de organiska

kolföreningarna förbränns mellan 150-500°C och karbonatföreningarna mellan 600-1000°C. Genom uppdelningen kunde faserna beräknas var för sig. Apparaturen var inte kalibrerad med avseende på vattenhaltsmätningar, vilket medför att resultaten som redovisas för vattenhalten i Tab. 1 bara indikerar de inbördes relationerna mellan proven och inga absoluta värden. Ett annat problem är att vattenånga adsorberas i slangarna.

### 3.2.4 Bestämning av kemisk sammansättning

Proverna torkades i 105°C och upphettades därefter till 1050°C i två timmar för bestämning av glödförlust (LOI). Återstoden av provet smältes med B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> och Li<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> varefter smältan löstes upp i HNO<sub>3</sub> (Thompson & Walsh 1983). Lösningen analyserades med hjälp av ICP-AES (inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy, ARL 3520). Följande ämnen bestämdes: Fe, Mn, Ti, Si, Al, Mg, Ca, Na, K, P, Zn samt Cu.

Sammanlagt analyserades fem prover. Ett av proven siktades genom en 1mm-sikt innan det upphettades eftersom det innehöll en stor mängd kvarts- och glaukonitkorn. Speciellt kvarts ger så starka reflektioner att tolkningen av analysen försvåras avsevärt om den förekommer i för stora halter.

### 3.2.5 Röntgendiffraktionsanalys

För att utröna mineralogin utfördes ett antal röntgendiffraktionsanalyser. Analysen utfördes i en Philips diffraktometer (Philips PW 1710, PW 1050). Det pulveriserade provet bestrålades med CuK-strålning. Tyvärr kan inte diagrammen från röntgendiffraktionsanalysen redovisas på ett tillfredsställande sätt i detta arbete.

## 3.3 Databearbetning

Rikttningsanalyserna plottades i ett Schmidtnät och till den statistiska utvärderingen användes "Eigenvalue-metoden" (Mark 1973, 1974). Eigenvektor V<sub>1</sub> är parallell med partiklarnas dominerande strykningen, V<sub>3</sub> visar den minst uttalade riktningen och V<sub>2</sub> är normalen till V<sub>1</sub> och V<sub>3</sub>. Graden av samling av uppmätta orienteringsvärden framgår av signifikansvärdena S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> och S<sub>3</sub>, där S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>+S<sub>3</sub>=1 och S<sub>1</sub>>S<sub>2</sub>>S<sub>3</sub>. S<sub>1</sub>-värdet indikerar styrkan i den kalkylerade V<sub>1</sub>-vektorn och likaså gäller för S<sub>3</sub>-värdet med avseende på vektor V<sub>3</sub>. Resultaten från kornstorleksanalyserna datorbearbetades statistiskt enligt Folk & Ward (1957). Medelvärde och standardavvikelse (sortering) framräknades och användes vid utvärderingen. I

övrigt producerades diagram, figurer och tabeller för att bättre åskådliggöra det insamlade datamaterialet.

Proverna numrerades så att varje provpunkt i skärningarna fick ett specifikt nummer. Alla de

analyser som är gjorda i en och samma provpunkt har därmed samma provnummer. En tabell över de analyser som är gjorda i varje provpunkt finns i Bilaga 1.

## 4 Beskrivning och resultat

### 4.1 Introduktion

Provlokalens plats i rikets nät är 623743/139874. Kalktäktens botten ligger på 74 m ö h och dess överkant på 79 möh i norr och 80-81 möh i söder. Täkten är belägen i en drygt 1000 m lång och 150-250 m bred rygg, vilken stryker ca. N30°O-S30°V (Fig. 6). I den proximala delen är ryggen uttalat strömlinjeformad och höjer sig drygt 10 m över omgivande torvmarker och flacka moränområden. Ca. 100 m norr om täkten är ryggsformen som högst och når ca. 84 möh (Fig. 6). Proximalt är ytan också ställvis blockrik eller storblockig inom mindre områden, speciellt på ryggsformens östra flank. I distal riktning är strömlinjeformen inte lika markant och ryggen höjer sig här ca. 4-8 m över omgivningen. Ytan är normalblockig, men här finns några mäktiga gärdsgårdar som är resultatet av tidigare block och stenbrytning. Åt öster avgränsas ryggsformen huvudsakligen av en 100-250 m bred torvmark och åt väster övergår ryggsformen i en normalblockig sandig morän med spridda mindre torvmarker med tunna torvtäcken

på mindre än 0.5 m (Fig. 7). Moränen under torvmarkerna NV och NO om ryggsformen innehöll kaolin enligt fältbestämning.

Enligt markägaren ligger den kristallina berggrunden 1.5-2 m under täktbotten i täckens östligaste del, vilket innebär knappt 72 möh. Kalkberggrundens yta ligger här drygt 75.5 möh och mellan kalkstenen och urberget uppgav markägaren att ett decimetertjockt skikt av ett singel-liknande material påträffats (muntlig konversation med Torsten Niklasson 1995). Lundgren (1934) uppger att kritan är en flintfri skalstoftskrita och han fann ett fossil av *Belemitella mucronata*, vilket tyder på en bildning i den undre delen av övre Campan i senare delen av kritaperioden.

Strax invid vägen, knappt 100 m NV om täkten, grävdes nyligen en 4 m djup brunn ner till det kristallina urberget utan att några indikationer på kalksten gjordes (muntlig konversation med Torsten Niklasson 1995) (Fig. 7).

Skärningsritningar finns på plansch 1 och 2.

Tab. 1. Resultaten från kolbestämningen. Kolhalten, liksom toppintervallet för kolavgång, avser förbränningsfas 2 (550-1000°C). Vattenhalten indikerar bara de inbördes relationerna mellan proverna.

Prov	Enhet	Typ	C-halt (%)	Toppintervall (C)	Vatten (%)	Kommentar
1	B1	Morän	<0.05	600-650 & 900-1050	0.3	
2	B1	Morän	<0.05	530-580	0.3	
3	B2	Morän	<0.05	600-650	0.2	
4	B2	Morän	<0.05	580-650	0.2	
5	B2	Morän	<0.05	580-650	0.3	
6	B3	Morän	<0.05	570-620	0.4	
35	B1	Morän	0,05	610-650 & 850-1000	0.6	
22*	B1	Fe/Mn anrik.	0.15	600-750	4.7	
24*	B1	Fe/Mn anrik.	0.22	620-780	4.2	CaCO <sub>3</sub> enl. XRD
29*	A	Fe/Mn anrik.	0.31	640-750	5.7	CaCO <sub>3</sub> enl. XRD
33*	B1	Fe/Mn anrik.	<0.05	580 -700	1.7	
37	B2	Fe/Mn anrik.	0.05	650-750	4.6	
19	A	Kalksand	10.4	750-900	-	CaCO <sub>3</sub> (87%)
20	A	Kalksand	8.7	740-890	-	CaCO <sub>3</sub> (68%)
21	A	Kalksand	7.7	740-890	-	CaCO <sub>3</sub> (64%)
23	B1	Kalkkärna	10.9	790-950	-	CaCO <sub>3</sub> (91%)
25	B1	Kalkkärna	11.1	790-950	-	CaCO <sub>3</sub> (93%)
31	A	Kalksand	10.3	750-900	-	CaCO <sub>3</sub> (86%)
34	A	Hård kalk	10.8	790-940	-	CaCO <sub>3</sub> (90%)
36	A	Hård kalk	10.9	790-940	-	CaCO <sub>3</sub> (91%)

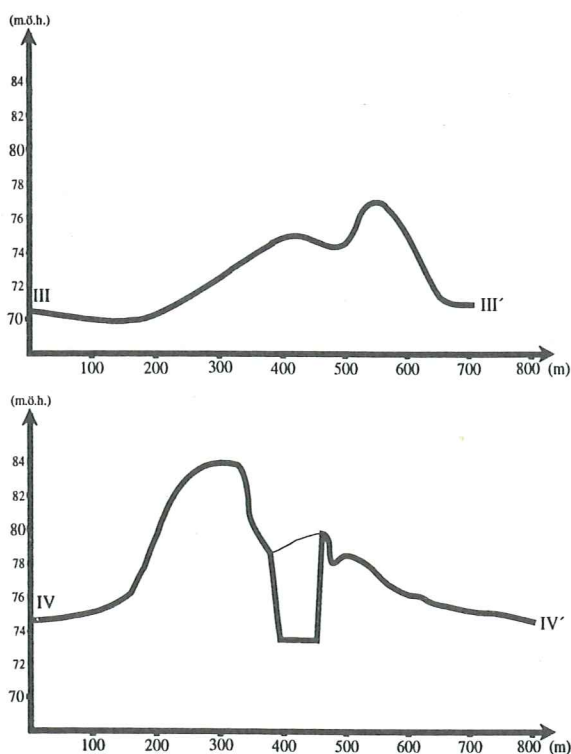
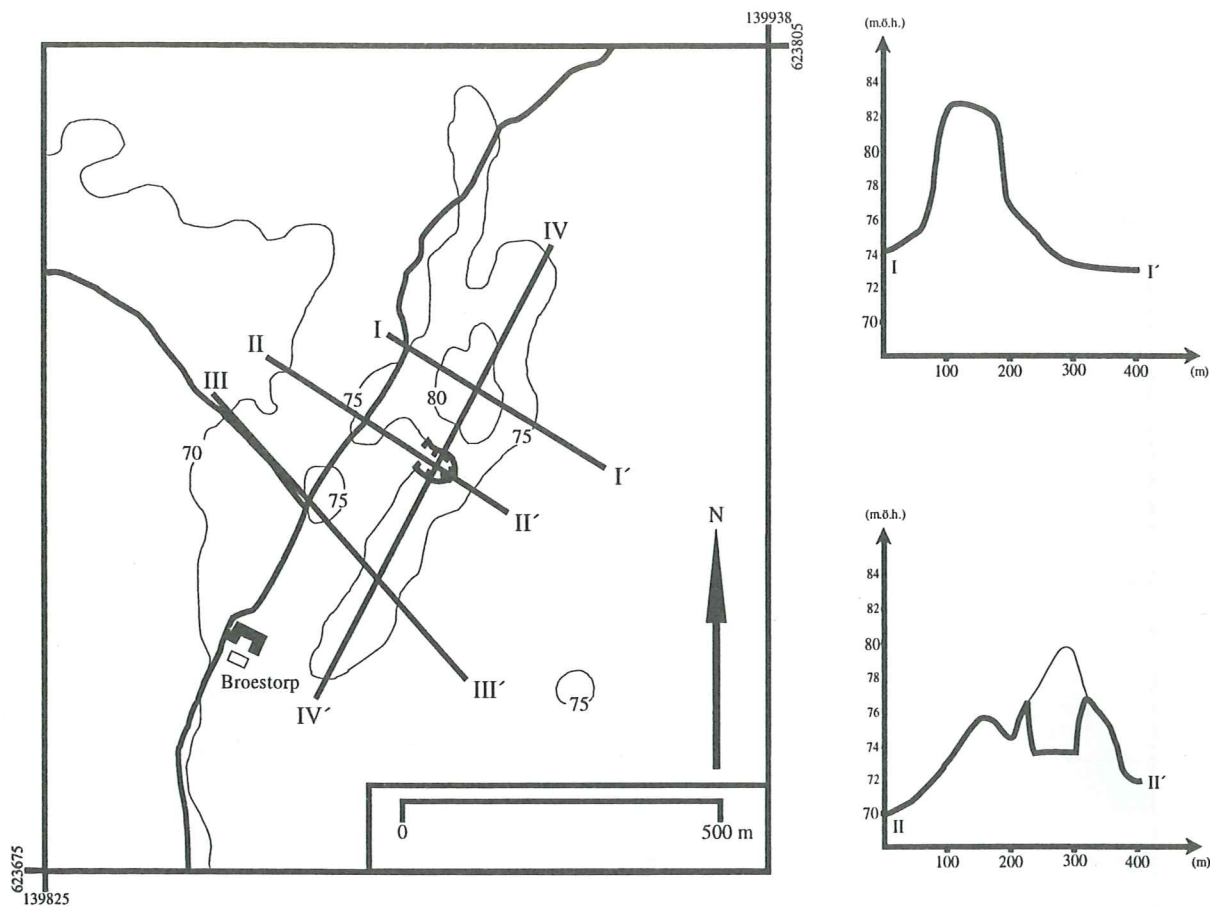


Fig. 6. Karta över den strömlinjeformade ryggen, de avvägda profilerna och profilernas läge.

## 4.2 Beskrivning skärning 1

Den dokumenterade sedimentsekvensen i södra delen av tätten (plansch 1) indelas i tre enheter (A-C). Nedanstående beskrivning och lägesangivelser är relaterade till denna plansch.

### 4.2.1 Enhet A

Kalkberggrunden består nästan uteslutande av en hårt packad kalksand. Lundgren (1934) beskrev kalksandens som en löst konsoliderad skalstoftskrita. Färgen är vit-gråvit, men även gul- och rödfärgade partier förekommer. De gula partierna utgörs av decimeterlånga och några centimeter tjocka linser av en något lösare konsoliderad kalksand och den rödfärgade kalksandens finns huvudsakligen i kalkenhetens översta decimeter. Kalkhalten i kalksandens är 64-87 % enligt prov 19-21 (Tab. 1). Bestämningen av kalksandens kemiska sammansättningen i prov 20 gav låga halter av järn och mangan samt en betydande mängd kisel. Glödförlusten var knappt 30% (Tab. 2).

Kalkberggrundens överyta ligger på ca. 75 möh från 1-23 m och endast 20-30 cm av kritan var frilagd eftersom det annars var risk för grundvatteninströmning i schaktdiket. Vid 3 m frilades emellertid kritan något mer på djupet (Fig. 8). Efter 23 meter kilar kalksandens spetsformat ut

över ett kristallint block och det är uppenbart att kalkberggrunden här inte ligger i primärt läge. Under den spetsformade kalksandskilen påträffas en ljus gråfärgad och finkornig diamikton, som troligtvis är lerig-siltig-sandig (Fig. 9). Bergartsinnehållet i grusfraktionen domineras av granitis-

ka bergarter, men inslaget av glimmerskiffer är mycket markant (prov 38; Tab. 3 & Fig. 10). Kalkberggrunden återfinns sedan på 74 möh mellan 27-28 m. Vid 1 m påträffades tre fördjupningar i kalkberggrundens yta. Två av dessa är 2 dm djupa och fyllda med en ljus gråfärgad siltig-sandig dia-

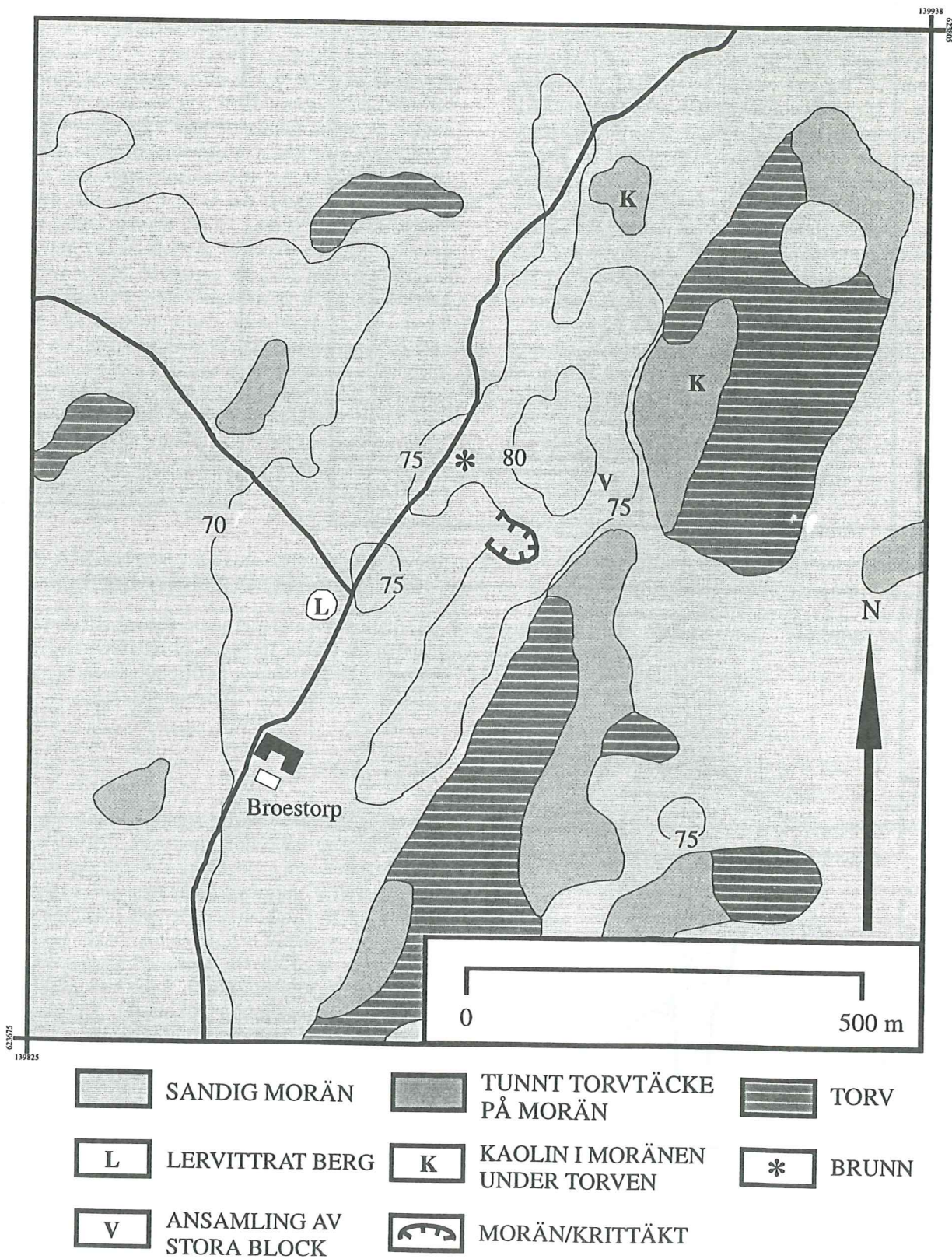


Fig. 7. Jordartskarta över närområdet runt Broestorpstäkten.





Fig. 8. Ett litet dike grävdes runt ett block vid 3 m. Den ljusa kalkberggrunden innehåller en horisontell, 2 cm mäktig siltfylld spricka. I kalkberggrundensöveryta finns en mörk järn- och manganrik horisont.

mikton. Fördjupningarna bryter rakt igenom några siltfyllda sprickplan i kalkberggrunden och ett av sprickplanen bryts av förkastningar vid 2 m respektive 4 m (Fig. 11). En annan siltig sprickfyllnad

kilar ut och försvinner i en överliggande mörkbrun horisont i gränsen mellan enhet A och enhet B. Den tredje fördjupningen bildar ett mer än 0.8 m djupt trattformat hål (Fig. 12). Hålets mynningen är 0.4

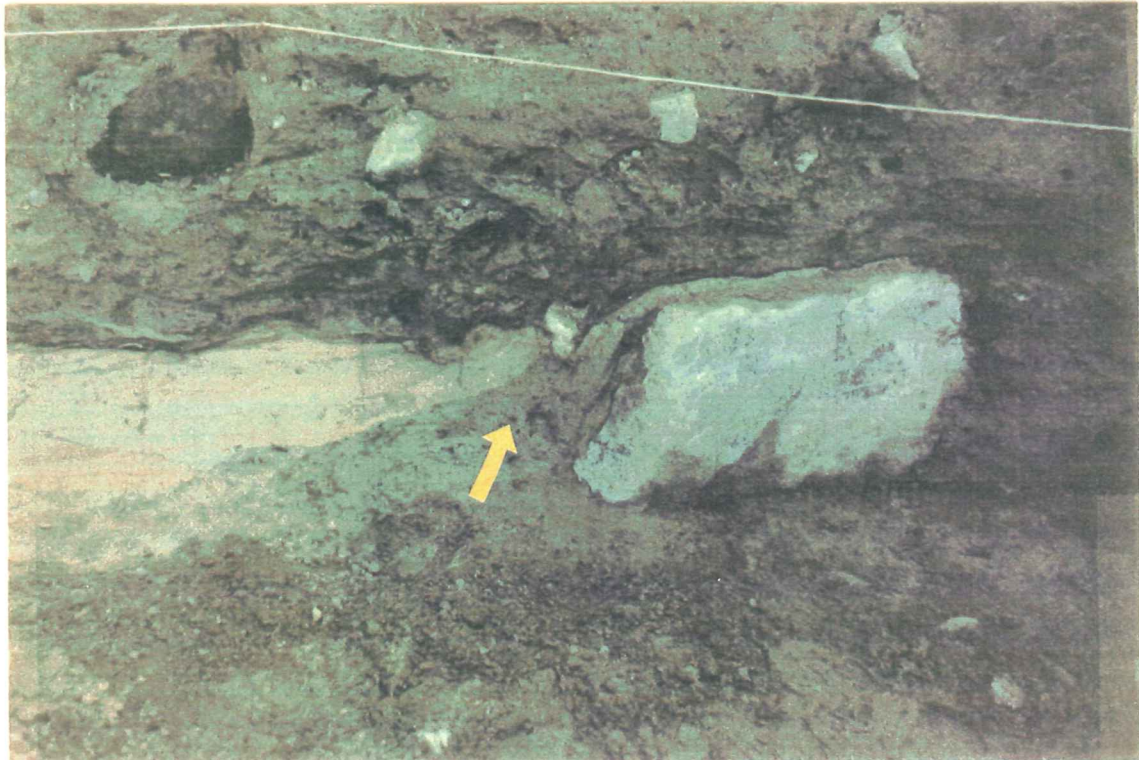


Fig. 9. Ljusgrå diamikton med en kornstorlekssammansättning mycket snarlik den mörkare och något bandade diamiktonen i enhet B1. Diamiktonen är lokaliserad under en utskjutande kil av kalksandsten.

Tab. 2. Resultaten från analysen av den kemiska sammansättningen. LOI = Glödförlust i massa.

Prov	Material	Fe (%)	Mn (%)	Ti (%)	Si (%)	Al (%)	Mg (%)
20	Kritsand	0,53	0,179	0,085	13,5	1,95	0,289
24	Svart skal	3,3	13	0,263	16,4	3,81	0,258
25	Kritkärna	0,27	0,53	0,018	2,29	0,405	0,601
29	Hålfyllning	3	1,3	0,402	17,1	6,45	0,399
37	Svart nodul	4,3	42,2	0,492	6,1	6,7	0,219
	LOI (%)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	P (%)	Zn (ppm)	Cu (ppm)
20	28,3	38,5	0,781	0,561	0,268	34	42
24	5,5	3	0,791	1,33	1,51	104	349
25	40,6	64	0,322	0,149	0,302	59	66
29	5	15,8	0,958	1,47	0,409	199	330
37	8,1	1,05	0,772	0,805	0,498	169	1078

m i diameter, för att långsamt smalna av nedåt. Hålet är överst fyllt av en siltig-sandig diamikton som längre ner övergår i ett svartbrunt och luckert material med en hög halt välrundade kvarts- och glaukonitkorn. De jämnt formade väggarna i hålet har en centimetertjock beläggning av det brunsvarta materialet. Bredvid hålighetens mynning är kalkberggrundens yta kraftigt störd och här påträffades en sten 20 cm ned i kalksanden. Vid 6 m finns resterna av en svart amfibolitisk och genomvittrad sten, uppskattningsvis på 1 dm djup under den ursprungliga kalkberggrundsytan (ej på plansch). En kristallin sten finns nedtryckt i kalksanden vid 8 m, i samband med vilken deformationsstrukturer

kan skönjas (Fig. 13). Överlag är kalkberggrundens yta mjukt undulerande och flack längs hela skärningen. Uppåt avgränsas enhet A av en några centimeter mäktigt svartbrun, ställvis rödaktig horisont.

#### 4.2.2 Enhet B

Ovanför kalkberggrunden följer en 2.0-3.5 m mäktig enhet, huvudsakligen bestående av siltig-sandig diamikton. Enhet B är något lerigare och sandigare i sin nedre del och något siltigare i sin övre del. Enheten delas upp i tre underenheter

Tab. 3. Bergartsfördelning i grusfraktion. Prov 14, 15, 17, 27, 28 och 32 är endast analyserade med indelningen glimmerskiffer och övrigt.

PROV	ENHET	N	Surt urberg	Bas. urberg/diabas	Glimmerskiffer	Kvarts	Övrigt
39	A	348	67	8	13	10	2
1	B1	528	86	6	4	4	0
2	B1	513	81	7	7	4	1
3	B2	684	86	12	0	2	0
4	B2	646	87	11	0	2	0
5	B2	586	88	10	0	2	0
6	B3	674	89	9	0	2	0
7	B1	806	74	6	13	6	1
8	B1	530	85	6	5	4	0
9	B2	527	87	10	0	2	1
10	B2	571	88	11	0	1	0
11	B2	527	88	10	0	1	1
12	B3	537	88	11	0	1	0
14	C	101	x	x	0	x	100
15	C	273	x	x	15	x	85
17	C	172	x	x	3	x	97
26	B1	360	82	7	5	4	2
27	B1	304	x	x	0	x	100
28	B1	79	x	x	0	x	100
30	A	289	81	9	0	3	7*
32	C	351	x	x	0	x	100
35	B1	307	85	10	0	3	2

(B1-B3). Nedåt avgränsas enhet B av kalkberggrunden (enhet A) och uppåt utgörs gränsen av en betydligt grövre och heterogen diamikton (enhet C).

### Underenhet B1

Underenhet B1 är 0.4-0.8 m mäktig och följer direkt ovanpå kalkberggrunden. I kontakten ligger en 1-5 cm mäktig, kraftigt avfärgande, svartbrun

och ställvis rödaktig horisont av ett kletigt och finkornigt material (Fig. 14). Analyser utförda på liknande material från andra enheter visar på höga halter av mangan och järn, t ex prov 25 (Tab. 2). Manganhorisonten finns utmed hela kontakten mot kalkberggrunden och det noterades i fält att den mycket väl följer kalkberggrundens unduleringar, samt att den har en lucker och porös konsistens i torrt tillstånd. Manganhorisonten består av utfällningar med en mycket liten korntorlek samt en mindre del silt och sand enligt fältbestämning. Vid

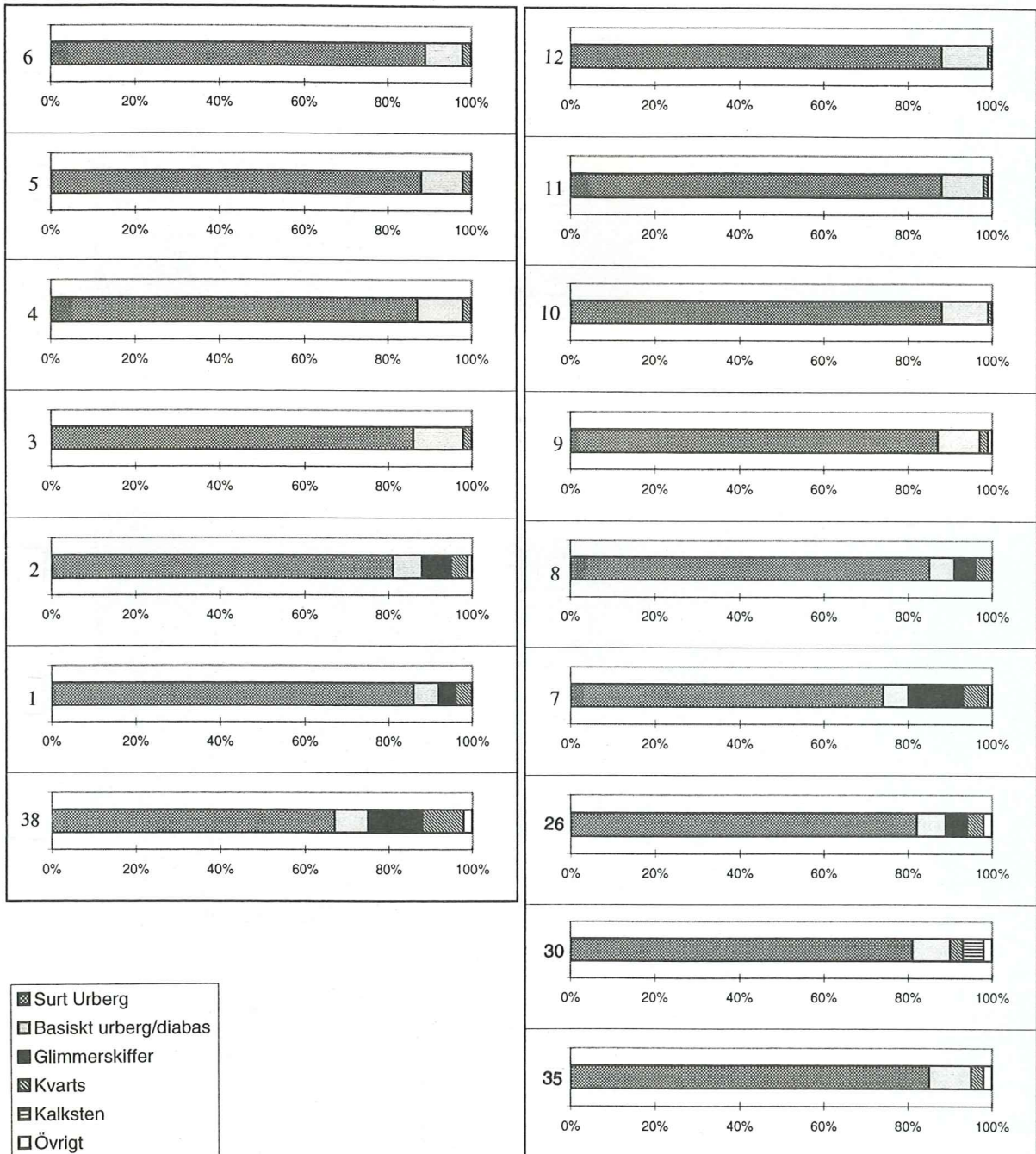


Fig. 10. Stapeldiagram över bergartssammansättningen i grusfraktion.

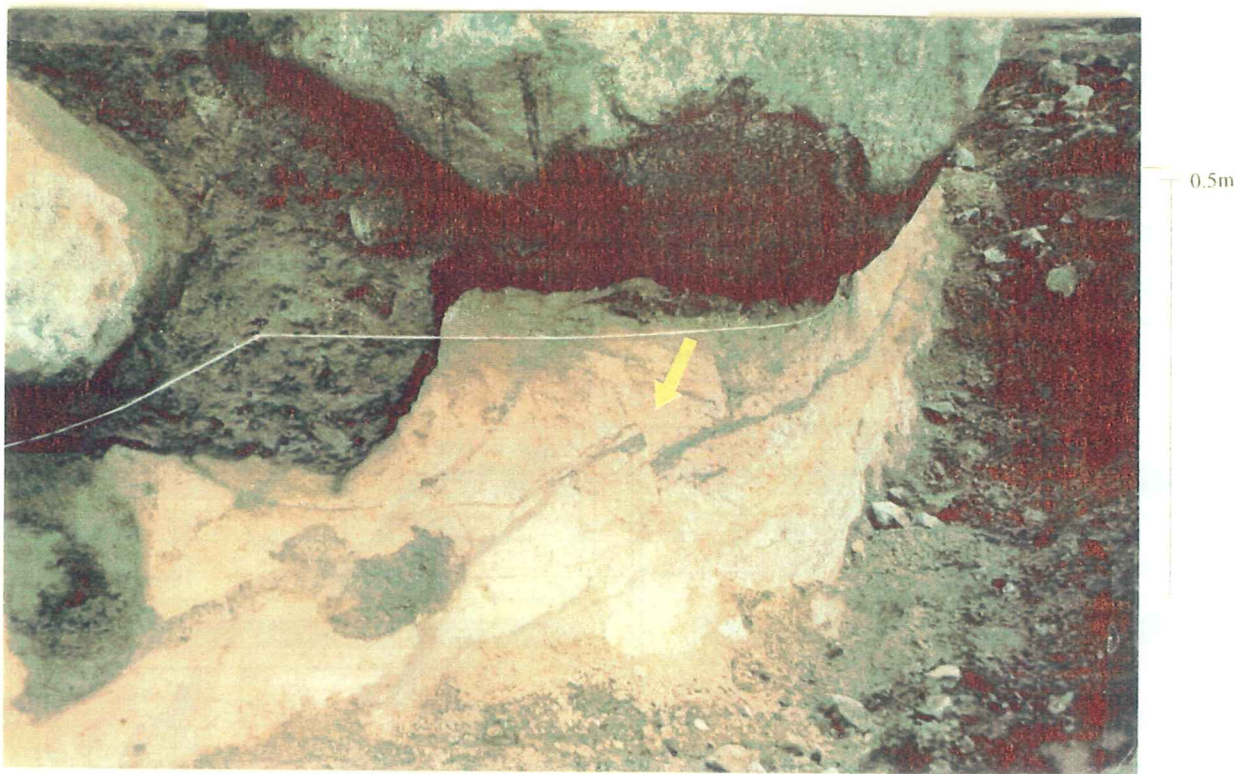


Fig. 11. Normalförkastning i kalkberggrunden under ett stort block. I nedre vänstra hörn syns två mindre håligheter, fyllda med en ljusgrå diamikton.



Fig. 12. Trattformad håligheten i kalkberggrunden. En förkastningen under blocket samt två mindre håligheter syns i bildens högra kant.



*Fig. 13. Sten vid 8 m, nedpressad i kalkberggrundens överyta. I den ovanliggande moränen kan en rödaktig bandning skönjas.*



*Fig. 14. Svartrun och ställvis rödaktig horisont i gränsen mellan kalkberggrund och diamikton.*

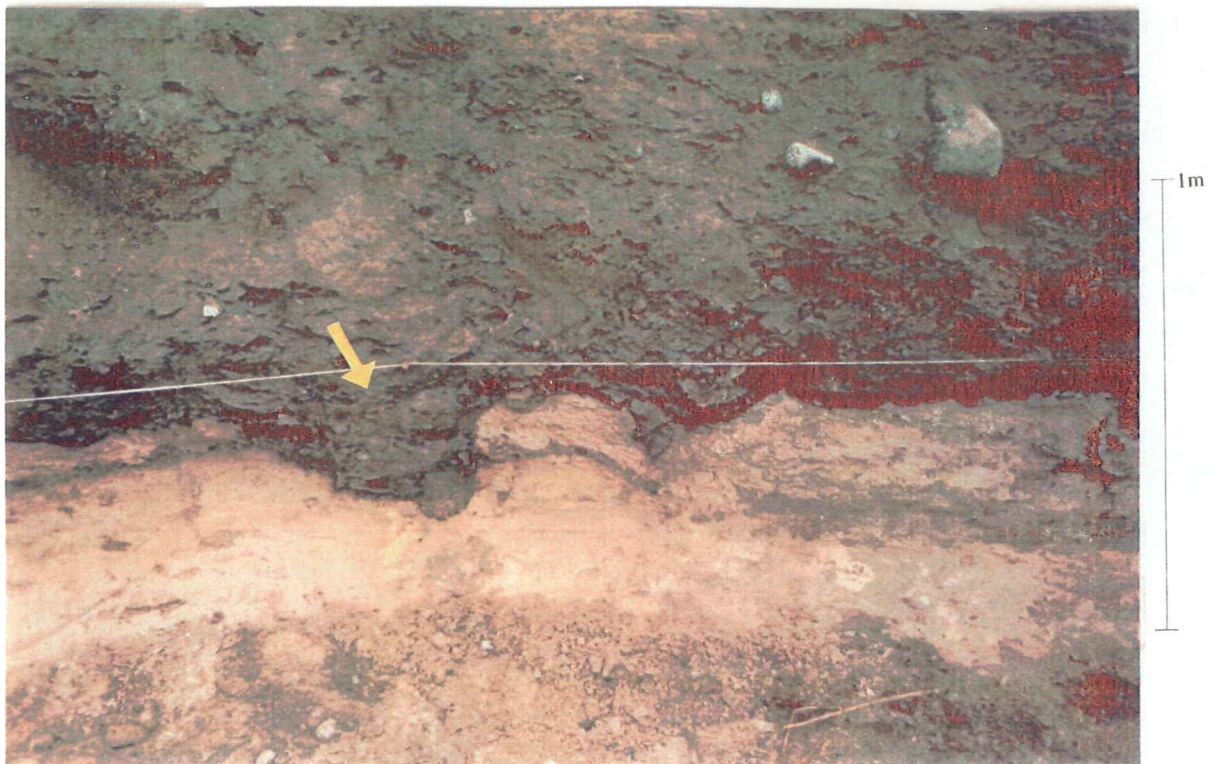


Fig. 15. Diffus bandning i enhet B1, vilken ger en lätt rödaktig nyans på diamiktonen närmast kalkberggrunden.

utsmetning blev färgen i det närmaste oxblodsrod eller svart. Manganhorisonten övergår uppåt i en massiv, mörkt grå, siltig-sandig diamikton. Övergången sker via en 0.2-0.3 m mäktig rödbandad zon där bandningen utgörs av 20-50 cm långa och 0.5-1 cm tjocka, röda till mörkt brunfärgade, fin-

korniga sliror, vilka är mer eller mindre diffust uppblandade med diamikt material (Fig. 15). Det diamikta materialet utgörs av en mörkt grå, något lerig siltig-sandig diamikton, men ställvis före-

Tab. 4. Resultat från kornstorleksanalysen. Medelvärde och sortering enligt Folk & Ward (1957).

Prov	Enhet	Grus (%)	Sand (%)	Silt (%)	Ler (%)	Medelvärde (phivärde)	Sortering
		22.4-2mm	2-0.06mm	0.06-0.002mm	<0.002mm		
1	B1	8.2	52.1	33.4	6.3	3.4	3.2
2	B1	10.0	49.9	36.5	3.6	3.2	3.1
3	B2	10.1	48.1	39.7	2.1	3.1	3.0
4	B2	11.7	46.3	40.6	1.4	2.9	3.1
5	B2	10.4	47.3	41.6	0.7	3.0	2.9
6	B3	7.2	51.4	40.9	0.5	3.2	2.6
7	B1	12.2	52.7	29.0	6.1	2.9	3.5
8	B1	7.9	50.9	37.1	4.1	3.5	3.0
9	B2	12.2	46.7	38.6	2.5	3.0	3.2
10	B2	8.4	47.9	42.8	0.9	3.1	2.7
11	B2	7.6	49.2	42.4	0.8	3.0	2.4
12	B3	9.0	48.9	41.8	2.3	3.3	3.0
13	C	6.7	47.5	35.9	9.9	3.6	4.0
14	C	9.5	87.6	2.9	0.0	0.7	1.4
15	C	34.0	37.5	23.2	5.3	1.1	4.2
16	C	0.4	93.9	5.7	0.0	2.1	0.9
18	B3	0.6	91.4	8.0	0.0	1.0	1.5
26	B2	9.0	49.4	34.2	7.4	3.4	3.5
27	B2	11.5	44.4	40.2	3.9	3.1	3.3
28	B2	9.5	49.3	32.8	8.4	3.1	3.2
30	A (morän)	12.5	52.4	30.3	4.8	2.9	3.5
32	C	33.0	55.1	9.9	2.0	0.4	2.9
35	B1	5.3	53.0	33.5	8.2	3.5	3.4

kommer körtlar och linser av en ljusgrå diamikton. Kornstorlekssammansättningen för underenhet B1 framgår av prov 1, 2, 7 och 8 (Tab. 4 och Fig. 16).

Förutom bandningen är den påtagliga närvaron av svarta porösa noder med kantiga former karakteristisk för enheten. Dessa noder är övervägande ca. 1 cm i diameter, men ett fåtal större noder på uppemot 5 cm påträffades. I vissa partier är nodulerna koncentrerade i små svärmar. Den porösa texturen har en med manganhorisonten mycket snarlik konsistens. Vid utsmetning ger de annars helt svarta nodulerna en mörkt röd till svartbrun färg, i likhet med färgen på bandningen. Samtidigt som diamiktonen blir kompaktare i den övre delen av enheten framträder en allt tydligare fissilitet med ca. 2.5-3 cm mellan skiktplanen. Innehållet av svarta noder blir också alltmer sporadiskt även om några decimeterstora svarta noder påträffades. Vid 12.5 m respektive 23.5 m finns två hårda kalkstens kärnor med kalkhalter överstigande 90 % (prov 23 och 25, Tab. 1). Runt kalkkärnorna finns med 3-5 cm tjocka höljen av det svarta porösa materialet, vilket innehöll en ansevälig

mängd kristallvatten men endast ca. 2 % kalk (prov 22 och 24; Tab. 1). Huvudämnesanalysen av kalkkärnan vid 23.5 m indikerade en hög kalciumhalt samt en hel del kisel (prov 25; Tab. 2). XRD-analysen av samma material gav höga karbonathalter samt indikationer på kvarts (prov 25; XRD-analys). Huvudämnesanalysen av höljet kring kalkkärnan vid 23.5 m visar höga halter av bl a järn, mangan, aluminium och kisel (prov 24; Tab. 2). XRD-analysen visar på en närvaro av kvarts, fältspater och möjligtvis ankerit, birnessit och göthit (prov 24; XRD-analys). En mängd breda toppar gör emellertid XRD-analysen svårtolkad.

Underenhet B1 har låg halt av större klaster och förekommande klaster uppvisar en tydlig rundning eller kantavrundning. Även skalvittrade och grusvittrade klaster påträffas. Bergartssammansättningen i grusfraktion domineras av granitiska och gnejsiga bergarter, men med en märkbart hög halt glimmerskiffer (prov 1, 2, 7 och 8; Tab. 3 och Fig. 10). Kolanalyser utförda på prov 1 och 2 (Tab. 1) indikerar låga karbonathalter. Riktninganalyser utfördes på fyra punkter (prov 1, 2, 7 och 8;

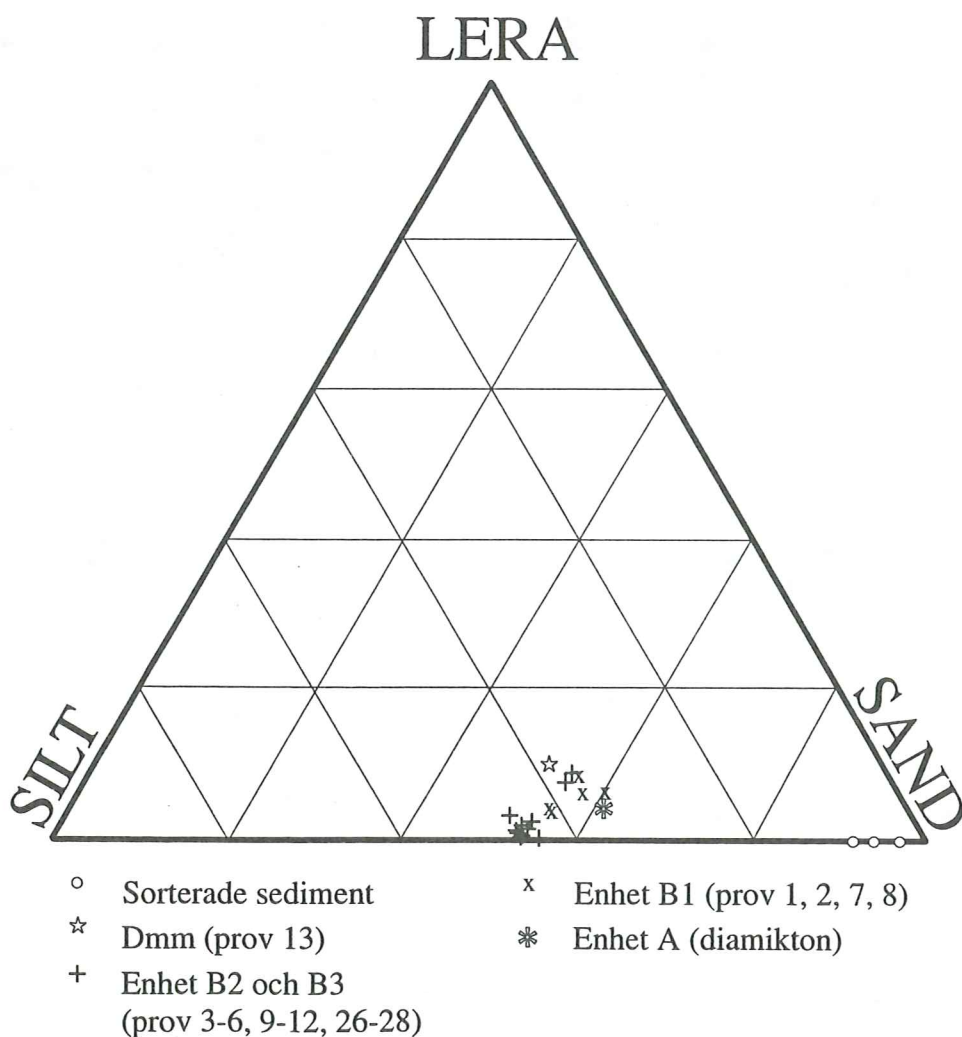
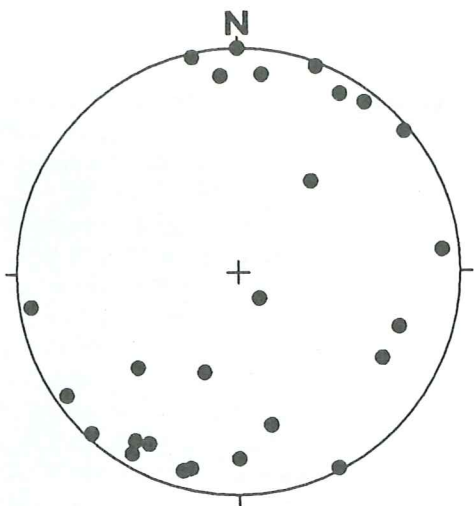
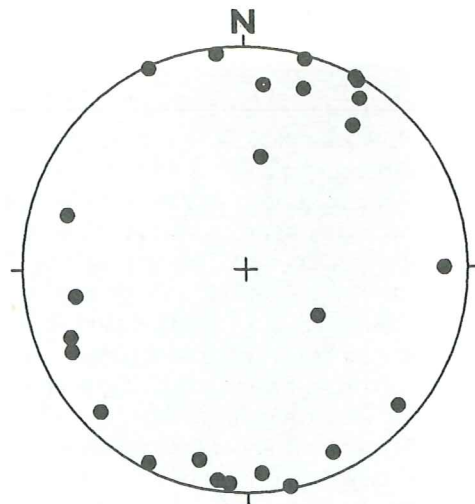


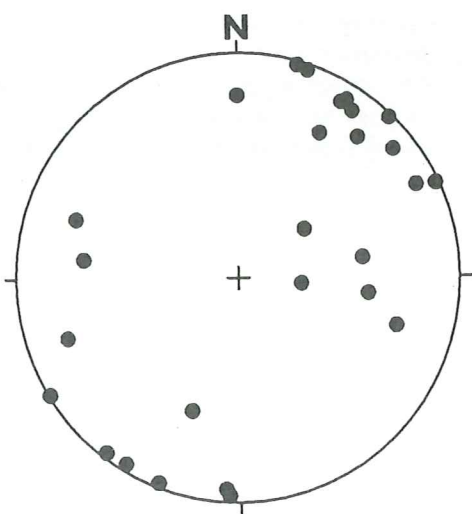
Fig. 16. Triangeldiagram över kornstorleksdata. Grusfraktionen är inte medräknad.



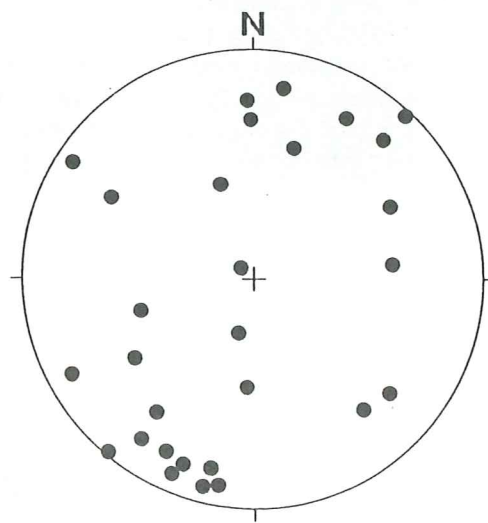
Prov 1: V1: 203/7 S1: 0.65  
 Enhet A1 S3: 0.11 N: 26



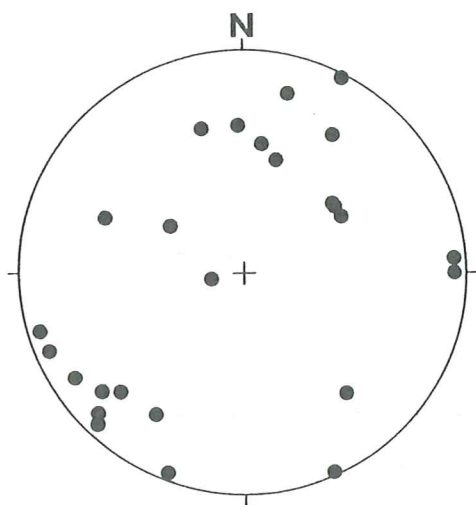
Prov 2: V1: 197/0 S1: 0.64  
 Enhet A1 S3: 0.09 N: 25



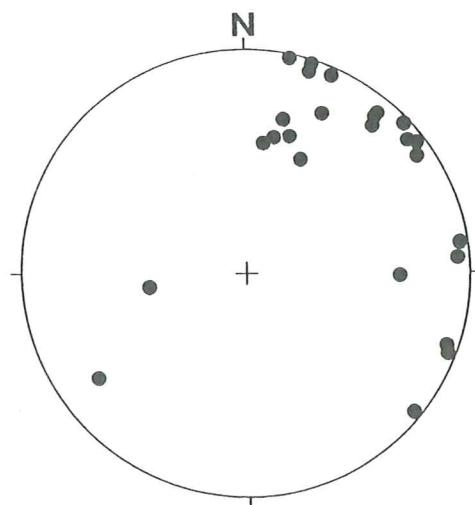
Prov 3: V1: 40/8 S1: 0.67  
 Enhet A2 S3: 0.14 N: 27



Prov 4: V1: 206/5 S1: 0.56  
 Enhet A2 S3: 0.19 N: 29



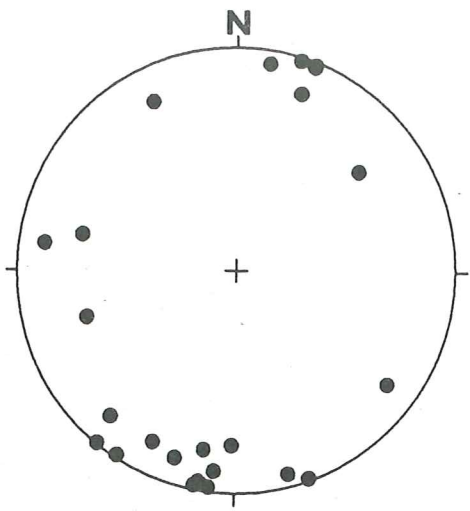
Prov 5: V1: 41/11 S1: 0.55  
 Enhet A2 S3: 0.16 N: 26



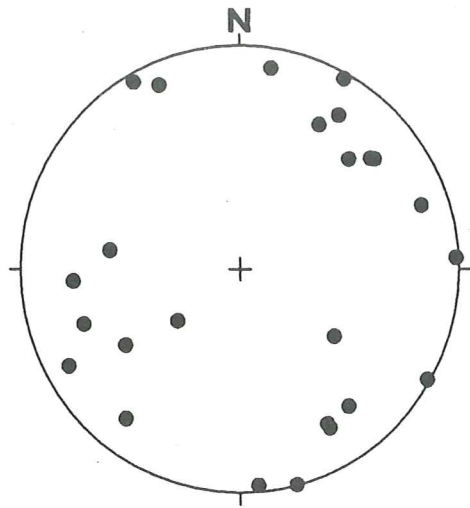
Prov 6: V1: 41/14 S1: 0.66  
 Enhet A3 S3: 0.09 N: 25

Fig. 17. Resultaten av riktninganalysen med  $S_1$ - och  $S_3$ -värde enligt Mark (1973, 1974).

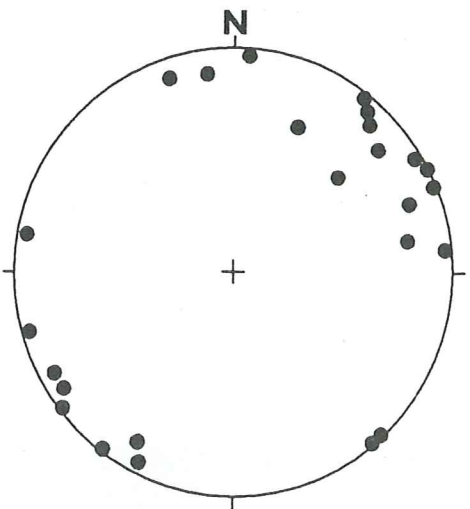




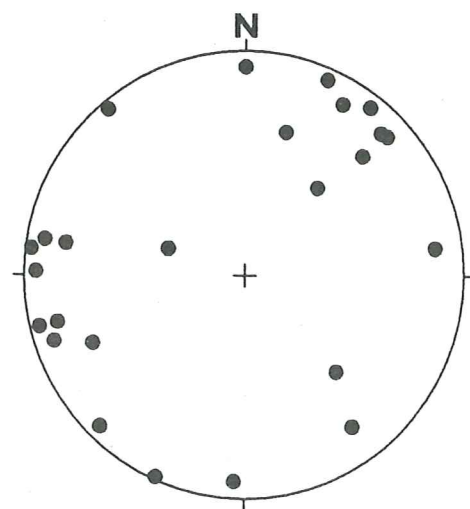
Prov 7: V1: 194/4 S1: 0.74  
 Enhet A1 S3: 0.06 N: 25



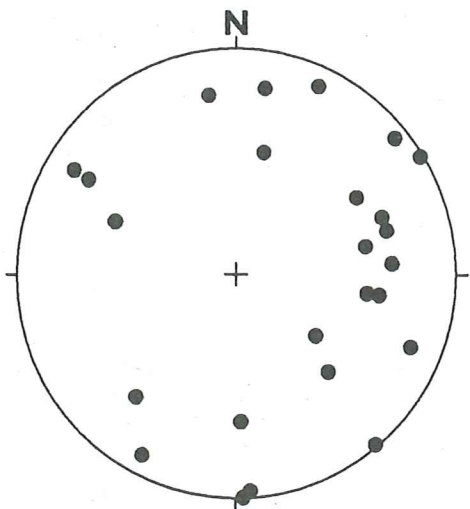
Prov 8: V1: 215/1 S1: 0.48  
 Enhet A1 S3: 0.16 N: 25



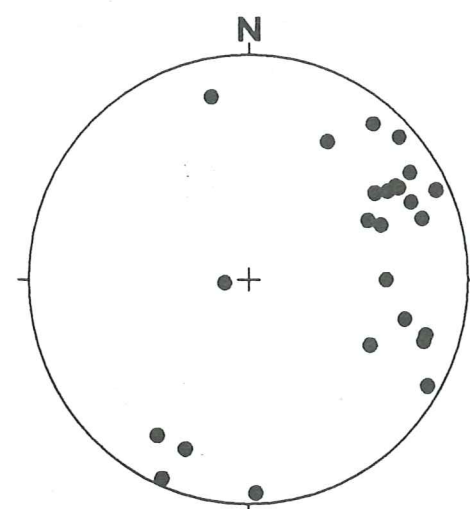
Prov 9: V1: 50/6 S1: 0.71  
 Enhet A2 S3: 0.04 N: 25



Prov 10: V1: 55/3 S1: 0.58  
 Enhet A2 S3: 0.11 N: 25



Prov 11: V1: 68/26 S1: 0.47  
 Enhet A2 S3: 0.15 N: 25



Prov 12: V1: 62/22 S1: 0.67  
 Enhet A3 S3: 0.08 N: 25

Tab. 5. Resultatet från riktninganalyserna på avlånga grus- och stenpartiklar i diamiktonen (enhet B1-B3).

Prov	Enhet	V1 strykning	V1 stupning	S1	S3	Antal
1	A1	203	7	0,65	0,11	26
2	A1	17/197	0	0,64	0,09	25
3	A2	40	8	0,67	0,14	27
4	A2	206	5	0,56	0,19	29
5	A2	41	11	0,55	0,16	26
6	A3	41	14	0,66	0,09	25
7	A1	194	4	0,74	0,06	25
8	A1	215	1	0,48	0,16	25
9	A2	50	6	0,71	0,04	25
10	A2	55	3	0,58	0,11	25
11	A2	68	26	0,47	0,15	25
12	A3	62	22	0,67	0,08	25

Tab. 5 och Fig. 17). Prov 1, 2 och 7 uppvisar en klart prefererad orientering ( $S_1=0,64-0,74$ ) i SSV-NNO strykning med låga stupningar mot SSV. Prov 8 har däremot ingen signifikant orientering ( $S_1=0,48$ ). Två block mellan 1-4 m uppvisar en svag striering på överytan i nord-sydlig riktning. Blockens strierade överyta ligger dock uppe i enhet B2.

#### Underenhet B2

Underenhet B2 är 2.5-3 m mäktig, bortsett från den östra delen där mäktigheten är knappt 2 m. Enheten består av en grå, massiv, siltig-sandig diamikton med små variationer i kornstorlekssammansättning (prov 3-5 och 9-11; Tab. 4 & Fig. 16). Diamiktonen är förhållandevis hård och kompakt

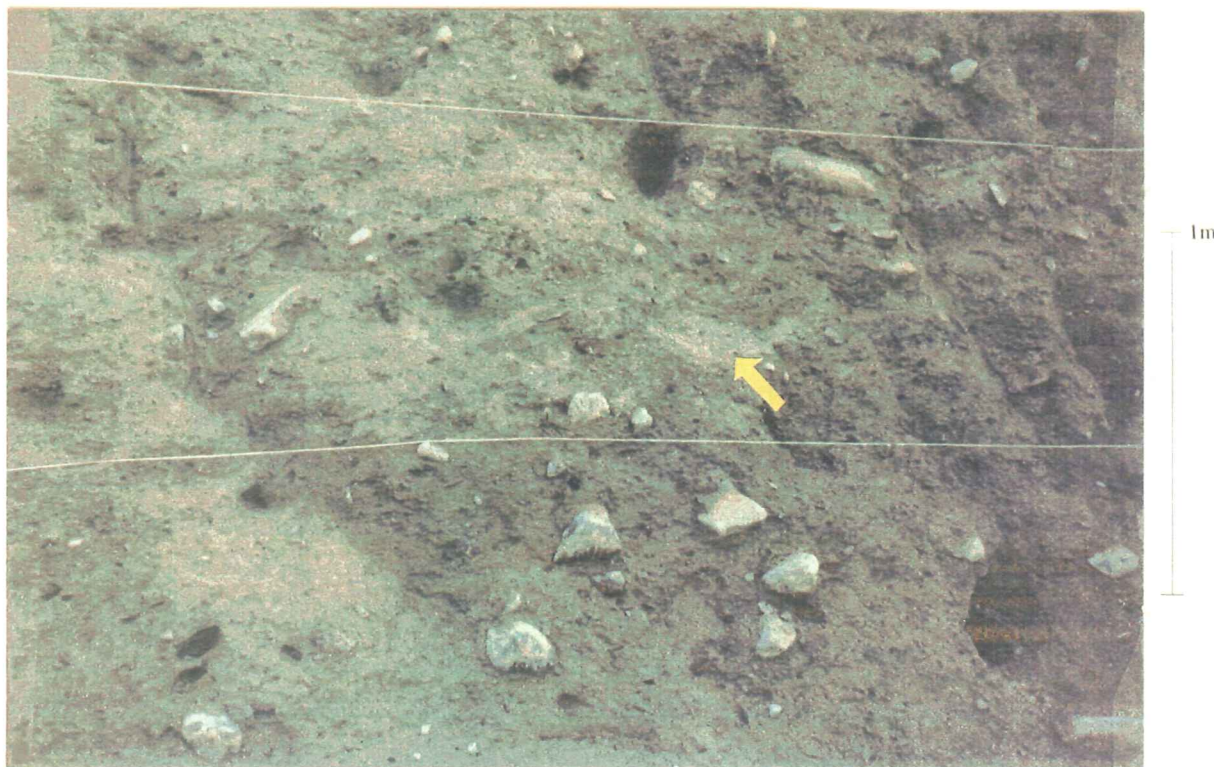


Fig. 18. Partiet vid 20-23 m med något mer sorterade sediment inblandade i diamiktonen. Pilen markerar en lins av lera.

i jämförelse med övriga enheter. En klar fissilitet förekommer i nästan hela enheten, men den kan ställvis vara försvunnen. I enhetens nedersta meter är fissiliteten distinkt med ca. 2.5 cm mellan skiktplanen, för att uppåt gradvis minska till drygt 1 cm. Nedåt avgränsas enhet B2 något diffust mot B1 genom frånvaron av svarta noder samt den påtagliga skillnaden i bergartsinnehåll. Den övre avgränsningen mot enhet B3 utgörs av en något diffus övergång till en lösare kompakterad diamikton med tätare avstånd mellan skiktplanen. Kontakten mellan enheterna B2/B3 förstärks vid 13-14 m av en ansamling småsten. Vid 20-25 m finns ett större parti med något mer sorterade och huvudsakligen finkorniga sediment, diffust växellagrande med diamiktonen (Fig. 18). Fissiliteten förekommer sporadiskt i detta parti och då endast i det diamikta materialet. Ett utsmetat siltlager finns i den nedre delen av detta finkorniga parti. Här påträffas också en 30 cm lång och 1 cm tjock lins av en ljusgrå massiv lera. Hela partiet med finsediment, växellagrande med diamikton, böjer av uppåt och kilar ut i gränsen mellan B2-B3. Vid 8-11 meter finns rödaktiga, sandiga-siltiga sliror och i anslutning till slirorna finns små körtlar av en röd välsorterad sand. Sandkörtlarnas avgränsning mot diamiktonen är skarp.

Blockhalten i enhet B2 är mycket låg, men rundade stenar i storleken 5-15 cm förekommer rikligt. Klotvittrade och grusvittrade stenar förekommer, men frekvensen avtar något uppåt i enheten. Två kalkstensklaster i stenfraktion, in-

bäddade i 1-5 cm tjocka höljen av ett svart luckert material, förekommer vid 7 respektive 12 m (Fig. 19). Kalkkärnorna utgörs i båda fallen av en hårdare, mer litifierad kalkvariant än den tidigare beskrivna kalksanden och den har stora likheter med en kalkvariant som påträffas i och omkring skärning 2. Även om det svarta höljet uppvisar kantiga ytterformer har kalkkärnorna alltid synnerligen välrundade former. Mellan kärnorna och skalén finns en övergångszon bestående av 0.2-0.5 cm tunna ytskikt av en mörkt rödfärgad och mycket porös kalkvariant som snabbt blir hårdare in mot kärnan. Dessa kalkklaster är de enda kalkfragmenten som registrerades stratigrafiskt ovanför enhet B1. En liknande nodul, men utan kalkkärna, finns vid 24 m. Nodulen uppvisar en hållighet i mitten och svart poröst material utmed väggarna i ett drygt 3 cm tjockt lager.

Bergartssammansättningen domineras av sura granitiska och gnejsiga bergarter (prov 3-5, 9-11; Tab. 3 och Fig. 10). Denna visar också en total frånvaro av glimmerskiffer. Karbonathalten är låg enligt kolanalysen (prov 3-5; Tab. 1). Riktninganalyser utfördes i sex punkter och de påvisar en dominerande längdaxelorientering i NO-SV riktning med låga axellutningar (prov 3-5 och 9-11; Tab. 5 och Fig. 17). Prov 3 och 9 ger en klart prefererad orientering mot NO ( $S_1=0.67$  resp  $0.71$ ), medan prov 5 och 10 ger något svagare orienteringar i samma riktning ( $S_1=0.55$  resp  $0.58$ ). Längdaxelriktningen i prov 4 har en likvärdig signifikans ( $S_1=0.56$ ), men riktad mot SV. Prov



Fig. 19. Kalksten vid 12 m med ett svart hölje av ett luckert och något kletigt material, vilket visade sig innehålla stora mängder järn och mangan.



Fig. 20. Den skarpa kontakten mellan den grå siltiga-sandiga diamiktonen i enhet B3 och den bruna diamiktonen i enhet C. Även gränsen mellan enhet B2 och enhet B3 kan skönjas.

11 ger en avvikande längdaxelriktning med en låg riktningssignifikans ( $S_1=0.47$ ). Två block mellan 1-4 m, precis i gränsen mot B1, har en svag striering i överytan i nord-sydlig riktning.

#### Underenhet B3

Underenhet B3 är 0.5-1 m mäktig och består av en grå, stratifierad, siltig-sandig diamikton enligt kornstorleksanalysen (prov 6 och 12; Tab. 4 och Fig. 16). Överlag är stenhalten mindre än i enheterna B1 och B2, speciellt när det gäller större stenar. Förekommande stenar har en tydlig rundning och bara ett fåtal är vittrade. Underenhet B3 är också något mindre kompakterad och uppvisar en fissilitet med 0.5-1 cm mellan skiktplanen. Nedåt följer fissiliteten i B3 huvudsakligen kontaktplanet mot B2 konformt. Den undulerande kontakten uppåt mot enhet C är skarp (Fig. 20). Bergartssammansättningen i grusfraktionen är mycket snarlikt den i enhet B2 med en hög halt av lokalt granitiskt och gnejsigt surt urberg (prov 6 och 12; Tab. 3 och Fig. 10). Kolanalysen visar att kolhalten är låg (prov 6; Tab. 1). Riktninganalyser utförda i B3 uppvisar något högre längdaxellutningar än dito från B1 och B2, samt en klart prefererad orientering åt NO ( $S_1=0.66-0.67$ ) enligt prov 6 och 12 (Tab. 5 och Fig. 17). En körtel med röd väl sorterad sand finns vid 8 m och sanden fortsätter även ett par decimeter ner i B2 (prov 18;

Tab. 4 och Fig. 16) (Fig. 21). Några utdragna tunna siltlinser som följer skiktplanen i fissiliteten påträffas vid 8-10 m.

#### 4.2.3 Enhet C

Till skillnad från tidigare beskrivna enheter med homogen eller vertikalt konsekvent förändrande sammansättning så karakteriseras enhet C av stor variation i litofacies, såväl lateralt som vertikalt. Enhet C utgör företrädesvis en 0.5-3 m mäktig diamikton, växellagrad med mer eller mindre sorterade sediment. Det nedre kontaktplanet mot enhet B har ställvis eroderats och är något undulerande. Enheten beskrivs utifrån sina ingående litofacies (7 st), definierade med utgångspunkt från kornstorlekssammansättning, strukturer och bergartsinnehåll. Jordmånen är 0.3-0.8 m mäktig och följer direkt på enhet C.

*Facies 1; D(S)mm.* - Dominerande facies inom enhet C är en matrixstödd, massiv, grusig-sandig diamikton, med ett inte obetydligt silt- och lerinnehåll (prov 15; Tab. 4). Ställvis uppträder facies 1 endast i linser av varierande mäktighet och utbredning i partier där andra facies är dominerande. Stenhalten inom facies 1 är heterogen och befintliga klaster av stenstorlek är nästan uteslutande kantavrundade graniter. Dock förekommer mörka, amfibolitiska, ofta vittrade stenar samt frostsprängda stenar. Grusfraktionen domineras av gra-

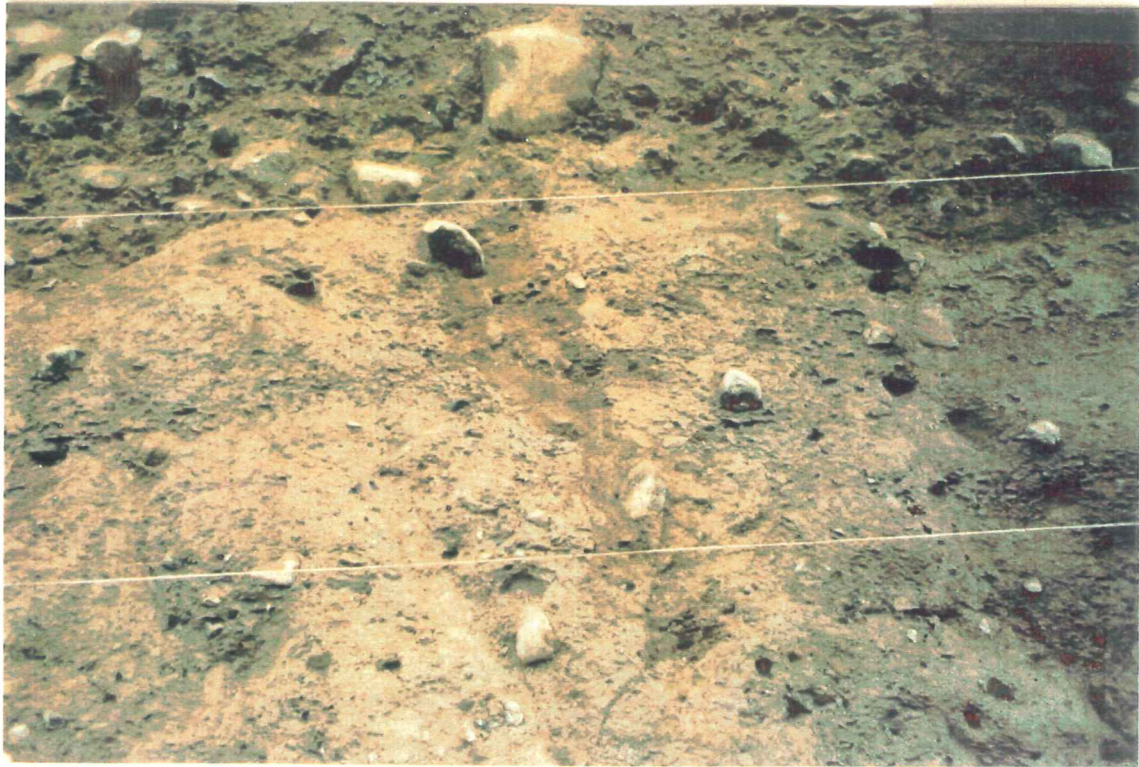


Fig. 21. Körtel med välsorterad rödfärgad sand vid 8 m i gränsen mellan enhet B2 och enhet B3.

nit- och gnejsbergarter, med ett visst inslag av glimmerskiffer (prov 15 och 17; Tab. 3). Kontakten mot enhet B är skarp och möjligtvis erosiv vid 5-8 m samt vid 13 m. Tunna och näst intill horisontella massiva sandlinser av typ facies 2 är vanliga inslag i den grusiga sandiga diamiktonen och sandlinserna underlagrar stenar på flera ställen.

*Facies 2; Sm.* - Massiv sand med ett visst grusinslag förekommer som horisontella men oregelbundna linser med varierande tjocklek och utbredning. Alltifrån 1-25 cm mäktiga linser eller körtlar registrerades. Den mest utbredda linsen utgör gränsen mellan enhet B och enhet C mellan 19-25 m. Sanden i de massiva lagren består huvudsakligen av finsand och mellansand enligt kornstorleksammansättningen i prov 14 och 16 (Tab. 4 och Fig. 16). Vid 2 m uppträder en 0.5 m lång decimetertjock lins som är inversgraderad från finsand till grovsand. Bergartsinnehållet i grusfraktionen innehåller ingen glimmerskiffer (prov 14; Tab. 3) men det låga antalet analyserade partiklar (N=101) gör analysen statistiskt osäker.

*Facies 3; D(SG)cm.* - Vid 3 m förekommer kraftigt lutande bäddar ( $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ) bestående av klasterstött grus med sandigt matrix. Lutningen överskrider alldeles säkert rasvinkeln för materialet (Fig. 22). Stenklaster är av granitiskt ursprung och kantigt till något kantavrundat med en dominerande diameter på 5-15 cm.

*Facies 4; Sim.* - Massiv silt förekommer som ett 1 cm tjockt och 0.5 m långt lager vid 1 m, där det bildar gräns mellan enhet C och enhet B.

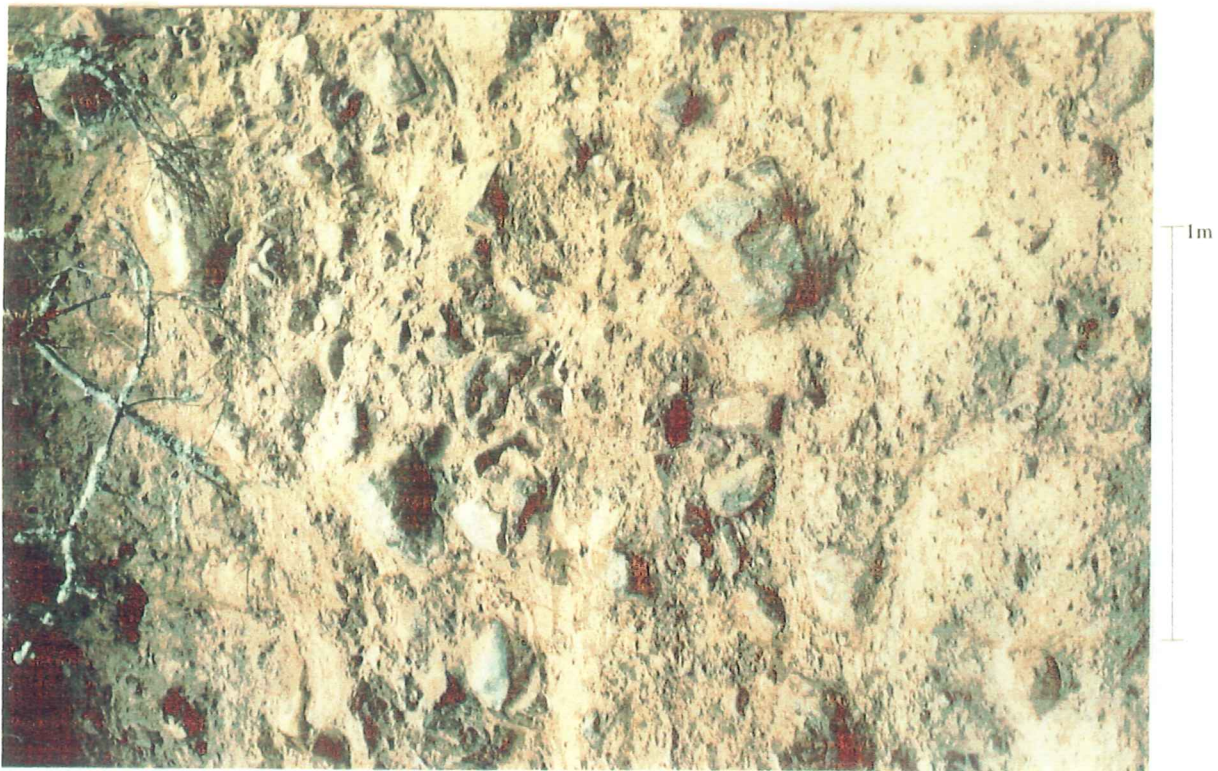
*Facies 5; Dmm.* - Massiv, matrixstött och mycket osorterad diamikton med alltifrån lera till stenar på 10 cm i diameter enligt fältbestämning och kornstorleksanalys (prov 13; Tab. 4 och Fig. 16). Det grövre materialet är alltifrån kantigt till rundat och främst av granitiskt ursprung. Facies 5 finns representerad mellan 1-3 m och underlagras närmast av facies 4.

*Facies 6; SGmm.* - Massiva, matrixstödda linser av dåligt sorterat grus vid 11 respektive 22 m. Gruset är rundat-kantavrundat och företrädesvis av granitiskt och gnejsigt ursprung.

*Facies 7; Gcm.* - Klasterstött grus med öppen struktur förekommer som linser mellan 23-26 m. Gruset är välrundat och nästan uteslutande av granitiskt ursprung. Sporadiskt förekommer en mellanmassa av fingrus.

### 4.3 Beskrivning skärning 2

Den dokumenterade sedimentsekvensen i norra delen av tälten (plansch 2) indelas i tre enheter (A-C). Nedanstående beskrivning och lägesangivelser är relaterade till denna plansch. En översiktlig bild av skärning II finns i Fig. 23.



( ← Uppåt).

Fig. 22. Det kraftigt lutande lagret med ett stort innehåll av sten vid 3 m (facies 3; D(SG)cm).

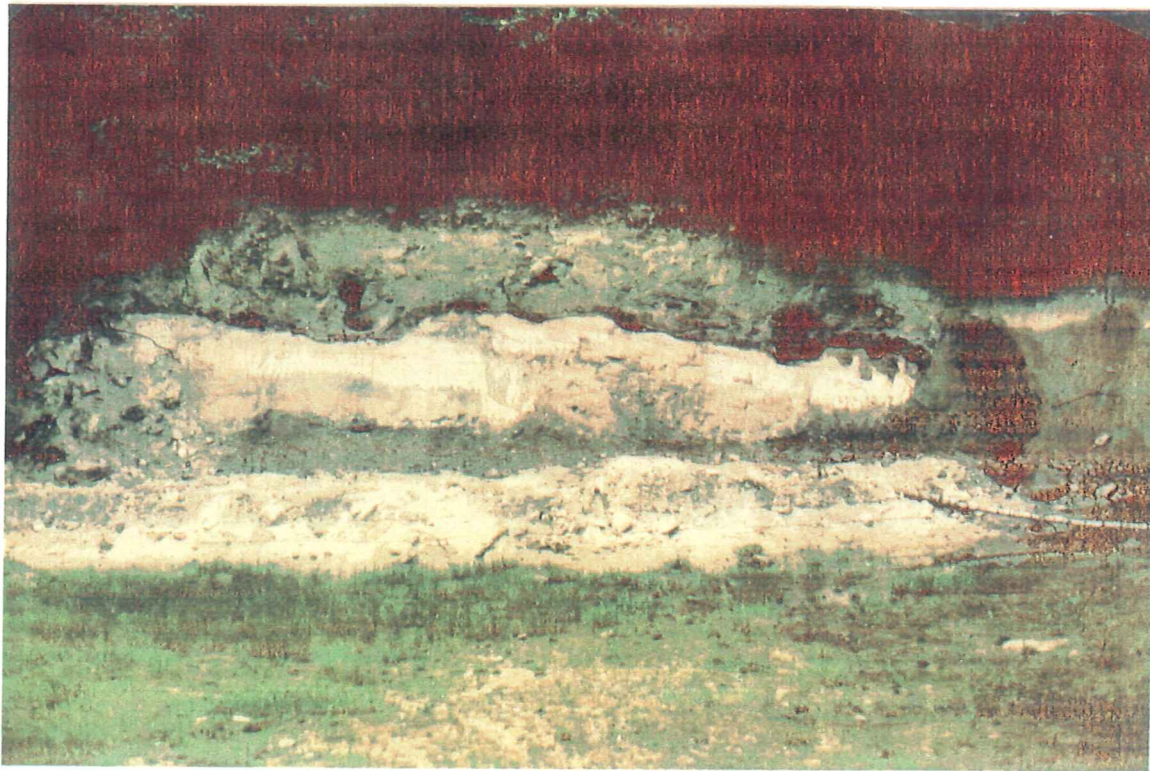


Fig. 23. Översiktlig bild av skärning II. Den mörka horisonten på kalkberggrundens yta framträder mycket tydligt.

#### 4.3.1 Enhet A

Kalkberggrunden består huvudsakligen av en hårt packad kalksand. I ett parti vid 6-9 m är kalkberggrunden betydligt mer litifierad och kalkstenslik. Kalksandens företrädesvis vit-gråvit för att ibland övergå i gul- och rödfärgade partier. I kontakten mot enhet B är kalksandens mer eller mindre rödfärgad och vid 7 m förekommer en tydligt röd-vit bandning (Fig. 24). Kalkhalten i kalkberggrunden är ca. 90% med en marginellt högre halt i den mer litifierade kalkvarianten (prov 31, 34 & 36; Tab. 1). Kalkberggrunden innehåller minst två 5-10 cm mäktiga band av välrundade kvarts- och glaukonitkorn (Fig. 24). Kalkberggrundens överyta är mjukt undulerande och ligger knappt 77 möh från 0-5 m och från 6 m lutar överytan österut och ligger drygt 76 möh vid 12 m. Vid 5-6 m finns en storskalig uppsprickning som avskiljer kaksanden i väster från den mer litifierade kalkstenen i öster. Strykningen för uppsprickningen är NNV-SSO med en stupning åt öster (Fig. 25). Den storskaliga uppsprickningen är utfylld med en grå, siltig-sandig diamikton enligt kornstorlekssammansättningen (prov 30; Tab. 4 och Fig. 16). I sprickfyllnadens översta del finns ansamlingar av kantavrundade granitiska klaster samt en tydlig mängd kalkstensfragment (prov 30; Tab. 3 & Fig. 10). Längre österut i skärningen övergår uppsprickningen till mer

finskaliga sprickplan vilka främst injekteras av silt och finsand. Dominerande strykning för de siltfyllda sprickplanen är N-S med en svag stupning mot öster (Fig. 26). En del sprickplan är emellertid brant lutande och skär övriga siltfyllda sprickplan. I skärningens östligaste del frilades kalkberggrundens överyta, vars dramatiska morfologi påminner om ett minikarstlandskap (Fig. 27). Tre cirkulära, nedåt avsmalnande och mer än halvmeterdjupa håligheter med 10-35 cm diameter påträffades. Håligheterna är fyllda med välrundade kvarts- och glaukonitkorn i grusfraktion, vilka är inbakade i ett mörkbrunt, poröst och finkornigt matrix. Mellan håligheterna sticker det upp välrundade kalkknutor, som är inhöljda i ett 2-10 cm tjockt skal av det mörkbruna materialet. Uppåt avgränsas enhet A av en markant svart eller mörkbrun horisont av ett poröst material. Ett fossil av *Belemitella mucronata* påträffades i den litifierade kalksandens vid 7 m.

#### 4.3.2 Enhet B

Ovanför kalkberggrunden följer en drygt 2 m mäktig, brun till grå, siltig-sandig diamikton, vars nedersta decimeter består av en brunsvart-svart horisont. Analyser visade senare att horisonten var mycket rik på järn- och manganmineral. Enhet B

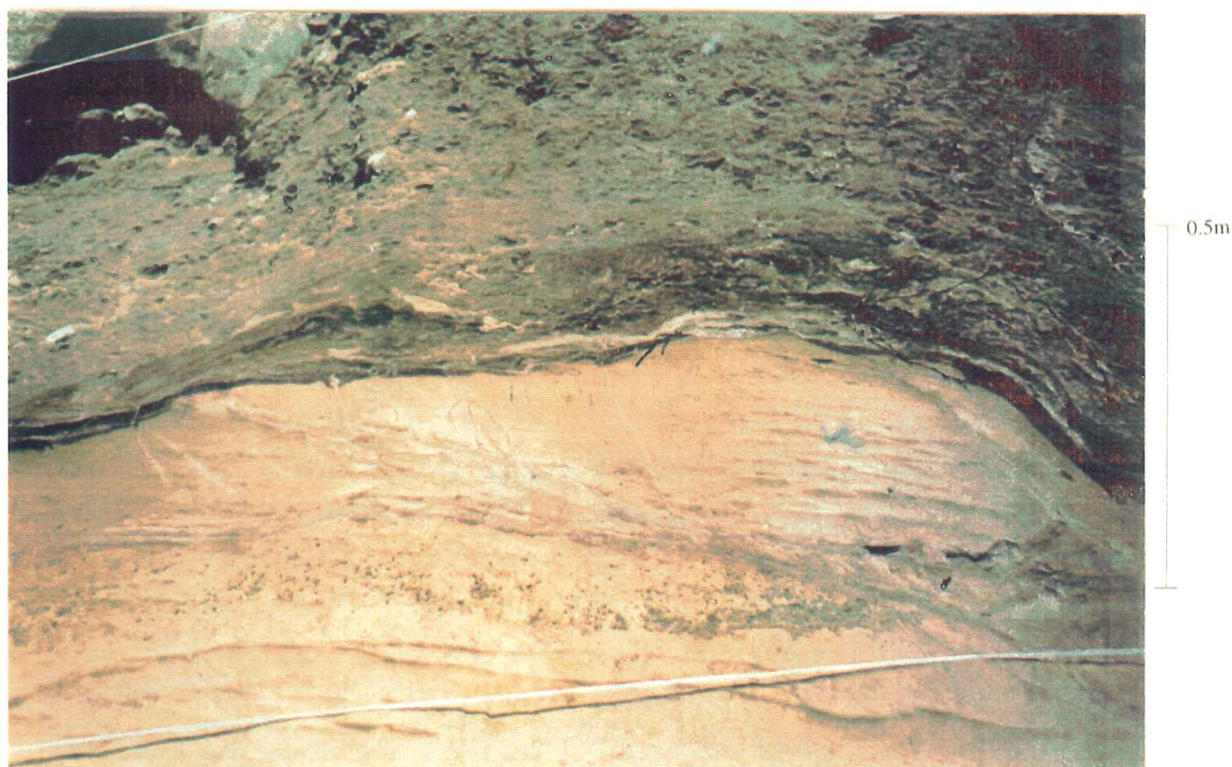


Fig. 24. Den tydliga röda bandningen av kalkberggrunden samt den ovanliggande järn- och manganrika horisonten. Den skarpa gränsen mellan den bruna diamiktonen i enhet B1 och den grå diamiktonen i enhet B2 är också mycket tydlig. Bandet av glaukonitkorn i kalkberggrunden syns strax ovanför linan.

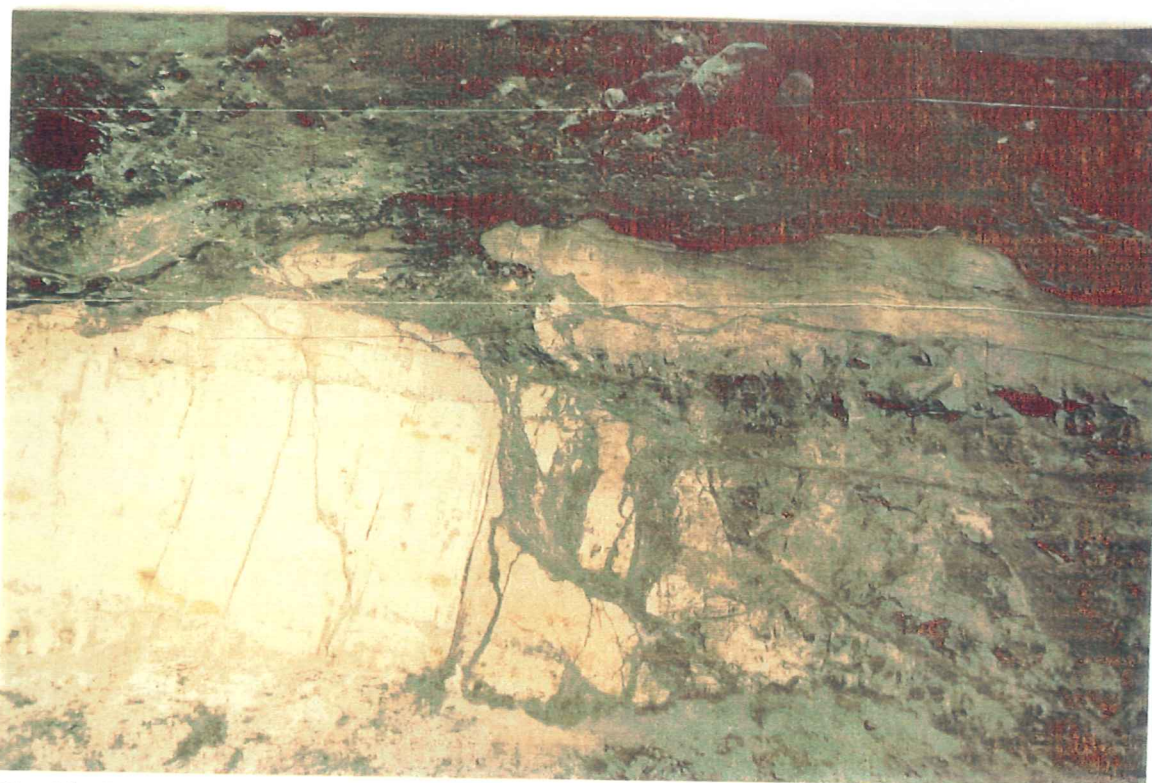


Fig. 25. Den storskaliga uppsprickningen i kalkberggrunden. I den ljusa moränen i sprickan finns många kantiga kalksands fragment. På vänster sida om sprickan finns den hårt packade kalksanden och åt höger den mer litifierade kalkvarianten.

består av två underenheter där den undre (B1) karakteriseras av en låg kompakteringsgrad samt en hög halt järn- och manganmineral, vilket ger en svart eller brunaktig färgning. Underenhet B2 är däremot en hårt kompakterad grå diamikton. Nedåt avgränsas enhet B av kalkberggrunden (enhet A) och uppåt av en betydligt grövre och mindre kompakterad diamikton (enhet C).

#### Underenhet B1

Underenhet B1 är 0.2-0.6 m mäktig och följer direkt ovanpå kalkberggrunden. Utmed nästan hela kontakten finns en 2-10 cm mäktig brunsvart-svart horisont av ett starkt avfärgande och pulverliknande material. Ovanför horisonten följer en 0.2-0.5 m mäktig brunfärgad och massiv diamikton (Fig. 28). Bestämningen av den kemiska sammansättningen i horisonten indikerar höga järn- och manganhalter samt en hög halt kisel (prov 29; Tab. 2). Även röntgendiffraktionsanalysen antyder närvaro av järn- och manganmineral, samt en viss karbonathalt (prov 29; XRD-analys). Kolbestämningen indikerar en låg kalkhalt men höga halter av kristallvatten (prov 29 och 33; Tab. 1).

Vid 3 m släpper järn- och manganhorisonten från kalkberggrunden och försvinner upp i den bruna diamiktonen för att vid 5 m återigen finnas direkt på kalkberggrundens yta. Horisonten bibehåller sedan sin mäktighet genom hela skärningen förutom vid 9 m, där det finns en 1 m lång och 0.2 m mäktig sandig och grusig körtel. Inbakat i detta material finns en distinkt avgränsad nodul av brunfärgad diamikton (Fig. 29). Vid hålrummen i skärningens östra del följer järn- och manganhorisonten fortfarande kalkberggrunden mycket väl trots ytans kraftiga undulering. Järn- och mangananrikningarna går även in som kilar i kalksanden, vilket medför att en uppstickande kalksandsknuta nästan avskiljs från kalkberggrun-

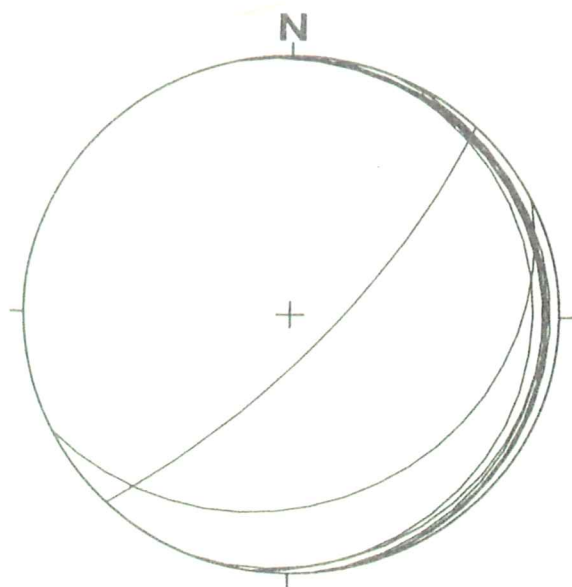


Fig. 26. Finskaliga siltfyllda sprickplanen i kalkberggrunden med svag stupning mot öster.





Fig. 27. Kontakten mellan kalkberggrunden och enhet B innan minikarstlandskapet frilades.

den (Fig. 27). Ovanför den svarta horisonten följer en brunfärgad, lucker, något lerig siltig-sandig diamikton enligt kornstorleksanalysen (prov 35; Tab. 4 och Fig. 16). Kontakten mellan järn- och manganhorisonten och den brunfärgade diamiktonen är

oftast distinkt, förutom vid uppsprickningen i kalkberggrunden vid 4-5 m. Här försvinner nästan järn- och manganhorisonten helt och kan endast skönjas som ett diffust band. Järn- och manganhorisonten genombröts vid 5 respektive 6 m av silt-



Fig. 28. Den svarta järn- och manganrika horisonten, samt den ovanpåliggande bruna diamiktonen (enhet B1). I övre högra hörnet syns en klotvittrad sten.

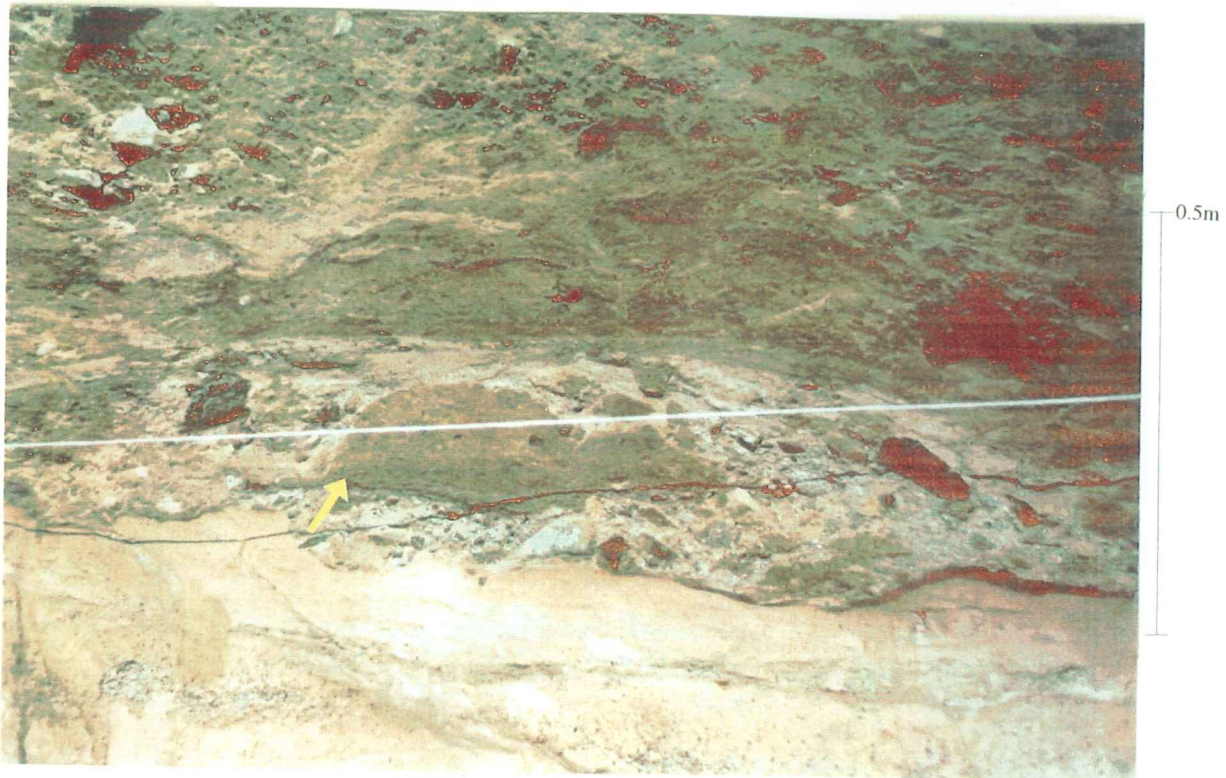


Fig. 29. Nodul av brun morän i den sandiga-grusiga körteln vid 9-10 m. Körteln överlagras i sin tur av ett tunt siltlager.

lager från den underliggande kalkberggrunden, men den överliggande brunfärgade diamiktonen penetreras inte utan siltlagren försvinner i kontakten mellan horisonten och diamiktonen (Fig. 30). Vid 1 m finns i den bruna diamiktonen en ansam-

ling av kantiga järn- och manganrikade noduler, vilka mellanlagras av finkorniga, sorterade sediment (Fig. 31). Det är uppenbart att de svarta nodulerna innan har utgjort en enda stor nodul som brutits itu. I uppsprickningens övre mynning vid

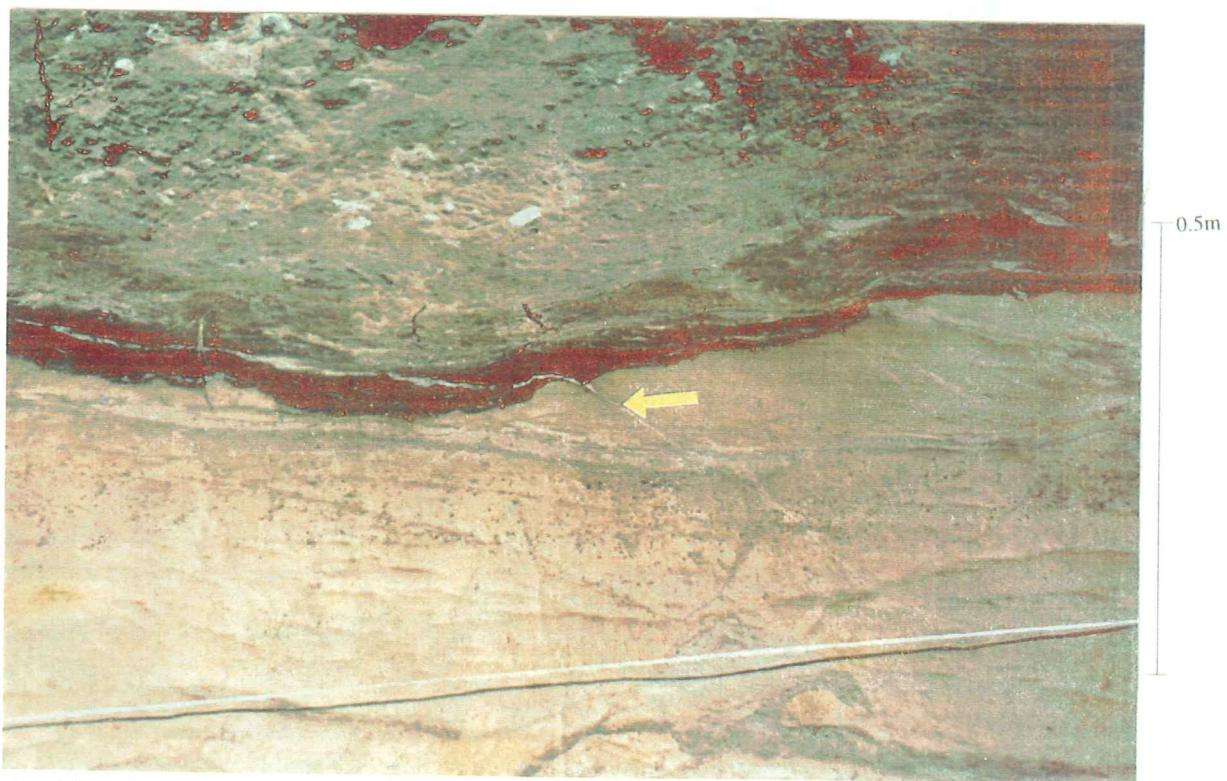


Fig. 30. Siltlager från kalkberggrunden som bryter igenom den järn- och manganrikade horisonten.

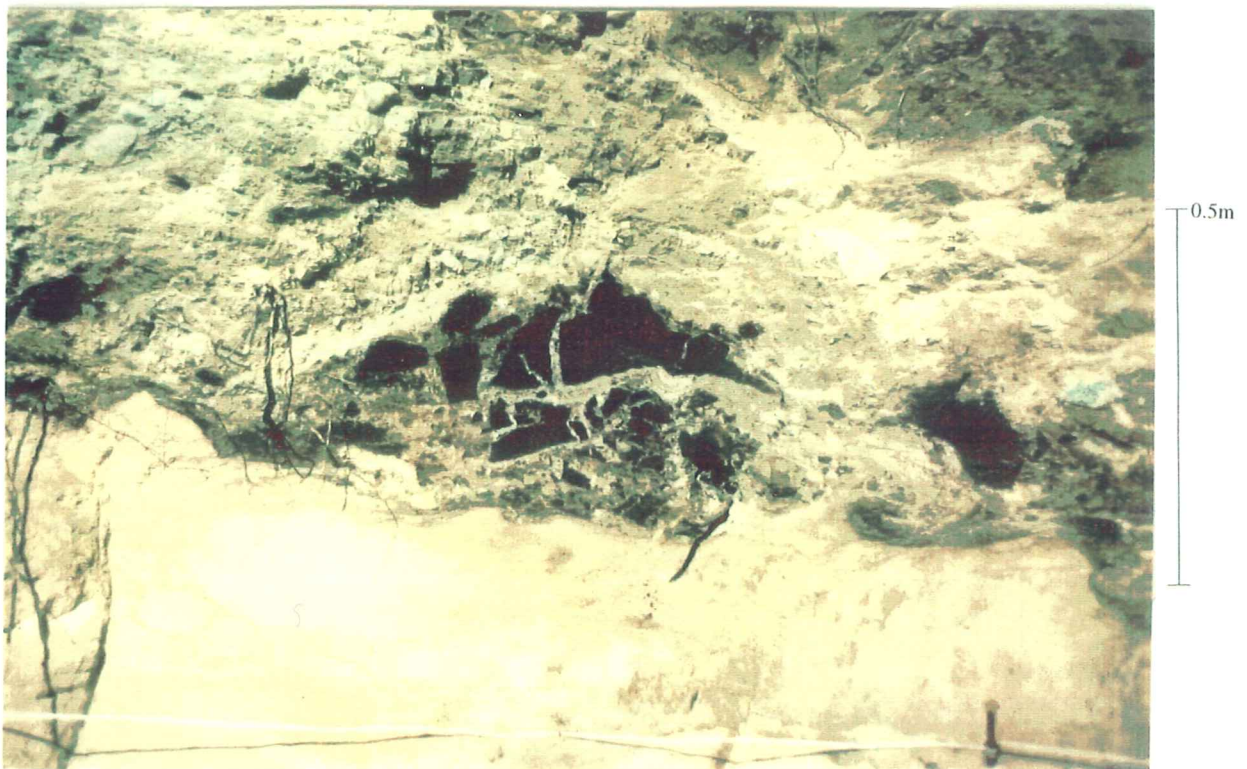


Fig. 31. Ansamling av svarta järn- och manganrikningar, vilka mellanlagras av svagt sorterade sediment.

4-5 m finns ett kalkblock, vilket till stor del är omhöljt av den brunfärgade diamiktonen. Klasterhalten i den brunfärgade diamiktonen är låg och förekommande klaster är kantavrundade och vittningsgraden är måttlig. Bergartsbestämningen i grusfraktionen visar en kraftig dominans av granitiska bergarter (prov 35; Tab. 3 & Fig. 10). Kolanalysen indikerar en mycket låg karbonathalt (prov 35; Tab. 1). Ovanpå det sandiga-grusiga materialet vid 9 m börjar en ca. 1 cm mäktig och drygt 4.5 m lång gråvit siltig lins. Linsen utbreder sig västerut och följer då kontaktplanet mellan järn- och manganhorisonten och den bruna diamiktonen. Konsistensen på materialet i linsen antyder förekomst av kaolin. Underenhet B1 överlagras vid 1-3 m av en centimetertjock ljus siltlins, som möjligtvis också innehåller kaolin. Linsen underlagras vid 2.5 m ett vittrat block (Fig. 32). Vid 11 m överlagras B1 av en siltig lins, vilken i sin tur deformeras av ett överliggande block.

#### Underenhet B2

Underenhet B2 är en 1.5-2 m mäktig, grå, massiv, något lerig siltig-sandig diamikton med en varierande kornstorleksammansättning (prov 26-28; Tab. 4 och Fig. 16). Diamiktonen är hård och kompakt i jämförelse med andra enheter och med en fläckvis märkbar fissilitet. I den nedre delen är det omkring 1.5-2 cm mellan skiktplanen. I enhetens mittparti är fissiliteten sporadiskt dåligt utvecklad

från 1-9 m, men tydlig från 9-12 m. De översta 2-3 dm har en markant fissilitet med knappt 1 cm mellan skiktplanen. Bergartssammansättningen i grusfraktionen visar ett innehåll av glimmerskiffer i undre delen av B2 och en total frånvaro av glimmerskiffer i de övre delarna (prov 26-28; Tab. 3 samt prov 26-27; Fig. 10). Det granitiska materialet dominerar kraftigt i alla tre proven, men det låga antalet analyserade partiklar i prov 28 (N=79) gör den analysen statistiskt osäker. Förekommande klaster är huvudsakligen kantavrundade. I nedre delen av B2 finns en del block och stora stenar, varav flera är grus- eller klotvittrade (Fig. 28). Blocken deformerar på flera ställen underliggande finkorniga sediment i gränsen mot B1. Vid 4 m förekommer en 0.3-0.4 m i diameter stor svart nodul med nästan kvadratiska ytterformer (Fig. 32). Nodulen har en kärna av hård kalksten, vars form är mycket mjukt avrundad. Runt kärnan finns ett 5-10 cm tjockt hölje av ett svart poröst material som visade sig innehålla stora mängder järn- och manganmineral vid bestämning av kemisk sammansättning (prov 37; Tab. 2). I enheten förekommer även en del sandiga linser. Vid 3 m finns tre sandlinser som stupar åt väster och vid 10 m finns en 1 m lång sandig lins med en kraftig lutning mot öster.

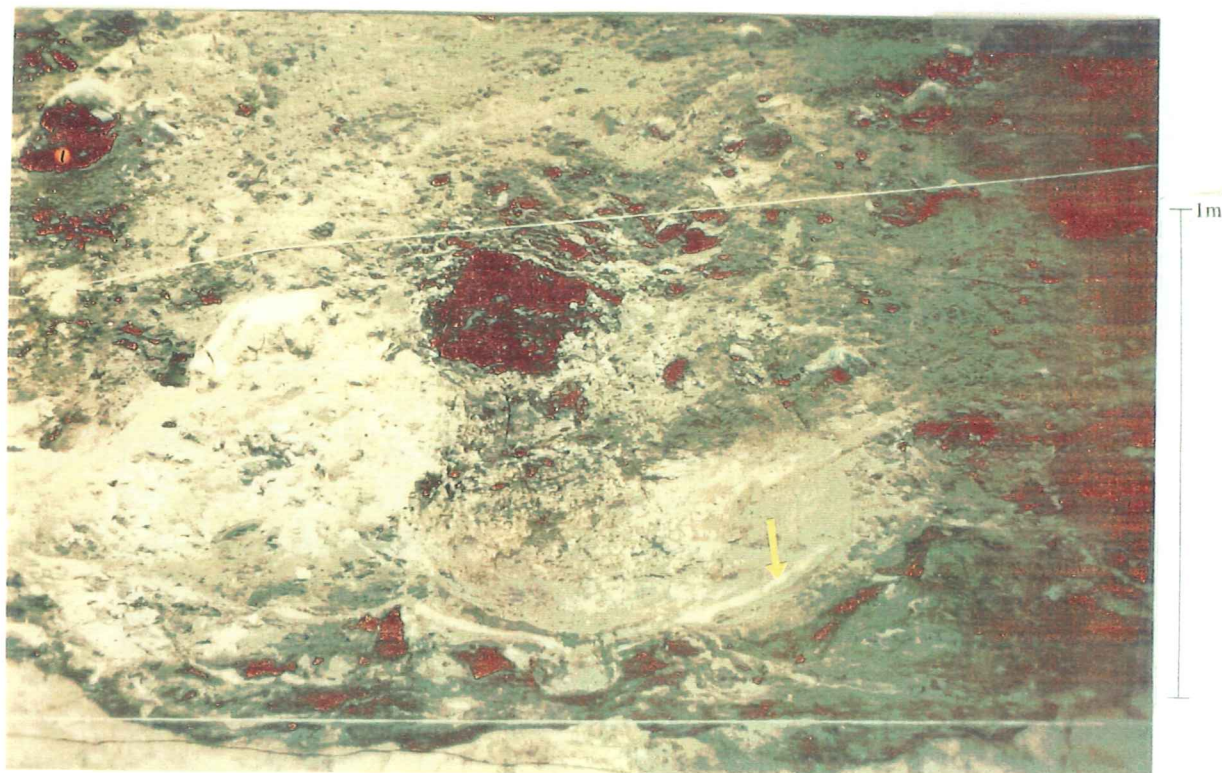


Fig. 32. Siltlins i kontakten mellan enhet B1 och enhet B2 (markerad av pil). Linsen deformeras av ett ovanliggande vittrat block. Den svarta stenen ovanför blocket består av en kalkkärna med ett hölje av järn och manganmineral.

#### 4.3.3 Enhet C

Enhet C är en 0.5-1 m mäktig diamikton, växellagrande med huvudsakligen sandiga, massiva sediment. Stora variationer i litofacies förekommer inom enheten. Kontakten mot enhet B har ställvis eroderats och är mjukt undulerande. Enhet C beskrivs utifrån de påträffade litofacies (3 st), definierade efter kornstorlekssammansättning, strukturer och bergartsinnehåll. Jordmånen följer direkt på enhet C och är 0.3-0.6 m mäktig.

*Facies 1; D(S)mm.* - Dominerande facies inom enhet C är en matrixstödd, massiv, grusig-sandig diamikton (prov 32; Tab. 4). Steninnehållet i facies 1 är stort och domineras av kantavrundade klaster. Merparten av partiklarna i grusfraktion är av granitiskt ursprung (prov 32; Tab. 3). Kontakten mot den underliggande facies 2 är sporadiskt erosiv. Det förekommer även korta och tunna linser av massiva sandiga sediment (facies 2) i diamiktonen. I den västligaste delen av skärningen finns en uppemot 1 meter bred och 1.5 meter djup urgröpnings med en erosiv kontakt mot enhet B (Fig. 33). Ur-

gröpnings är fylld av en grusig sandig diamikton med en hög stenhalt och sporadiskt förekommer tunna linser av massiva sandiga sediment (facies 2).

*Facies 2; Sm.* - Massiv sand i horisontella oregelbundna linser med varierande mäktighet och utbredning. Sporadiskt förekommer enstaka stenar. Mellan 3-12 m finns en 0.2-0.4 m mäktigt horisont bestående av massiva sandlinser av varierande storlek. Den undre kontakten mot B2 är här eroderad och svagt undulerande. Sanden består huvudsakligen av fin- och mellansand med inslag av tunna grusiga linser (facies 3). Befintliga stenar är kantavrundade och deformerar oftast underliggande material.

*Facies 7; Gcm.* - Klasterstött fingrus med öppen struktur förekommer vid 1 m som en 0.4 m lång och 0.1 m mäktig lins under en stor sten. Gruset är välrundat och av granitiskt ursprung. Facies 3 finns också som tunna linser och körtlar mellan massiva sandiga linser i facies 2.



*Fig. 33. Urgröpning i enhet B, utfyllt med sediment från enhet C.*

## 5 Diskussion och tolkning

För att underlätta tolkningen diskuteras först tänkbara järn- och manganmineral i den brunsvarta-svarta horisonten längs kalkberggrundens överyta och i de svarta porösa nodulerna i moränen (kap. 5.1-5.2). I kap. 5.3 presenteras relevanta järn- och manganinnehållande karbonater. Därefter följer ett teoretiskt resonemang om bildningen för dessa ämnen (kap. 5.4), samt hur karstbildningar uppkommer i kalkstensmiljö (kap. 5.5). Tolkningar av de ingående enheterna (A-C) presenteras i kap. 5.6.

### 5.1 Tänkbara järnmineral

**Göthit** är ett av de vanligaste järnmineralen i lösa jordlager. Eftersom oxidationen av järn gått långt har göthit en hög termodynamisk stabilitet. Mineralen påträffas i alla jordartstyper och det har en benägenhet att koncentreras i horisonter, noder eller som en ockra uppblandad med lera och sand (Dana 1944). Färgen är gulbrun, men vid höga koncentrationer oftast mörkt brun eller svart, och göthit kan redan vid låga koncentrationer ge kraftiga färgimpregneringar (Koljonen *et al.* 1977). Den kemiska formeln är  $\text{FeO}(\text{OH})$ , men  $\text{Mn}(\text{III})$  substituerar ofta med  $\text{Fe}(\text{III})$ . Massiv göthit innehåller ofta mycket adsorberat vatten och kallas då **limonit**,  $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Limonit har samma utseende som göthit och uppträder vanligtvis som ett sekundärt mineral i association med sand, lera, manganoxider, fosfater och organiska syror i oxiderande miljöer. Limonit har också registrerats som ett utbytesmineral efter järnhaltiga karbonater, bl a siderit och ankerit (Dana 1944). Även göthit är ett vanligt ersättningsmineral för siderit samt för glaukonit när dessa mineral vittrar under oxiderande förhållanden. Göthit kan också bildas som en direkt utfällning från meteoriskt vatten. Mineral som ofta förekommer tillsammans med göthit är manganmineralen psilomelan, pyrolusit och manganit samt järnmineralet lepidokrokitt (Dana 1944). **Lepidokrokitt** är ett orange till brunt mineral med samma kemiska sammansättning som göthit,  $\text{FeO}(\text{OH})$  (Schwertmann & Taylor 1972). Precis som för göthit substituerar  $\text{Mn}(\text{III})$  ofta  $\text{Fe}(\text{III})$  (Dana 1944). När järnhaltiga lösningar oxiderar i kalkrika jordar med ett högt koldioxidtryck favoriseras bildning av göthit framför lepidokrokitt via ett mellanstadium där järn bildar siderit (Schwertmann 1959; Schwertmann & Taylor 1972). Vid långsam oxidation av siderit är det vanligt att blandningar av lepidokrokitt och göthit bildas (Dana 1944). Andra forskare menar emellertid att lepidokrokitt bara finns i hydromorfiska

jordar då järn reduceras under anaeroba förhållanden (Brown 1953; Carlsson *et al.* 1976; Koljonen *et al.* 1977).

Ferrihydrit är ett annat järnmineral som förekommer i rostbruna porösa utfällningar rika på adsorberat vatten. Partiklarna är företrädesvis mycket små och har en stor benägenhet att bilda aggregat (Schwertmann & Fisher 1966). Ferrihydrit bildas när perkolerande vatten med hög halt av organiska syror löser järn. När det järnanrikade vattnet når oxiderande förhållanden attackerar mikroorganismer järnkomponenterna, varpå ferrihydrit faller ut (Jackson & Keller 1970). Olika atomuppsättningar har presenterats för ferrihydrit, tex  $\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  (Towe & Bradley 1967) och  $\text{Fe}_5(\text{O}_4\text{H}_3)_3$  (Chukrov *et al.* 1973). I båda fallen utgörs järnjonen av  $\text{Fe}^{3+}$ . Markkemin kan medverka till att ferrihydrit övergår i mer stabila kristallina former som t ex göthit (Chukrov *et al.* 1973). Gynnsamma förhållanden för dessa reaktioner är neutrala eller svagt basiska pH, god syretillgång och höga temperaturer (Vuorinen & Carlsson 1983).

### 5.2 Tänkbara manganmineral

**Wad** eller **umbra** är ett samlingsnamn för en manganrik jord bestående av oidentifierbara manganoxider och manganhydroxider. Wad förekommer som ett svart till mörkbrunt poröst pulver eller jord, som vid kontakt är starkt avfärgande (de Villiers 1960). Troligtvis består wad till stor del av pyrolusit och psilomelan (Dana 1944). Förutom mangan har wad höga halter av järn, aluminium och kisel samt en betydande mängd adsorberat vatten. Med en ökad järnhalt övergår wad successivt till göthit och limonit. Wad bildas där kalksten löses upp under inverkan av surt meteoriskt vatten i överkanten av kalksten där mangan, löst i markvätskan, kan koncentreras (de Villiers 1960). Wad påträffas även i karsthålor, sprickor och andra strukturer i kalksten som underlättar grundvattenläckage. Under oxiderande förhållanden bildas wad som en direkt utfällning från kemiska och biologiska processer, samt som utbytesprodukt till vittrade eller oxiderade manganmineral, t ex rodokrokitt och manganit (Dana 1944).

**Pyrolusit** är ett vanligt manganmineral som bildas under oxiderande förhållanden, bl a under inverkan av perkolerande meteoriskt vatten i en jordprofil. Kolloidala processer samt inverkan från bakterier har visat sig vara av betydelse vid pyrolusitbildning (Jones 1992). Pyrolusit bildar gärna svarta eller mörkt blåaktiga, starkt avfärgande höljen eller massiva porösa noder. Atomuppsätt-

ningen för pyrolusit är  $MnO_2$  men detta är en förenkling eftersom mineralet vanligtvis innehåller tungmetaller, alkalimetaller, fosfor samt adsorberat vatten. *Nsunit* har samma kemiska sammansättning ( $MnO_2$ ) som pyrolusit och uppträder i jordliknande porösa aggregat (Zwicker *et al.* 1962). Faulring (1965) menar att nsunit, precis som pyrolusit, ofta uppträder som utbytesmineral tillsammans med t ex psilomelan, hausmanit och limonit. Sekundära utfällningar av nsunit och pyrolusit efter rodokrokitt och siderit är vanliga (Dana 1944). Vid oxidation av rodokrokitt bildas nsunit samt birnessit och bildningen gynnas av svagt alkaliska miljöer t ex där syrerikt vatten stöter på karbonat (Zwicker *et al.* 1962).

*Birnessit* är ett av de vanligaste manganmineralen och förekommer ofta som massiva svarta porösa pulver eller cement (Jones & Milne 1956). Mineralet bildar även höljen runt andra partiklar och utfällningar i sprickor, gärna uppblandat med järnoxider (McKenzie 1977). Roberts (1990) hävdar att färgen ibland kan övergå i mörkbrunt och Koljonen *et al.* (1976) beskriver en blåsvart variant av birnessit. Birnessit innehåller utöver mangan huvudsakligen akvakomplex och natrium. Andra ämnen som är av underordnad betydelse är kalcium, kalium, järn, kisel, aluminium samt titan (Jones & Milne 1956; Jones 1992). McKenzie (1977) hävdar att även tungmetaller kan förekomma i små mängder. De miljöer där birnessit har påträffats är bl a karstterräng (Jones 1992) och glacifluviala avlagringar (Jones & Milne 1956; Koljonen *et al.* 1976; Carlsson *et al.* 1977). När perkolerande manganhaltiga vattenlösningar når svagt alkaliska och oxiderande miljöer gynnas bildning av birnessit. En befintlig mangananrikning underlättar en fortsatt anrikning och dehydrering och en hög manganhalt samt åldrande förbättrar birnessits kristallstruktur markant (Koljonen *et al.* 1976). Birnessit kan även bildas genom en samverkan av direkt oxidation och oxidation av mikroorganismer under alkaliska förhållanden (McKenzie 1977). I birnessit förekommer mangan huvudsakligen som  $Mn(IV)$  till följd av oxidationen (Jones 1992). En rad olika atomuppsättningar har givits för birnessit, t ex  $(Na_{0.7}Ca_{0.3})Mn_7O_{14} \cdot 2.8H_2O$  (Jones & Milne 1956). Mycket förenklat har birnessit atomuppsättningen  $Mn_xO_{2x+n}H_2O$ .

*Manganit* ( $MnO(OH)$ ) är en svart manganoxid som påträffas i sekundära utfällningar efter järn- och manganmineral, t ex pyrolusit, psilomelan, hausmanit och limonit (Dana 1944; Hem *et al.* 1989). Uppblandningar av siderit och rodokrokitt har också påträffats (Dana 1944). *Feitknechtit* ( $MnO(OH)$ ) är ett svart mineral som förekommer i samma miljöer som manganit (Bricker 1965).

*Psilomelan* är ett bariumförande manganmineral och uppträder ofta som ett svart poröst pulver i massiva horisonter, noder eller bandade och koncentriskt strukturer runt stenar. Psilomelan förekommer i områden med oregelbunden dränering där kalkhaltiga jordar påverkas av meteoriskt vatten (de Villiers 1960). Vaux (1937) bestämde atomuppsättningen till  $BaMnMn_8O_{16}(OH)_4$ . Kolloidala processer är av stor betydelse vid transport och deposition av psilomelan. Närvaro av bergarten syenit har visat sig gynna bildning av mineralet (de Villiers 1960). Tillsammans med psilomelan i sekundära manganutfällningar påträffas ofta *hausmannit*  $Mn_3O_4$  (Dana 1944). Psilomelan är annars vanligt förekommande tillsammans med pyrolusit som en vittringsprodukt av rodokrokitt och siderit.

Precis som psilomelan är *hollandit* en svart bariumförande manganoxid,  $(Mn,Ca,Mg)Mn_3O_7 \cdot nH_2O$  (Dana 1944). Hollandit utfälls vanligtvis sekundärt efter andra manganoxider och förekommer tillsammans med t ex todorokit och pyrolusit (Frondelet *et al.* 1960). *Todorokit* är ett brunsvart till sotigt svart, mycket poröst och jordliknande manganmineral som ofta förekommer i massiva noder (Frondelet *et al.* 1960). Innehållet av kristallvatten är märkbart och den kemiska sammansättningen är något förenklat  $(Mn,Ca,Mg)Mn_3O_7 \cdot nH_2O$  (Dana 1944). Todorokit bildas som en oxidationsprodukt av andra manganoxider (Straczek *et al.* 1960).

### 5.3 Karbonater

*Dolomit* ( $CaMg(CO_3)_2$ ) och *kalcit* ( $CaCO_3$ ) är de vanligaste karbonaterna i nästan alla kalkstensformationer (Tucker 1981). Dolomit och kalcit kan emellertid ersättas av andra karbonater när kalcium substitueras av andra katjoner (Tucker 1981). *Siderit* ( $FeCO_3$ ) är ett grått till gulbrunt mineral som är stabilt från pH 4 och uppåt (Searl & Fallick 1990). Siderit kan bildas när kalksten blir upplöst genom inverkan av järnhaltigt vatten (Hamilton *et al.* 1974; Tucker 1981). Järn substituerar då kalcium i kalkstenen och vanligtvis bildas även olika mellanformer, t ex *ankerit*  $((Ca,Mg)_{0.5}Fe_{0.5}(CO_3)_2)$  enligt Tucker (1981). Beroende på oxidationsgraden av järn har ankerit en alltifrån ljusgul till brun färg (Dana 1944). Mangan substituerar gärna järn och med ökande manganhalt övergår siderit i *rodokrokitt* (Searl 1990). Rodokrokitt ( $MnCO_3$ ) är ett rosa till mörkrött mineral som vanligtvis uppträder i sekundära utfällningar i kalksten eller manganoxider (t ex Roberts 1990).

## 5.4 Teori för vittring, transport och utfällning av järn- och manganmineral

I detta kapitel beskrivs olika teoretiska vittringsprocesser som frigör järn och mangan i jordmånen (kap. 5.4.1), samt hur och under vilka omständigheter järn- och manganmineral fälls ut (kap. 5.4.2). En bedömning huruvida de utfällda järn- och manganmineralen kan vara en postglacial anrikning eller inte behandlas i kap. 5.4.3.

### 5.4.1 Vittring och transport av järn och mangan

De klimatiska betingelserna styr vegetationstyp, markförhållande samt vittring, vilket i sin tur styr det geokemiska uppträdandet av järn och mangan i marken (Vasari *et al.* 1972). Mangan går i vattenlösning i sura och reducerande miljöer då berggrund och lösa jordlager vittrar (Jones & Milne 1956; Frondel *et al.* 1960; Koljonen *et al.* 1976; Hem *et al.* 1989). En gynnsam miljö för upplösning finns således i anslutning till sumpmarker. Samma processer gäller för mobilisering av järn (Koljonen *et al.* 1976). Redoxkänsliga järn- och manganmineral löses av organiska syror i jordmånen och transporteras i form av akvakomplex (Koljonen *et al.* 1976; Carlsson *et al.* 1977). Mangan förflyttar sig även som  $Mn^{2+}$  eller i instabila oorganiska komplex såsom  $MnHCO_3^-$  (Hem 1963). Vuorinen & Carlsson (1985) menar att  $Fe^{2+}$  lätt oxideras och bildar akvakomplex och kolloidala föreningar i grundvatten. De kolloidala föreningarna består till stor del av negativt laddade organiska föreningar som knyter järnjoner till sig. Ju högre halt organiskt material desto mer järn kan transporteras i grundvattnet som organiska komplex.

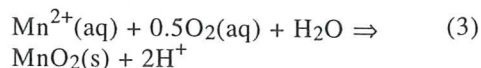
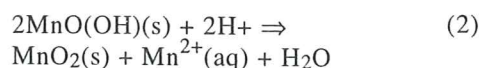
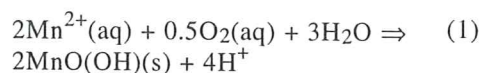
### 5.4.2 Utfällning av järn och mangan

Järn- och mangananrikningar förekommer ofta sida vid sida med skarpa gränser. Järn är vanligtvis avsatt under manganhorisonter, men även det omvända har observerats (Carlsson *et al.* 1976). Mangananrikningarna bildar ibland cementerade, hårda konkretioner, medan järnutfällningar vanligtvis är betydligt lösare.

McKenzie (1977) hävdar att järn- och manganoxider i oxiderande miljöer vanligtvis påträffas tillsammans och ofta bildar noder, höljen runt andra partiklar, eller sprickfyllnader. Järn- och mangananrikning gynnas av neutrala till svagt alkaliska grundvattenmiljöer (Taylor *et al.* 1964; Koljonen *et al.* 1976). Järnhalten är oftast betydligt större än manganhalten i jordmånen och då

fälls järn ut först. Järn är emellertid hårdare bundet till organiska komplex och oxiderar långsammare än mangan (Koljonen *et al.* 1976; Carlsson *et al.* 1977). Resultatet blir att manganrika utfällningar kan bildas före järnutfällningar vid höga pH-värden och hög redoxpotential (Vasari *et al.* 1972). Manganrika utfällningar finns huvudsakligen i sandiga och grusiga enheter med god genomluftning och därför goda oxidationsmöjligheter. Mangananrikningar har också en benägenhet att på nytt gå i lösning i fuktiga eller reducerande miljöer. Mangan löses delvis upp och migrerar till oxiderande miljöer för att återigen fällas ut (Koljonen *et al.* 1976; Carlsson *et al.* 1977). Vid låga pH-värde (<4) koncentreras  $Fe^{2+}$  till befintliga manganoxider, t ex birnessit, varpå  $Mn^{2+}$  och  $Fe^{3+}$  går i lösning (Postma 1985). Även Koljonen *et al.* (1976) hävdar att en befintlig mangananrikning underlättar för en fortsatt anrikning av både järn och manganmineral. När pH-värdet blir högre (>4) börjar ferrihydrit att fällas ut på manganoxidernas yta (Postma 1985).

Hem *et al.* (1989) beskriver hur mangan  $Mn^{2+}$  i lösning oxideras och bildar fasta manganutfällningar innehållande Mn(III) och Mn(IV). Viktigt för oxidationen är att ytan på redan utfällda manganoxider utgör en synnerligen bra miljö för processer där komplex av Mn(II) och Mn(III) reagerar med vattenlöst syre (1) och bildar nya manganoxider (Koljonen *et al.* 1976; Postma 1985; Davies & Morgan 1989). Den vanligaste reaktionen är sedan att Mn(III)-joner på feitkneichitytan ( $MnO(OH)$ ) oxideras vidare genom elektronövergång (2), varpå pyrolusit eller någon annan fyrvärd manganoxid bildas. Den slutliga formeln för reaktionen kan således sammanfattas (3).

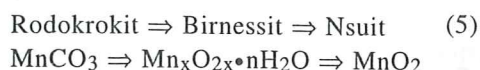
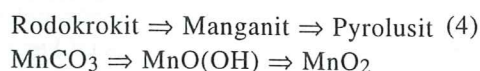


Beroende på pH-värdet är reaktionerna (1) och (2) olika snabba. I naturliga system är vanligtvis reaktion (1) något långsammare än (2) på låga koncentrationer av  $Mn^{2+}$ , vilket medför att nästan all mangan förekommer i högoxiderad form Mn(IV). Intermediära former av manganoxider kan givetvis också förekomma, t ex hausmannit ( $Mn_3O_4$ ) eller manganit ( $MnO(OH)$ ). Hem *et al.* (1989) hävdar att hausmannit spontant kan övergå till manganit via hydrolys. Om andra metalljoner inkorporeras i den växande kristallens struktur kan reaktionerna ändras. Ingår t ex koppar i kristallstrukturen kan slutprodukten bli birnessit och vanligtvis höjs då reaktionshastigheten eftersom



manganoxidens aktiva yta blir större (Hem *et al.* 1989). Oxidation av mangan kan även katalyseras av lermineral (McKenzie 1977). Även den biologiska inverkan på oxidationen av mangan kan vara stor, eftersom mikroorganismer och svampar direkt eller indirekt kan underlätta manganoxidbildningen väsentligt. De organismer som katalyserar manganoxidation är kemotrofer och de får sin energi från oxidationsprocessen (Jones 1992).

Jones (1992) hävdar i sin beskrivning att järn och aluminium är de element som förekommer mest frekvent tillsammans med manganoxider i karstterräng. Manganoxider växer till i sprickor och porer i kalksten och när kalkstenen successivt löses upp under inverkan av meteoriskt vatten intas dess plats av manganoxider. Detta orsakar således en gradvis övergång från ren kalksten till manganoxid (Jones 1992). I ett intermediärt skede i denna process är rodokrokitt ett sannolikt mineral. Bricker (1965) beskriver två oxidationssekvenser för rodokrokitt där Mn(II) oxideras till Mn(IV):



Enligt Zwicher *et al.* (1962) transformeras naturligt förekommande nsuit lätt till pyrolusit, vilket skulle innebära att den slutliga oxidationsprodukten främst blir pyrolusit.

Vuorinen & Carlsson (1985) konstaterar att moränområden med höga pH-värde ger en ökad katjonhalt och ökad Si:Fe kvot i ytlagret på ferrihydrit. Kiselhalten visar dock inget samband med manganoxider under samma förhållanden, däremot binds kalcium och magnesium starkare (Vuorinen & Carlsson 1985). Koljonen *et al.* (1977) visar att järn-, aluminium-, magnesium- och kaliumhalten minskar när manganhalten ökar. Vid samma undersökning framkom det att höga järnhalter i mangananrikningarna inte syns i XRD-analysen.

#### 5.4.3 Järn- och mangananrikningar som en postglacial utfällning

Syftet med detta kapitel är att testa hypotesen att det finns tillräckligt med järn och mangan tillgängligt i den ovanliggande moränen (och i närområdet kring täkten) för att de utfällda järn- och manganmineralen skall kunna bildas.

Vid den första anblicken av den brunsvarta-svarta horisonten och höljena runt kalkkärnorna kan det tyckas uppenbart att järn- och manganmineralen är residualprodukter från upplöst kalksten. Den mycket låga järn- och manganhalten i kalksanden visar dock att en sådan bildning är högst osannolik. Kalkkärnan vid 23.5 m (B1, skärning I) visar

t ex en ca. 20 ggr lägre järnhalt och 40 ggr lägre manganhalt än det omgivande 5 cm mäktiga svarta skalet (Tab. 2). Om allt järn och mangan skulle härstamma från kalkkärnan skulle detta innebära att kärnan var minst 4 m i diameter innan den började lösas upp. Det är orealistiskt att en 4 m stor kalksten skulle lösas upp utan att efterlämna några deformationsstrukturer i den omkringliggande moränen. Fegraeus (1886) beskriver starkt avfärgande mörkbruna porösa noder med hårda kärnor av undersilurisk kalksten i Medelpad och hans analyser visade att all mangan i manganockran omöjligt kunde komma från kalkstenen.

Under gynnsamma oxiderande förhållanden kan däremot decimetertjocka järn- och mangananrikning bildas på mindre än 15 år i lösa jordlager (Carlsson *et al.* 1976). En postglacial anrikning på drygt 10 cm, vilket är det maximala i Broestorp, borde därför inte vara orealistisk.

För att testa hypotesen huruvida det är möjligt för järn- och mangananrikningarna att bildas under postglacial tid utfördes tre beräkningar över manganinnehållet i moränen; en minimum- och en maximummodell samt en medelmodell. Utifrån analyserna av den kemiska sammansättningen av regionens bergarter (Kornfält 1983; Wikman 1983) framgår det att mangan är mer sparsamt förekommande än järn. Om det ursprungliga manganinnehållet i moränen är tillräckligt för att bilda anrikningarna skulle detta indikera att en postglacial bildning är möjlig. Järninnehållet i anrikningarna har uppmätts vara 10-150% av manganhalten. Enligt den kemiska sammansättningen (Tab. 2) är manganhalten i anrikningarna 10-1400 gånger högre än i den förmodat ovittrade moränen på platsen omedelbart efter deglaciationen. Jag räknade om resultatet från analysen av den kemiska sammansättningen och jämförde resultatet med

Tab. 6. Omräknade resultat från analysen av den kemiska sammansättningen. Dessa jämfördes sedan med resultatet från de kemiska analyserna i berggrundsbeskrivningarna till kartbladen Kristianstad NO och Karlshamn NV. Prov 24 innehöll en olöst rest. LOI = Glödförlust.

	Prov 24 (%)	Prov 29 (%)	Prov 37 (%)
FeO	4.2	3.9	5.5
MnO	16.8	1.7	54.5
TiO <sub>2</sub>	0.4	0.7	0.8
SiO <sub>2</sub>	35.1	36.6	13.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.2	12.2	12.7
MgO	0.4	0.7	0.4
CaCO <sub>3</sub>	2.6	3.7	0.6
CaO	2.8	20.0	1.5
Na <sub>2</sub> O	1.1	1.3	1.0
K <sub>2</sub> O	1.6	1.8	1.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3.4	0.9	1.1
LOI	5.5	5.0	8.1
<b>SUMMA</b>	<b>81.1</b>	<b>88.5</b>	<b>100.3</b>

de kemiska analyserna i berggrundsbeskrivningarna till kartbladen Kristianstad NO (Wikman 1983) och Karlshamn NV (Kornfält 1983) (Tab. 6; se bilaga 2 för fullständiga uträkningar).

*Maximummodellen* ger den tjockaste mangananrikningen med det tunnaste moräntäcket.

Moränmäktighet:	2.5 m
Mn-halt i moränen:	0.05% MnO
Mn-anrikningens mäktighet:	0.1 m
Mn-halt i anrikning:	50% MnO
Mn-anrikningens densitet:	Samma som moränen

*Resultat:* 4000% mer mangan i anrikningen än vad som ursprungligen fanns i moränen.

*Minimummodellen* ger den tunnaste mangananrikningen med det tjockaste moräntäcket.

Moränmäktighet:	5 m
Mn-halt i moränen:	0.25% MnO
Mn-anrikningens mäktighet:	0.03 m
Mn-halt i anrikning:	5% MnO
Mn-anrikningens densitet:	50% av morändensiteten

*Resultat:* Manganen i anrikningen utgör 6% av det totala manganinnehållet i moränen.

*Medelmodellen* är vad jag har uppskattat vara rimliga värden.

Moränmäktighet:	4 m
Mn-halt i moränen:	0.15% MnO
Mn-anrikningens mäktighet:	0.04 m
Mn-halt i anrikning:	15% MnO
Mn-anrikningens densitet:	75% av morändensiteten

*Resultat:* 25% mindre mangan i anrikningen än vad som ursprungligen fanns i moränen.

Eftersom anrikningarna till stor del också innehåller järn anser jag att järn- och mangananrikningarna mycket väl kan var resultatet av en postglacial process. Manganinnehållet i moränen borde emellertid vara kraftigt reducerat nu i jämförelse med den ovittrade moränen. Det är tänkbart att järn- och mangananrikat grundvatten rör sig nedför söderslutningen av rygghavens proximala bergkärna och således passerar tälten. Rimligtvis borde då järn och mangan ha goda möjligheter att fällas ut. Ett visst tillskott av järn och mangan till anrikningarna kommer även från den upplösta kalkberggrunden.

## 5.5 Karstbildning

Karstbildning i kalksten kan ske antingen i vadoszonen eller i den övre delen av den freatiska zonen där meteoriskt vatten, som innehåller orga-

niska syror, atmosfärisk koldioxid samt koldioxid från biologisk aktivitet i marken gör vattnet surt och därmed aggressivt mot kalksten. Med en längre uppehållstid, längre transportsträcka och ökad markvittring minskar dock vattnets aggressivitet eftersom detta ger ett ökat pH-värde. I vadoszonen sker ett diffust perkolerande flöde i porsystemet på grund av gravitationen. Där det finns sprickor eller ansamlingar av grövre partiklar och därmed en större effektiv porositet blir flödet större, vilket i sin tur påskyndar upplösningen av kalkstenen. Berorande på gravitationen blir dessa karsthålor och karstsprickor i stora drag vertikala. När inte vatten perkolerar i karstbildningar utgör de en god miljö för oxidation. När det perkolerande vattnet når grundvattnet i den freatiska zonen gynnas istället en bildning av horisontella sprickplan, speciellt i den kapillära zonen precis ovanför den freatiska zonen. Grundvattenytans fluktuationer ger här omväxlande oxiderande och reducerande förhållande (Tucker & Wright 1990). Även kallt smältvatten från en ovanliggande is har en hög potential att lösa upp kalk och orsaka subglacial karstbildning (Eyles *et al.* 1982).

## 5.6 Tolknings

### 5.6.1 Enhet A

Lundgren (1934) benämnde kalkberggrunden som en "löst konsoliderad skalstoftskrita", men jag anser att en hårt packad kalksand är en bättre term. Mucronatakrita från den undre delen av Övre Campan är ett annat namn som figurerar i litteraturen (Bergström 1983). Kalksanden består av små skalrester från olika havsdjur uppblandat med en del sand. Det förhållandevis höga innehållet av kisel antyder att kalksanden bildades i ett grundhav. Det stämmer väl överens med bildningsteorierna för kritasedimenten i nordöstra Skåne eftersom den maximala vattennivån var ca. 120 m över dagens havsnivå (Lindström 1991). Den hårdare kalkstensvarianten som påträffades i skärning II har en något högre kalkhalt och lägre kiselhalt jämfört med kalksanden. Detta har orsakat den tätare texturen och därmed ökat hårdheten. Det är även tänkbart att variationer i sedimentationsmiljön har givit upphov till ett finkornigare minerogent material i den hårda kritvarianten och därigenom medverkar till att öka homogeniteten. Variationer i sedimentationsmiljö är orsaken till de skiftande sedimentsammansättningar. De gul- och rödfärgade partierna i kalksanden är sekundära missfärgningar.

Kalkberggrunden ligger drygt 2 m lägre i skärning I än i skärning II, vilket innebär att kalkberggrundsytan faller med ca. 1 m på 10 m. Rekognosceringen av kalkberggrundens yta i den allra

östligaste delen av tåkten, mellan de två skärningarna, antyder dock att kalkytan stupar betydligt kraftigare närmast skärning II för att sedan flacka ut åt söder. Överförskjutningen i skärning I och uppsprickningen i skärning II är båda resultatet av glacialtektonik med en tryckriktning från öster. Lokaliseringen av uppsprickningen till den hårda kalkstensvarianten i skärning II beror på dess lägre förmåga att skjuvas jämfört med kalksandens och därför blev det istället ett rupturellt brott i enlighet med Dreimanis (1969). Samtidigt med bildandet av uppsprickningen pressades det diamikta vattenmättade materialet ned i sprickan och ut i de småskaliga sprickplanen i enlighet med t ex Broster & Dreimanis (1981). Vattentrycket var högt eftersom silt har pressats ner i kalkstenens porutrymmen och gett det smutsiga utseendet, vilket tidigare har beskrivits av t ex Åmark (1986a). Den ljusgrå moränen under den överförskjutna kalksandsspetsen i skärning I har bildats på samma sätt. Trots den slående likheten till utseende och bildning mellan sprickfyllnaderna i de båda skärningarna, är dessa förmodligen inte avsatta samtidigt. Kornstorleksammansättningarna och framför allt bergartssammansättningarna pekar istället på att de utgörs av två olika moräner. Närvaron av glimmerskiffer i skärning I antyder att överförskjutningen inträffade i samband med att B1 avsattes. I skärning II påträffas glimmerskiffer först i enhet B2 och mycket tyder på att sprickfyllnaden då redan var bildad, vilket behandlas mer ingående kap. 5.6.2.

De rundade och konformade håligheter har bildats när perkolerande meteoriskt vatten i vadozonen, anrikat på organiska syror, har löst upp kalken i kalksandens (de Villiers 1960). Karsthåligheterna i skärning II ligger definitivt i vadozonen, vilket förklarar de vertikala håligheter (Tucker & Wright 1990). Den nedre delen av den djupaste karsthåligheten i skärning I ligger dock under grundvattenytan och därmed i den freatiska zonen. Grundvattenytan var dock exceptionellt hög under fältarbetsperioden och det är därför troligt att håligheten vanligtvis till stor del ligger över grundvattenytan (muntlig konversation med Torsten Niklasson 1995). Flertalet av karsthålorna bryter rätt igenom tunna silt- och finsandsfyllda sprickplan i båda skärningarna, vilket visar att karstbildningen är senare än glacialtektoniken och förmodligen ett resultat av en kontinuerlig postglacial karstbildningsprocess. En upplösning av kalkberggrunden under inverkan av meteoriskt vatten som transporterar bort upplöst kalk styrks av de stora mängder rundade glaukonit och kvartskorn som påträffas i karsthålorna. När kalken löses och transporteras bort blir glaukonit och kvartskorn kvar i håligheterna som en residualprodukt. De svarta-svartbruna porösa material som påträffas i karsthåligheterna är anrikningar av järn- och manganmineral, vilka bildats när järn och mangan i det perkolerande vattnet oxiderats samtidigt som

kalken lösts upp (de Villiers 1960). En mer utförlig tolkning för bildningen av dessa järn- och manganmineral finns i kap. 5.4.2. Troliga mineral är göthit, ferrihydrit, birnessit, pyrolusit, manganit, wad, siderit, ankerit och rodokrokitt. Möjliga mineral är limonit, lepidokrokitt, psilomelan, hausmannit, hollandit och todorokit.

De två mindre håligheterna i skärning I, uteslutande fyllda med den ljusgrå glimmerskifferrika diamiktonen och inga järn- och manganmineral är något svårklarade eftersom den större håligheten en meter därifrån är fylld med järn- och manganmineral. En möjlig förklaring är att håligheterna är resultatet av kartsbildning i ett subglacialt smältvatten (Eyles *et al.* 1982). En annan tänkbar förklaring är att det inte är några karsthålor utan subglacialt bildade fördjupningar, orsakade av erosion i kontakten mellan kalkberggrunden och glaciärbasen. Fördjupningarna fylldes med glimmerskifferrik morän när enhet B1 började deponeras på kalkberggrunden. Stenen i den djupa håligheten vid 1 m samt den kraftigt vittrade stenen vid 6 m (skärning I) kan ha legat inlagrade i kalkstenen sedan denna bildades under kritaperioden. Frånvaron av andra urbergsklaster i kalkberggrunden talar dock emot en sådan bildning. Det är mer troligt att stenarna pressades ned i kalksandsytan i samband med avsättningen av glimmerskiffermoränen. Bottensmältande is med ett högt porvattentryck och därmed en låg skjuvhållfasthet möjliggör nedpressning av stora stenar i kalksandens (kap. 5.6.2) (Boulton 1987). Deformationsstrukturerna i kalksandens runt en av stenarna styrker en sådan genes. Detta sammantaget tyder på att en aktiv bottensmältande is har orsakat tektoniken i kalkberggrunden (Hart & Boulton 1991).

Normalförkastningarna i kalksandens under det stora blocket i skärning I bildades när blocket deponerades. Blocket har antingen droppat ned från ett ovanliggande istak eller sjunkit ned genom en vattenmättad bottenmorän under en aktiv is (Hicock 1991). Eftersom järn- och manganmineral varken förekommer i glimmerskiffermoränen under överförskjutningen i skärning I eller i uppsprickningen i skärning II antar jag att järn- och manganmineralen fällts ut efteråt, annars borde dessa mineral rimligtvis missfärga sprickfyllnaderna på ett liknande sätt som enhet B1 missfärgas.

## 5.6.2 Enhet B

### Underenhet B1

Den rödbruna-svarta horisonten i enhetens nedre kontakt mot kalkberggrunden, samt höljena runt kalkstenarna och de svarta nodulerna i moränen utgörs av postglaciala utfällningar av järn- och manganmineral (kap. 5.4.3). Den kemiska sam-

mansättningen, utseendet och konsistensen hos den observerade horisonten och nodulerna stämmer väl överens med en mängd mineral, beskrivna i kap 5.1-5.3. I enlighet med resonemanget i kap. 5.4.2 är förekomsten av flera av dessa mineral möjliga. De utförda analyserna har dock inte varit tillräckliga för att säkerställa närvaron av något av dessa mineral. Orsaken till de breda topparna i XRD-analysen är troligtvis ett samspel mellan en dålig kristallisation på ena sidan och hög oxidation (Buser *et al.* 1954), alltför finkorniga mineral (Bricker 1965), för låga halter av mineralen eller föroreningar i proven. Istället har jag med hjälp av analyserna och teoretiska resonemang angående bildning av järn- och manganmineral (kap. 5.4.2) i den speciella miljön i kontakten morän-kalkberggrund fått fram de mest troliga respektive möjliga mineralen.

Utifrån XRD-analysen dras slutsatsen att järnmineralen göthit och ferrihydrit, manganmineralet birnessit samt karbonaterna ankerit och siderit sannolikt finns representerade i den svarta horisonten. Närvaron av birnessit styrks av den märkbara titanhalten (Jones & Milne 1956; Jones 1992). Antydningar på att ankerit är närvarande styrktes av den låga förbränningstemperaturen för karbonat i kolanalysen i enlighet med Brindley & Brown (1980). Tillsammans med de redan nämnda mineralen är limonit, psilomelan, pyrolusit, wad, hausmannit och rodokrokit andra troliga mineral. De möjliga mineralen är todorokit, hollandit, nsuit, manganit och feitkneichit. Närvaron för dessa mineral kan dock inte styrkas.

I enlighet med t ex (Taylor *et al.* 1964; Koljonen *et al.* 1976; Carlsson *et al.* 1977) går  $Fe^{2+}$  och  $Mn^{2+}$  i lösning i jordmån och berggrund under sura och reducerande förhållande, dvs låga pH- och Eh-värden. Vittringen startade direkt efter områdets deglaciation, men intensifierades med växternas intåg när organiska syror inducerades i marken. Genom inverkan av järn- och manganhaltiga lösningar har sedan siderit ersatt kalkstenen (Hamilton *et al.* 1974). Eftersom järn och mangan mycket lätt kan substituera varandra har resultatet blivit en blandning av siderit och rodokrokit. Detta skulle innebära att den rödfärgade kalkstenen i kalkberggrundens överkant är en missfärgning av rodokrokit och i viss mån siderit tillsammans med sekundärt utfällda järn- och manganmineral. Bricker (1965) beskriver två oxidationssekvenser där rodokrokit oxideras och bildar pyrolusit respektive nsuit (kap. 4.4.2). Pyrolusit är i sin tur ett av de dominerande mineralslagen i wad (Dana 1944). Wad fälls vanligtvis ut i den övre kanten av kalkstensformationer där koncentration av mangan underlättas (de Villiers 1960). Kalcium ersätts av järn och mangan som i sin tur oxideras. Samtidigt med oxidationen löses kalkberggrund upp av det sura meteoriska vattnet och karbonat går i lösning och transporteras bort med grundvattnet.

Det är också möjligt att järn- och manganoxider producerar oxoniumjoner under själva oxidationsprocessen och att oxoniumjonerna löser upp kalken. Därmed kan utfällningarna av järn- och manganoxider expandera in i kalkstenen (Hem *et al.* 1989). Järn- och manganoxid skulle således kunna "äta" sig in i kalkstenen. Material som är mer resistent mot vittringen från det meteoriska vattnet, t ex kvartssand, glaukonit och siltiga sprickfyllnader, bildar en residualprodukt i de nybildade anrikningarna av järn- och manganoxider.  $Fe^{2+}$  och  $Mn^{2+}$  i organiska komplex fälls ut på redan befintliga oxider och karbonater när det perkolerande vattnet når berggrunden. De höga pH- och Eh-värdena gynnar utfällning av järn- och manganoxider, t ex göthit (Schwertman & Taylor 1972), ferrihydrit (Jones 1992) eller birnessit (Koljonen *et al.* 1976). Materialet i den sandiga grusiga körteln borde vidare erbjuda en bättre oxidationsmiljö än moränen och därmed gynna en utfällning järn- och manganmineral (Koljonen *et al.* 1976; Carlsson *et al.* 1977). Eftersom detta inte har skett antar jag att blandningen av kalksand och lermineral från moränen initierar utfällning av järn- och manganoxider. Enligt Jones (1992) är närvaron av lermineral en grundläggande faktor vid utfällning av dessa.

Slutsatsen blir att rodokrokit och siderit, som bildas i kontakten mellan kalkberggrund och järn-manganhorisonten, successivt oxideras till järn- och manganoxider. I kontakten mellan järn-manganhorisonten och moränen utfälls nybildade järn- och manganoxider på redan befintliga mineral (Hem *et al.* 1989; Davies & Morgan 1989; Jones 1992).

Moränen i underenhet B1 tolkas som avsatt i en subglacialt deformande bädd, i enlighet med t ex Boulton & Hindmarsch (1987) och Hicock (1992). Denna skulle därför kunna klassificeras som en deformationsmorän (eng. deformation till). Denna tolkning grundar sig på att den friktionsvärme som alstras vid deformation av det subglaciala materialet medför en accentuerad smältning av glaciärbasen och därmed också frigörelse av mer material (Hart 1995a). Smältvattnet bidrar också till att upprätthålla ett högt porvattentryck, vilket underlättar den subglaciala deformationen (t ex Boulton 1987). Höjt porvattentryck i ett material med konstant inducerad normalspänning leder till en minskad effektivspänning och därmed minskad skjuvhållfasthet. Vid höga effektivspänningar avsätts det deponerade materialet under en aktiv is som en bottenmorän (eng. lodgement till) utan någon uttalad deformande zon (Hart & Boulton 1991). Beroende på underlagets skjuvhållfasthet finns det en mängd intermediära former mellan de renodlade formerna av bottenmorän (hög skjuvhållfasthet) och deformationsmorän (låg skjuvhållfasthet). Hart & Boulton (1991) menar att alla bottenmoräner har utsatts för någon slags de-

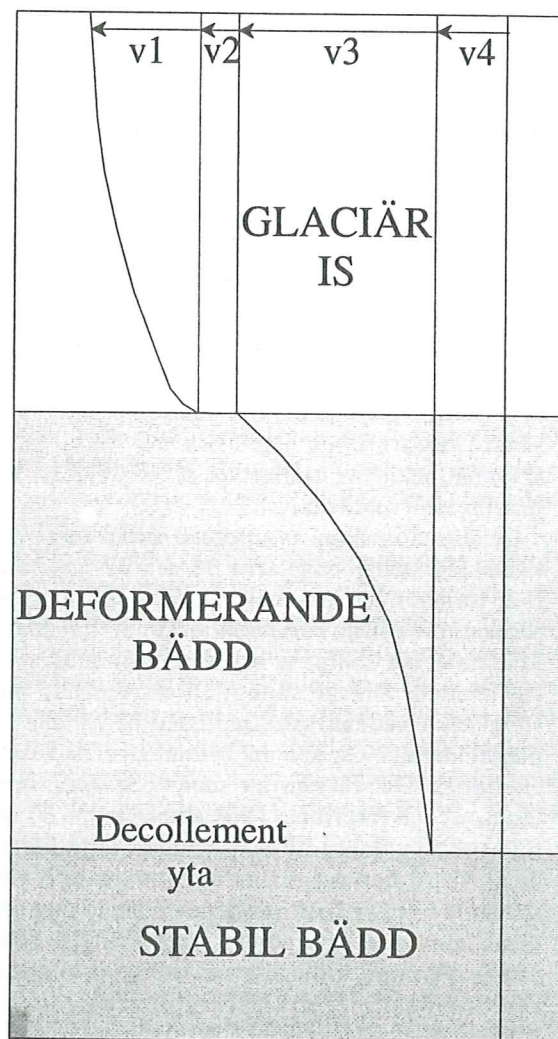
formation även om detta kan vara svårt att upptäcka. Nedåt i den deformerande zonen minskar materialets vattenmättnad vilket ger en ökad skjuvhållfasthet och när den inducerade skjuvspänningen från isen blir mindre än skjuvhållfastheten upphör deformationen och ett skjuvplan bildas, en s k decollementyta (Hart & Boulton 1991) (Fig. 34). När mer material smälter ut ur glaciärbasen leder detta till att decollementytan successivt flyttas uppåt i det deponerade moränmaterialet, varvid en mängd skjuvplan successivt bildas under den deformerande zonen. Skjuvningsplanen ger moränen en s k fissilitet som bevaras om materialet inte utsätts för förnyad deformation (Hicock 1992). Vid deformationen skjuvades även de finkorniga sedimenten från sprickfyllnaderna i kalkberggrunden. Dessa bildar nu de siltlager som genombryter järn- och manganhorisonten för att tunnna ut och försvinna i enhet B1. Krüger (1979) menar att tunna linser av sorterat material och utsmetningar av finkorniga sediment tyder på subglacial deposition under en aktiv is.

Den rödbandade zonen i skärning I indikerar att kalksand har skjuvats upp i den subglaciala deformationszonen från den underliggande kalkberggrunden, varvid den ställvis dragits ut i tunna skikt i det deformerande moränmaterialet. Deformationen har dock inte varit så långtgående att materialet blivit totalt sammanblandat. Elson (1988) beskriver ett liknande förlopp från en kalkstenslokal där små skivor och kilar av söndermald och pulvriserad kalksten finns i moränen precis ovanför kalkstensytan. Med ökande moräntjocklek flyttas deformationsbasen uppåt, varvid inslaget av kalksand i moränen successivt minskar. Homogeniseringen har troligen varit mer genomgripande i skärning II där bandningen är nästintill obefintlig. Samma processer som har givit järn- och manganoxider i kontakten mellan enhet A och B har också verkat på den uppskjuvade kalksanden; således har befintlig kalk i moränen ersatts av järn- och manganmineral. Färgskillnaden mellan den röda bandningen i skärning I och den mer brunaktiga och mer massiva moränen i skärning II beror troligtvis på något olika mineraluppsättningar. Oxidationen är rimligtvis mer genomgripande i skärning II, dels orsakad av läget drygt 2 m över grundvattenytan, dels på grund av det betydligt tunnare jordtäcket. Karbonathalten i skärning II är också något högre, vilket tyder på att karbonat finns uppbundet i t ex siderit, rodokrokitt och ankerit. Närvaro av siderit och ankerit antyddes i XRD-analyserna på likartade material.

De små svarta nodulerna i skärning I och ansamlingen av kantiga svarta noduler i skärning II anses primärt ha utgjorts av upplockade och senare deponerade klaster av den hårdare kalkstensvarianten. Istället för att skjuvas ut i moränen som ett söndermalt pulver bryts den hårda kalkstenen istället sönder i kantiga stenar. Genom inverkan av

sur meteoriskt vatten har kalken sedan successivt upplöst och ersatts av järn- och manganoxider i likhet med reaktionerna vid kalkberggrundens yta.

Den markanta närvaron av glimmerskiffer i skärning I och den totala frånvaron av glimmerskiffer i skärning II kan antyda att materialet i enhet B1 inte deponerats samtidigt i de två skärningarna. Den höga kvartshalten i underenhet B1 kan härledas till glaukonit och kvarts i kalkberggrunden. När den inblandade kalken löstes upp och ersattes av järn- och manganoxider blev glaukonit- och



v1=Intern glaciär rörelse

v2=glidrörelse

v3=bädd deformation

v4=rörelse i decollementytan

Fig. 34. Ett tvärsnitt genom undre delen av en aktiv is som har en deformerande bädd mellan glaciärbasen och det undre odeformerade underlaget. Bädd-deformationen står för den största delen av glaciärens rörelse.

av järn- och manganoxider blev glaukonit- och kvartskorn kvar som en residualprodukt i B1. En annan möjlighet är att kvartsen kommer från de kvartsrika bergarterna i Västanåfältet (Kornfält 1983), precis som glimmerskiffern.

Rikttningsanalyserna i underenhet B1 indikerar att isrörelsen svängde från öster till norr nästan omedelbart efter bildandet av överförskjutningen (skärning I). Den markanta glimmerskifferhalten indikerar emellertid en transportriktning från öster. Malmberg Persson & Lagerlund (1994) beskriver samma fenomen från SV Skåne där bergarts-material inkorporerats i isen under en viss isrörelse, men avsatts och bildat morän under en annan isrörelseriktning, indikerat av rikttningsanalyser i moränen i en tillsynes orimlig isrörelseriktning.

Materialet i den sandiga-grusiga körtel i skärning II som finns i gränsen mot kalkberggrunden är transporterat och avsatt i en vattenrik miljö eftersom halten finmaterial är betydligt lägre än i omkringliggande morän. Eftersom körteln innehåller en skarpt avgränsad nodul av den bruna moränen innebär det att materialet i körteln avsatts efter moränen. Morännodulen har inkorporerats i den sandiga-grusiga körteln och sedan undgått en vidare deformation. Orsaken till detta är att skjuvhållfastheten rimligtvis är högre i körteln jämfört med moränen.

De siltiga linserna av utsmetat siltigt material i kontakten mellan enheterna B1 och B2 i skärning II är förmodligen kaolinvittrat material från ryggformens proximala bergkärna strax norr om täkten. Materialet har sköljts ut och avsatts av subglacialt smältvatten. Det är vanligt förekommande med subglacialt vattenavsatta sediment på läsidan om berghinder och där kan mindre subglaciala kaviteter bildas. Det faktum att sand- och siltlinserna tunnas ut och försvinner i kontakten mellan B1 och B2 samt att gränsen mellan enheterna är förhållandevis skarp antyder att deformationen inte varit speciellt intensiv i sin vertikala omblandning men desto mer genomgripande i horisontellt (Hart 1994). Vissa av siltlinserna är troligtvis siltfyllda sprickfyllnader från kalkberggrunden som har smetats ut tillsammans med kalksanden vid deformationen.

## Underenhet B2

Enhet B2 tolkas i likhet med enhet B1 som avsatt som en deformationsmorän i en subglacialt deformerande bädd. Deformationen och utdragningen av finsediment, relativt höga  $S_1$ -värden från rikttningsanalyserna, den höga silthalten, moränens höga kompakteringsgrad samt räfflor på överytan av block tyder på en bildning under en aktiv bottenmältande is (t ex Krüger 1979). Efter avsättandet har materialet deformerats i en varierande omfattning. Den höga rundningsgraden på stenar-

na sammanfaller med beskrivningar av deformerade moräner (Ronnert 1992; Hicock 1992). Beroende på hur genomgripande deformationen är homogeniseras materialet olika mycket och långsträckta partiklarna (re)orienteras mer eller mindre i deformationsriktningen. Även deformationens varaktighet samt materialets friktionsvinkel, halt kohesionsmaterial, vattenhalt, mm, påverkar slutresultatet (Boulton & Paul 1976). Till skillnad från underenhet B1 har emellertid inte någon kalksand från kalkberggrunden blandats in i moränen.

Orienteringen av deformationsstrukturer och partikelorienteringen är direkt relaterad till isrörelseriktningen (Hicock 1992). Partikelorienteringar i B2 antyder därför en isrörelse från NO, vilket skulle innebära att provlokalen ligger i ett läsidesläge i förhållande till drumlinens proximala bergkärna. I ett läsidesläge är den inducerade normalspänningen låg och tillsammans med höga porvattentryck blir det basala materialets skjuvhållfasthet låg, varför bildandet av subglacialt deformerande sediment underlättas (Hicock 1992). Material i glaciärbasen smälter ut på det viskösa underlaget eftersom friktionsvärmerna från deformationen värmer upp isen (Hart 1995a). I en zon mellan den debris-rika isen och den odeformerade zonen en bit ner i sedimenten finns en deformerande zon där material transporteras i isrörelseriktningen till följd av den höga skjuvspänningen. Större delen av isens rörelse sker i den deformerande zonen (Hart 1995a). Skjuvplan bildas vid decollementytan och när mer morän deponeras flyttas decollementytan uppåt och därmed bevaras skjuvplanen som en fissilitet (Hart & Boulton 1991).

Till följd av deformationen har partikellutningen i prov 4 reorienterats  $180^\circ$  mot den egentliga tryckriktningen från NO. Strieringen på de granitiska blocken antyder emellertid en tryckriktning från N till skillnad från de omkringliggande rikttningsanalyserna. En tänkbar förklaring är att den nordliga isrörelsen var kortvarig och inte registrerades i rikttningsanalyserna eftersom det var för glest mellan observationspunkterna.

Partiet med ett ökat inslag av finkorniga linser och utsmetningar, växellagrat med morän, kan vara resultatet av sorterade sediment som har smält ut ur den överglidande isen (Krüger 1979; Hart & Boulton 1991). Finsedimenten kan också vara avsatta subglacialt i stillastående eller långsamt rinnande vatten i en subglacial fördjupning. Krüger (1979) beskriver hur finmaterial kan avlagras i subglaciala kaviteter. Vid vattenavgång i det underliggande materialet förs finmaterial upp till sedimentytan där de avsätts. Till följd av den deformerande bäddens låga skjuvhållfasthet, vilken orsakas av den höga vattenhalten och låga inducerade effektivspänning, skjuvas finmaterialen ut (t ex Hart 1995b). Antingen sker skjuvning i kontakten is-underlag eller i ett deformerande

lager mellan glaciärbasen och en undre fast bädd (Hart & Boulton 1991). Det senare alternativet skulle förklara den diffusa uppblandningen med det diamikta omkringliggande materialet. Skjuvstrukturerna i form av fissilitet förekommer endast i det diamikta materialet. Detta beror på en högre skjuvhållfasthet i det diamikta materialet jämfört med de finkorniga sedimenten, vilka istället för att bilda fissilitet smetas ut (Krüger 1979; Hicock 1992).

Ett rimligt antagande som grundar sig på bergartsinnehåll och riktninganalyser är att samtidigt som B1 avsätts i skärning I så avsätts den undre delen av B2 i skärning II. Eftersom gränsen mellan B1 och B2 är förhållandevis skarp och blandningen mellan enheterna måttlig i skärning II är det troligt att B2 deponerades i en tunn, subglacialt deformerande bädd. Vid deformationen utsmetades de finkorniga sedimenten i överkanten av enhet B1.

Jag finner det föga troligt att kalkfragment som påträffas i enhet B2 skulle härstamma från en annan lokal med kretaceiska sediment i Boestorps närhet. Alla kalkstenar är rimligtvis upplockade helt lokalt. Deponerade kalkstenar löstes successivt upp och ersattes av järn- och manganmineral enligt tidigare beskrivna processer (kap. 4.6.2). Ett exempel på detta är den ihåliga mangannodulen vid 24 m (skärning I), där kalkstenen blivit helt upplöst. Det är inte sannolikt att de utfällda mineralen skulle vara bildade innan depositionen av moränen.

I en subglacial deformerande och vattenmättad zon skulle utfällda järn- och manganmineral omöjligt kunna bevaras runt kalkstenar och ej heller som små kantiga noder. Den betydligt lägre halten av järn- och manganmineral i skärning II tolkas som orsakad av att kalkberggrunden sannolikt upphör endast ett fåtal meter norr om täktens nuvarande begränsning. De rödaktiga utsmetningarna i skärning I är sannolikt sand som har skjuvats ut av isen och sekundärt rödfärgats järnmineral.

### Underenhet B3

Enhet B3 tolkas som bildad i det sista skedet av aktiv is, då isrörelsen var snabb, isen tunn och mycket smältvatten fanns vid basen. Tillsammans med provlokalens uttalade läsesläge om bergkärnan medförde detta en ännu lägre inducerad effektivspänning och subglacial skjuvhållfasthet än tidigare. En tänkbar förklaring till ansamlingen av sten och grus i kontakten mot B2 är en erosionsyta i den deformerade zonen där partiklar rör sig med olika hastigheter. Finmaterial kan föras bort men grövre klaster stannar som en erosionsrest (Hart 1995b). Detta sker när deformationszonen är tunn och deformerar snabbt till följd av närheten till glaciärens aktivitetsgräns. Det deformerade lagret

är proportionerligt med istjockleken och tunnas ut i takt med deglaciationen (Hart 1995b). Hicock (1991) beskriver hur stenar kan ansamlas i skikt i en deformerad morän om denna är vattenmättad, varvid stenar och grus sjunker till botten.

Uppsprickningen i moränen vid 8 m i skärning I bildades troligen i slutet av isens aktiva skede. Materialet i sprickan utgörs av mycket väl sorterad sand, vilket innebär att vatten måste varit närvarande och sorterat och transporterat materialet in i moränsprickan. De starkt prefererade partikelorienteringarna mot ONO stämmer varken överens med drumlinens strykning (N30°O-S30°V) eller med den dominerande isrörelseriktningen i området under deglaciationsskedet (N10°O) (Åmark 1984). Troligtvis har en viss avlänkning av isen runt bergknallen i norr gett upphov till den lokala tryckriktning som partikelanalyserna påvisar. Höga signifikansvärden är vanliga för deformerade moräner (Hart 1994; Hart & Boulton 1991). Den utsmetade siltlinsen tyder också på en bildning under en aktiv bottenmältande is (Hart & Boulton 1991).

I skärning II är enhet B3 ej avsatt eller möjligtvis väldigt svår att urskilja i den övre delen av B2. Man kan tänka sig att läsesläget strax söder om bergknallen har medfört att det här bildats en mindre subglacial kavitet på grund av tunn is och snabb isrörelse.

En alternativ tolkning till bildningen av enhet B3 är att den utgör en basal utsmältningmorän, bildad genom utsmältning från stagnant is. De höga S<sub>1</sub>-värdena för partikelorienteringarna samt den tydliga foliationen stöder en sådan tolkning (Dowdeswell *et al.* 1985; Sugden & John 1976). Den starka fissiliteten i enhet B3 stöder emellertid den förstnämnda tolkningen - subglacial skjuvning i en deformationszon (Dreimanis 1976) - och jag finner denna tolkning mest trolig.

### 5.6.3 Enhet C

På grundval av beskrivna litofaciesvariationer i enhet C tolkas sedimenten som avsatta från en stagnant is. De vertikala och laterala faciesskillnaderna och det skiftande innehållet av sorterade lager anses orsakade av en varierande inverkan från smältvatten vid det englaciala materialets utsmältning (Haldorsen & Shaw 1982). I enhetens nedre del dominerar subglacialt avsatta sediment avsatta i en smältvattenrik miljö. Längre upp dominerar en massiv utsmältningmorän med spridda inslag av intradiamikta sorterade sediment. Dessa sidolagras av sediment avsatta genom massrörelser i en subglacial miljö. Enheten avslutas troligtvis med supraglacialt utsmält material.

De massiva sandiga, delvis grusiga, subhorizontella och oregelbundna linserna (Sm) i gränsen mot enhet B har avsatts av subglacialt strömmande

smältvatten i subglaciala kaviteter under en stagnant is. Under depositionen har stenar i den ovanliggande ismassan smält ut och droppat ner i de sorterade sedimenten. Stenarna deformerar underliggande material och har sedan överlagrats med nya sorterade sediment. Vid högre flödeshastigheter sköljdes det finkornigare materialet bort, resulterande i det grövre, klasterstödda, gruset (Gcm). Det finkorniga massiva siltlagret (Sim) i kontakten mot enhet B har en liknande genes som Sm, men Sim avsattes i en lugnare miljö med lägre flödes-hastighet. Dmm överlagrar Sim och avsattes genom massrörelseprocesser under stagnant is. Den mycket dåliga sorteringen och höga halten av finmaterial antyder att inverkan av smältvatten var låg under bildningen. Halten finmaterial i facies Dmm är högre än de uppmätta halterna i enhet B, men det är ändå troligt att Dmm består av omlagrat material från enhet B. Den förhöjda finmaterialhalten kan emellertid tyda på att finkornigare material varit uppskjuvade i isen och vid utsmältning och senare omlagring har den förhöjda finmaterialhalten blivit bibehållen.

Den dominerande facies i enhet C är D(S)mm, vilken till stor del har avsatts som en direkt utsmältningmorän ur en stagnant is. Hurvida D(S)mm har avsatts subglacialt eller supraglacialt är svårt att säga. Klaster av stenstorlek vilar ställvis på dessa sandbäddar, vilka ofta är nedböjda under stenarna. Detta stöder en subglacial bildning, där stenarna avsatts som droppstenar ner på underlaget (Sm) vid utsmältning från den ovanliggande isen. Sorterade sandiga linser förekommer visserligen också inlagrade i supraglacialt avsatta moräner, men knappast deformerade under stenar (Boulton 1968).

I den östligaste delen av skärning I finns 0.2-0.5 m mäktiga lager med stora variationer i kornstorleksinnehåll och i viss mån bergartsinnehåll, D(SG)cm, D(S)mm och Sm. Den dominerande deglaciationsteorin för området anger en sista aktiv isrörelse från norr (t ex Åmark 1986b). Glimmerskifferinnehållet kan förklaras med att den stagnanta isen innehöll glimmerskiffer som skjuvats upp i isen under en tidigare isrörelse. När isen stagnerade och började smälta bildades D(S)mm-lagren som direkta utsmältningmoräner, vilka växellagrades av massiva smältvattensorterade

sandlager. Det är tänkbart att massrörelser börjar på söderslutningen av rygghornens proximala bergkärna norr om täkten. Massrörelser kanaliseras subglacialt med ett isstöd åt öster och med drumlinens välvda rygghorn åt väster. Att detta har skett subglacialt styrks av den uttvättade, massiva, sorterade sanden (Sm) som deformerats av droppstenar från den ovanliggande stagnanta isen. Att D(SG)cm har bildats med någon form av isstöd är högst troligt med tanke på den kraftiga lutningen. Det grova och kantiga materialet ger emellertid associationer till en supraglacial bildningsmiljö, där de växellagrade sedimenten avsattes som supraglaciala flytmoräner. De sandiga linserna som deformerats av droppstenar överlagrar även moräner (D(S)mm) och det talar för en subglacial bildning. Det senare innebär att D(SG)cm har avsatts med ett isstöd i öster och med drumlinens rygghorn i väster i likhet med bildningen av de växellagrade sedimenten.

Överst finns förmodligen material som har smält ut supraglacialt uppe på den stagnanta isen, men några säkra bevis för detta föreligger inte. Det kan också vara så att det supraglacialt utsmälta materialet, som med största sannolikhet fanns på isen som överlagrade drumlinen i det slutliga deglaciationsskedet, har rört sig ner mot sidorna och därför saknas uppe på rygghornet. Frostsprängningen och en stor del av vittringen av stenarna i enhet C är orsakade av postglaciala, delvis periglaciala, processer. Förekomsten av vittrade mörka amfibolitiska stenarna, t ex syenit, styrker antagandet om en sista isrörelse från N (Åmark 1986b).

Bildningen av den drygt 1.5 m mäktiga utfyllnaden vid 1 m i skärning II är svårförklarad. Av någon anledning har enhet B här eroderats, alternativt spruckit upp. Den massiva sandiga moränen som påträffas i utfyllnaden ger inga direkt avgörande ledtrådar om genesen. Kontakten mot enhet B tyder på någon slags erosion, men eftersom få vattenavsatta sediment påträffas i utfyllnaden är en sådan genes svår att leda i bevis. Den klasterstödda grusiga linsen under stenen vid 1.5 m antyder emellertid en subglacial miljö där smältvatten har sorterat och sköljt ut materialet innan det deponerats. Stenen har sedan deponerats och på så vis skyddat gruslinjen.



## 6 Slutsatser

### 6.1 Utbredning av kretaceiska sediment, kaolinvittrat berg och kaolin

Undersökningslokalen ligger i en drumliniserad rygg, som är drygt 1000 m lång och 150-250 m bred, med en strykning N30°O-S30°V. I området runt Broestorp finns ytterligare några strömlinjeformade ryggar med ungefär samma strykning. Proximalt i den drumliniserade ryggen finns troligtvis en uppstickande bergkärna, vilket styrks av 1) ryggens form och djupet till den kristallina berggrunden i täkten, 2) den ställvis storblockiga moränen uppe på ryggens krön norr om täkten, 3) närvaron av kretaceiska sediment. En skyddande bergkärna i N-NO är den enda rimliga förklaringen till varför kalksanden inte har eroderats bort under perioder med nedisning. Även det faktum att Broestorp ligger i ett område där glacialerosionen anses ha varit låg har säkerligen en viss inverkan (Bergström & Lidmar-Bergström 1983). Utifrån ryggens geomorfologi, djupet till den kristallina berggrunden, befintliga brunnborrningar och de kretaceiska sedimentens utbredning i täkten har jag gjort en grov uppskattning av den totala utbredningen för de kretaceiska sedimenten i området

runt täkten (Fig. 35). Det är uppenbart att kalkberggrunden närmast den läsesidinitierande bergkärnan har utsatts för en mildare glacial erosion eftersom överytan ligger uppemot 2 m högre i skärning II jämfört med skärning I. Inga andra kända lokaler med kretaceiska sediment finns inom en radie av 3 kilometer, men det är tänkbart att liknande kritrester finns i söderläge om uppstickande bergkärnor.

I det jordartskarterade området runt täkten dominerade en sandig normalblockig morän med torvmarker eller tunna torvtäcken på morän i svackorna. Berggrundsblottningarna är mycket få och möjligtvis påträffades lervittrat berg i nära anslutning till täkten. Kaolinvittringen av den kristallina berggrunden är förmodligen tämligen utbredd i området. Kaolin har påträffats dels i jordprover från den sandiga moränen under torvmarkerna N respektive NO om ryggsformen, dels i det finkorniga lagret mellan underenhet B1 och B2 i skärning II. Även det singelliknande materialet, som enligt utsago från markägaren påträffats mellan den kristallina berggrunden och de kretaceiska sedimenten, kan vara kaolinförande. Detta material är resultatet av urbergsvittring och ingår i den subkretaceiska vittringsfronten. Rimligtvis finns

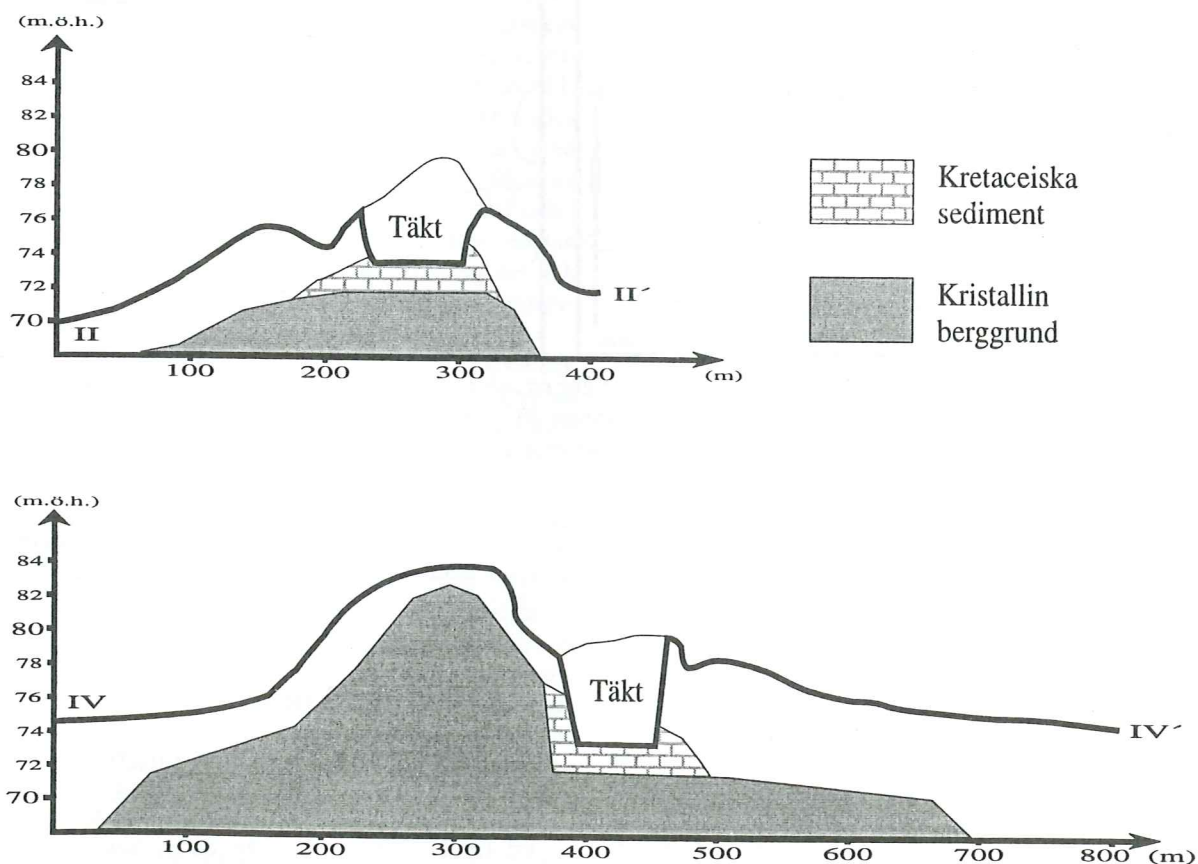


Fig. 35. En grov uppskattning över de kretaceiska sedimentens utbredning vid täkten i Broestorp.

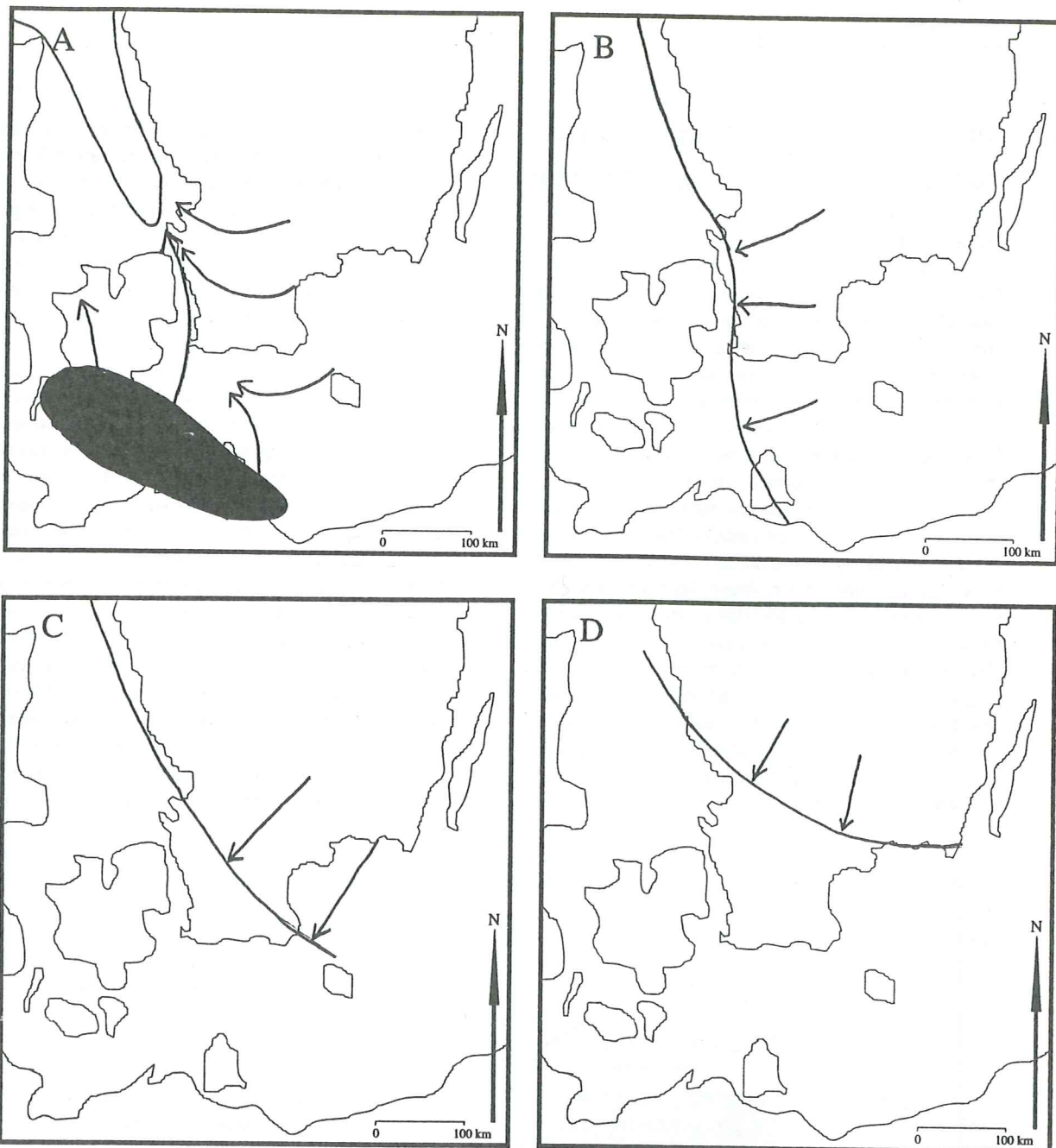


Fig. 36. A) Isdom utbildad i södra Östersjön vilket ger en isrörelse från ONO-O i Broestorp, B) När domen kollapsar bibehålls isrörelsen från öster ett tag innan NO-isen på nytt breder ut sig över Skåne, C) Ett stadium med dominerande NO-is, D) Det sista skedet av aktiv is i Skåne då isrörelsen kom nästan rakt från N (fritt efter Lagerlund (1987)).

det sparsamt med kaolinvittrat berg på de platser där den glaciala erosionen varit som mest intensiv, t ex på stötsidan (N-NO) om berghinder. Större mäktigheter av kaolinvittrat berg borde emellertid kunna förekomma på läsidorna om samma berghinder. I områdets bottenmoränerna bör kaolin finnas inblandat eftersom bottenmoränerna till stor del avspeglar den lokala berggrunden. Annars verkar en ansamling av kaolin i svackorna skett under deglaciationskedet. Smältvatten sköljde ut det upplockade och glacialeroderade materialet och transporterade och avsatte finmaterial, bl a kaolin,

i svackorna där det bildade sediment tillsammans med utsmält moränmaterial från den stagnerade isen.

## 6.2 Miljötolkning

Det första tecknet på aktiv is vid provlokalen är uppsprickningen i kalkberggrunden i skärning II. Sprickplanen i de kretaceiska sedimenten visar på ett tryck nästan rakt från öster. Samtidigt med sprickbildningen pressades finkornigt material in

i de nybildade sprickplanen vilket antyder att isen var bottenmältande och att vattentrycket i basen var högt. Den stora sprickan i skärning II fylldes med urbergsmorän (enhet A). Urbergsmoränen fortsatte att deponeras och den låga skjuvhållfastheten i kalkberggrunden medförde att kalksand skjuvades upp och blandades ut i den deformerande zonen mellan isen och underlaget, varpå enhet B1 bildades. Därefter följde troligtvis en svängning av isrörelsen mot norr och skärning II hamnade då i ett uttalat läsesläge söder om ryggformens proximala bergkärna. Sannolikt var isrörelsen tillräckligt snabb för att en mindre subglacial kavitet skulle bildas vid foten av bergkärnan. I kaviteten avsattes de finkorniga och kaolinförande sedimenten mellan enheterna B1 och B2. Några stora stenar och block droppade sedermera ner på och deformerade de finkorniga sedimenten.

Nästa isrörelse var från öster och förde med sig de karakteristiska bergarterna från Västanåfältet, drygt en mil ONO-SO om Broestorp. De representerade bergarterna från Västanåfältet är främst glimmerskiffer, men även kvartsrika bergarter förekommer. I skärning I bildades överförskjutningen i kalkberggrunden till följd av en aktiv isrörelse från öster. Samtidigt deponerades den glimmerskifferrika moränen, enhet B1 i skärning I och undre delen av B2 i skärning II, i en subglacial deformerande bädd under en aktiv is. Ett högt porvattentryck underlättade deformationen. I skärning I skjuvades kalksand och små kalkfragment från kalkberggrunden ut i deformationszonen, vilket resulterade i en diffus bandning i enhet B1. Allteftersom moränen ökade i mäktighet flyttades deformationsbasen uppåt och inslaget av kalksand minskar. Isrörelsen vred under depositionen av glimmerskiffermoränen återigen mer åt norr och i övergången mot enhet B2 var isrörelsen nästan rakt från norr. I gränsen mellan enheterna B1 och B2 (skärning I) upphör både inslaget av glimmerskiffer och kalkfragment i moränen.

Vid avsättningen av enhet B2 blev istjockleken allt lägre och isens hastighet högre till följd av att den aktiva isfronten retirerade mot norr. Detta återspeglas i det allt tätare avståndet mellan skiktplanen i fissiliteten. Isens tryckriktning på provlokalen var i detta skede omkring NO men det är tänkbart att detta är orsakat av en avlänkning av en mer nordlig is runt ryggens proximala bergkärna. Enhet B3 är troligtvis bara en sista variant av enhet B2 innan isen stagnerade. Det är tänkbart att istäcket var så tunt och isrörelsen tillräckligt snabb för att en mindre subglacial kavitet återigen kunde bildas vid skärning II. I denna kavitet avsattes de massiva sandiga lagren i form av sedimentströmmar. Sandlagren deformerades ställvis av nedfallande droppstenar från det ovanliggande istäcket.

Slutligen stagnerade isen, varpå det uppskjuvade materialet började smälta ut (enhet C). Eftersom

det uppskjuvade materialet inte har deformerats och malts sönder under en aktiv is i lika stor utsträckning som i bottenmoränerna är halten finmaterial lägre i enhet C. Den goda tillgången på smältvatten från den stagnanta isen har också medverkat till en ursköljning av finmaterial.

De skiftande isrörelseriktningarna under avsättningen av bottenmoränen kan förklaras med en deglaciationsmodell där isdomer byggs upp i södra delen av Östersjön (t ex Lagerlund 1987; Malmberg Persson & Lagerlund 1994). När en dom byggs upp kommer denna att ge upphov till isrörelser från söder i SV Skåne. När detta istryck mot norr stöter ihop med NO-isen (isrörelse åt SV) leder detta till en avlänkning av NO-isen. Den nya isrörelseriktningen blir nu mer mot väster med en kalvande isfront i Kattegatt (Fig. 36a). När isdomen sedermera kollapsar bibehålls isrörelsen mot väster för ett kort tag i östra och norra Skåne (Fig. 36b). I slutet av detta stadium eller i början av nästa stadium avsätts den glimmerskifferrika moränen i Broestorp. När ingen dom finns i södra Östersjön är den dominerande isrörelsen från NO (Fig. 36c). En kalvande isfront i Östersjön medför att isrörelsen i NO Skåne i det sista skedet av aktiv is blir från N eller NNO (Fig. 36d). Bergartssammansättningen i moränen i Broestorp mister också mycket snart inslaget av glimmerskiffer, med sin markanta ONO-O provenans, och kommer istället att helt domineras av granitiska och gnejsiga bergarter. Den sista aktiva isrörelsen vid Broestorp upphörde 12.700-12.500 BP och följdes av ett stadium med stagnant is.

### 6.3 Anrikning av järn- och manganmineral

Kalkberggrundens överyta, den uppskjuvade kalksanden och kalkfragmenten har efter deglaciationen sakta börjat lösas upp under inverkan av perkolerande, surt, meteoriskt vatten. Detta vatten har även varit anrikt på järn och mangan från vittringsprocesser högre upp i markprofilen. I samband med vattnets kontakt med kalken skedde en kraftig pH-höjning, varvid järn- och mangankarbonater fällts ut i ett första skede, t ex siderit, rodokroit och ankerit. Allteftersom processen fortskred löstes även karbonaten i järn- och mangankarbonaterna och det bildades oxider eller hydroxider av järn- och manganmineral, t ex göthit, ferrihydrit, birnessit, pyrolusit, psilomelan och wad. Akvakomplex är vanligt förekommande i många av mineralen. Dessa processer är med största sannolikhet verksamma än idag och har givit upphov till de mycket framträdande järn- och mangananrikningar i Broestorp. Troligtvis underlättar eller katalyserar olika lermineral, t ex kaolin, processerna som ger järn- och manganmineralen.

# Tack

Jag vill främst tacka mina handledare Per Möller och Kärstin Malmberg Persson för deras goda rådgivning under arbetets gång. Jag vill även tacka Siv Olsson, som utförde en del analyser samt handledde mig i arbetet med järn- och manganmineralen och deras kemi. Esko Daniel har bidragit med värdefulla synpunkter och intressanta frågeställningar, för vilka jag är tacksam. Ett stort tack

riktas till Esbjörn Tagesson och Heidi Savelli-Söderberg som bistod mig under några hektiska veckor i jordartslaboratoriet, samt Christian Bunke som hjälpte till med videoupptagningen av tänkten. Ett särskilt tack får Anna-Karin Modin, som hjälpte till med avvägningen och korrekturläsning av arbetet.

## Referenser

- Bergström, J. 1983: Krita och Tertiär. I: Kornfält, K.-A. & Bergström, J. 1983: Beskrivning till berggrundskartan Karlshamn NV. *Sveriges Geologiska Undersökning Af 135*, 105-137.
- Bergström, J. & Lidmar-Bergström, K. 1983: berggrundens vittring och formutveckling. I: Wikman, H., Bergström, J. & Lidmar-Bergström, K. 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. *Sveriges Geologiska Undersökning Af 127*, 112-136.
- Hamilton, W.R., Woolley, A.R. & Bishop A.C. 1974: *Bergarter, mineral, fossil*. Albert Bonniers Förlag, Stockholm, 52-67.
- Boulton, G.S. 1968: Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. *Journal of Glaciology 7*, 391-412.
- Boulton, G.S. 1971: Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen. I: Goldthwait, R. P. (red.): *Till: a Symposium*, Ohio State University Press, Columbus, 41-72.
- Boulton, G.S. 1976: The origin of glacially fluted surfaces - observations and theory. *Journal of Glaciology 17*, 287-309.
- Boulton, G.S. 1978: Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology 25*, 773-799.
- Boulton, G.S. 1987: A theory of drumlin formation by subglacial sediment deformation. I: Menzies, J. And Rose, J. (red.): *Drumlin Symposium*. Balkema, Rotterdam, 25-80.
- Boulton, G.S. & Paul, M.A. 1976: The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills. *Quarterly Journal of Engineering Geology 9*, 159-194.
- Boulton, G.S. & Hindmarsh, R.C.A. 1987: Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research 92*, 9059-9082.
- Bricker, O. 1965: Some stability relations in the system Mn-O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O at 25°C and one atmosphere total pressure. *American Mineralogist 50*, 1296-1354.
- Brindley, G.W. and Brown, G. (red.) 1980: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identifications*, Mineralogical Society, London, 376-378.
- Broster, B.E. & Dreimanis, A. 1981: Deposition of multiple lodgement tills by competing glacial flows in a common ice sheet. *Arctic and Alpine Research 13*, 197-204.
- Brown, G. 1953: The occurrence of lepidocrocite in some British soils. *Journal of soil science 4*, 220-228.
- Brown, F.H., Pabst, A. & Sawyer, D.L. 1971: Birnessite on Colemanite at Boron, California. *American Mineralogist 56*, 1057-1064.
- Buser, W., Graf, & Feitknecht, 1954: Beitrags zur Kenntniss der Mangan(II)-manganite und des -MnO<sub>2</sub>. *Helvetica Chimica Acta 37*, 2322-2333.
- Carlsson, L., Koljonen, T. Lahermo, P. & Rosenberg, R.J. 1977: Case study of a Manganese and iron precipitate in a ground-water discharge in Somero, South Western Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland 49 (2)*, 159-173.
- Chukrov, F.V., Zvyagin, B.B., Ermilova, I.P. & Gorshkov, A.I. 1973: New data on iron oxides in weathering zone. *Proceedings of the International Clay Conference, 1972 (Madrid) 1*, 397-404.
- Dana, J.D. 1944: *The system of mineralogy, Vol. 1*. New York, USA, 550-774.
- Davies, H.R. & Morgan, J.J. 1989: Manganese(II) oxidation kinetics on metal oxide surfaces. *Journal of Colloid Interface Sciences 129*, 63-77.
- De Geer, G. 1889: Beskrifning till kartbladet Bäckaskog. *Sveriges Geologiska Undersökning Aa 103*, 109 s.
- Dinauer, R.C. (red.) 1977: *Minerals in Soil Environments*, Soil Science Society of America, 183-187.
- Dowdeswell, J.A., Hambrey, M.J. & Wu, R. 1985: A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glaciogenic sediments. *Journal of sedimentary Petrology 55*, 691-704.
- Dreimanis, A. 1976: Tills, their origin and properties. I: Legett, R.F. (red.): *Glacial Till. Royal Society of Canada, Special Publication 12*, 11-49.
- Dreimanis, A. 1982: Genetic classification of tills and criteria for their differentiation: Progress report on activities 1977-1982, and definitions of glaciogenic terms. I: Schlechter, G. (red.): Report on activities 1977-1982. *INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quarternary Deposits*, 12-31.
- Dreimanis, A. 1988: Tills: Their genetic terminology and classification. I: Goldthwaith, R.P. & Matsch, C.L. (red.) 1988: *Genetic classification of Glaciogenic Deposits*, Balkema, Rotterdam, 17-84.
- Elson, J.A. 1988: Comment on glacioteconite, deformation till and comminution till. I: Goldthwaith, R.P. & Matsch, C.L. (red.) 1988: *Genetic classification of Glaciogenic Deposits*, Balkema, Rotterdam, 85-88.
- Eyles, N., Sladen, J.A. and Gilroy, S. 1982: A depositional model for stratigraphic complexes and facies superimposition in lodgement tills. *Boreas 11*, 317-333.

- Faulring, G.M. 1965: Unit cell determination and thermal transformations of nsutite. *American Mineralogist* 50, 170-179.
- Fegraeus, T. 1884: Om förekomsten af manganoackra i rullstens- och morängrus. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Bd 8*, 170-171.
- Folk, R.I. & Ward, W.C. 1957: Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrography* 27, 3-26.
- Frondel, C., Marvin, U.B. & Ito, J. 1960: New occurrences of Todorokite. *American Mineralogist* 45, 1167-1173.
- Giovanoli, R., Stähli, E. & Feitknecht, W. 1970: Über Oxidhydroxide des vierwertigen Mangans mit Schichtengitter. II. Mittelung: Mangan(III)-manganat(IV). *Helvetica Chimica Acta* 53, 453-464.
- Haldorsen, S. & Shaw, J. 1982: The problem of recognizing melt-out till. *Boreas* 11, 261-277.
- Hart, J.K. 1994: Till fabric associated with deformable beds. *Earth Surface Processes And Landforms* 19, 15-32.
- Hart, J.K. 1995a: An investigation of the deforming layer/debris-rich basal-ice continuum, illustrated from three Alaskan glaciers. *Journal of Glaciology* 41, 619-633.
- Hart, J.K. 1995b: Recent drumlins, flutes and lineations at Vestari-Hagafellsjökull, Iceland. *Journal of Glaciology* 41, 596-606.
- Hart, J.K. & Boulton, G.S. 1991: The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional process within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews* 10, 335-350.
- Hem, J.D., Lind, C.J. & Roberson, C.E. 1989: Coprecipitation and redox reactions of manganese oxides with copper and nickel. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2811-2822.
- Hicock, S.R. 1992: Lobal interactions and rheologic superposition in subglacial till near Bradtville, Ontario, Canada. *Boreas* 21, 73-88.
- Jackson, T.A. & Keller, W.D. 1970: Lichens and inorganic processes in the chemical weathering of recent Hawaiian lava flows, *American Journal of Science* 269, 446-466.
- Jones, B. 1992: Manganese precipitates in the karst terrain of Grand Cayman, British West Indies. *Canadian Journal of Earth Science* 29, 1125-1139.
- Jones, L.H.P. & Milne, A.A. 1956: Birnessit, a new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland. *Mineralogical Magazine* 31, 283-288.
- Koljonen, T., Lahermo, P. & Carlsson, L. 1976: Origin, Mineralogy and Chemistry of Manganiferous and Ferruginous precipitates found in sand and gravel deposits in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 48, 111-135.
- Kornfält, K-A 1983: Den prekambrisk berggrunden. I: Kornfält, K-A & Bergström, J. 1983: Beskrivning till berggrundskartan Karlshamn NV. *Sveriges Geologiska Undersökning Af 135*, 33-104.
- Krüger, J. 1979: Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas* 8, 323-340.
- Lagerlund, E., Knutsson, G., Åmark, M., Hebrand, M., Jönsson, L-O., Karlgren, B., Kristiansson, J., Möller, P., Robinson, J.M., Sandgren, P., Terne, T. & Waldemarsson, D. 1983: The deglaciation pattern and dynamics in southern Sweden - a preliminary report. *LUNDQUA Report* 24, 9 s.
- Lidmar-Bergström, K. 1981: Kaolin och landformer i Sydsverige. *Skånes Natur* 1981, 17-21.
- Lindström, M. 1991: Den yngre berggrunden. I: Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T. 1991: *Sveriges geologi från urtid till nutid*, 123-230
- Lundgren, A. 1934: *Kristianstadsområdets kritbildningar: Akademisk avhandling, Matematisk-Naturvetenskapliga fakulteten, Stockholms Högskola*, 313 s.
- Mark, D.M. 1973: Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Bulletin of the Geological Society of America* 84, 1369-1374.
- Mark, D.M. 1974: On the interpretation of till fabrics. *Geology* 2, 101-104.
- McKeague, J.-A., Damman, A.W.H. & Heringa, P-K. 1968: Iron-manganese and other pans in some soils of New Foundland. *Canadian Journal of Soil Science* 48, 243-253.
- McKenzie, R.M. Csiro, 1977: Manganese oxides and hydroxides. I: Dinauer, R.C. (red.) 1977: *Minerals in Soil Environments*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, 183-187.
- Moberg, J.C. 1884: Cephalopoderna i Sveriges kritsystem. 1. Sveriges kritsystem systematiskt framställt. *Sveriges Geologiska Undersökning C* 63,15-44.
- Olsson, S. 1991: Geochemistry, mineralogy and porewater composition in uplifted, Late Weichselian-Early Holocene clays from southern Sweden. *LUNDQUA Thesis* 28, 89 s.
- Postma, D. 1985: Concentration of Mn and separation from Fe in sediments - I. Kinetics and stoichiometry of the reaction between birnessite and dissolved Fe(II) at 10°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 1023-1033.
- Roberts, W.L. (red.) 1990: *Encyclopedia of Minerals*. Van Nostrand Reinhold, USA, 94-917.
- Ronnert, L. 1992: Genesis of diamicton in the Oak Creek Formation of south-east Wisconsin, USA. *Sedimentology* 39, 177-192.
- Schwertmann, U. 1959: Die fraktionierte Extraktion der freien Eisenoxyde in Böden, ihre mineralogischen Formen und ihre Entstehungsweisen. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkun* 84, 194-204.

- Schwertmann, U. & Fisher, W.R. 1966: Zur bildung von  $-FeOOH$  and  $-Fe_2O_3$  aus amorphem Eisen(III)-hydroxid. *Zeitschrift für Anorganische und Allgemeine Chemie* 346, 137-142.
- Schwertmann, U. & Taylor, R.M. 1972: The transformation of lepidocrocite to goethite. *Clays and claymineral* 20, 45-54.
- Searl, A. 1990: Dolomitisation of the Ardoss Limestones (Dinantian), East Fife, Scotland. *Sedimentary Geology* 69, 77-94.
- Searl, A. & Fallick, A.E. 1990: Dinantian dolomites from East Fife: hydrothermal overprinting of early mixing-zone stable isotopic and Fe/Mn compositions. *Journal of the Geological Society, London* 147, 623-638.
- Straczek, J.A., Horen, A., Ross, M. & Warshaw, C.M. 1960: Studies of the manganese oxides, IV. Todorokite. *American Mineralogist* 45, 1174-1184.
- Sugden, D.E. & John, B.S. 1976: *Glaciers and Landscape*, London, England, 376 s.
- Talme, O. & Almén, K-E. 1975: *Jordartsanalys - Laboratorieanvisningar 1*. Kvartärgeologiska institutionen, Stockholms Universitet, 128 s.
- Taylor, R.M., McKenzie, R.M. & Norrish, K. 1964: The mineralogy and chemistry of manganese in some Australian soils. *Australian Journal of Soil Research* 2, 235-248.
- Thompson, M. & Walsh, J.N. 1983: *A Handbook of Inductively Coupled Plasma Spectrometry*, 273 s.
- Towe, K.W. & Bradley, W.F. 1967: Mineralogical Constitution of colloidal hydrous ferric oxides. *Journal of Colloid and Interface Science* 24, 284-292.
- Tucker, M.E. 1981: *Sedimentary Petrology - an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwells, Oxford, 252 s.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (red.) 1990: *Carbonate Sedimentology*. Blackwells, Oxford, 336-348.
- Vasari, Y., Koljonen, T. & Laakso, K. 1972: A case of manganese precipitate in the Taviharju Esker, Kuusamo, north east Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 44, 133-140.
- Vaux, G. & Bennet, H. 1937: X-ray studies on pyrolusite (including polianite) and psilomelane. *Mineralogical Magazine* 24, 521-526.
- Vuorinen, A. & Carlsson, L. 1985: Interaction of silica and iron in formation of natural iron oxyhydroxide precipitates. *5th meeting of the European Clay Groups, Prague, 1983*, 235-240.
- de Villiers, J. 1960: The manganese deposits of the Union of South Africa, Handbook 2. The Geological Survey of the Union of South Africa, 280 s.
- Wikman, H. 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. I: Wikman, H., Bergström, J. & Lidmar-Bergström, K. 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. *Sveriges Geologiska Undersökning Af 127*, 23-96.
- Zwicker, W.K., Groeneveld Meijer, W.O.J. & Jaffe, H.W. 1962: Nsutite - a widespread manganese oxide mineral. *American Mineralogist Vol 47*, 246-266.
- Åmark, M. 1984: The deglaciation of the eastern part of Skåne, south Sweden. *LUNDQUA Thesis* 15, 124 s.
- Åmark, M. 1986a: Clastic dikes formed beneath an active glacier. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 108, 13-20.
- Åmark, M. 1986b: Glacial tectonics and deposition of stratified drift during formation of tills beneath an active glacier - Example from Skåne, Southern Sweden. *Boreas* 15, 155-171.

# BILAGA 1

PROV	Enhet	Riktighetsanalys	Kornstorleksanalys	Bergartsanalys	Kolhalsanalys	Kemisk sammansättning	Röntgen diffraktion
1	B1	X	X	X	X		
2	B1	X	X	X	X		
3	B2	X	X	X	X		
4	B2	X	X	X	X		
5	B2	X	X	X	X		
6	B3	X	X	X	X		
7	B1	X	X	X			
8	B1	X	X	X			
9	B2	X	X	X			
10	B2	X	X	X			
11	B2	X	X	X			
12	B3	X	X	X			
13	C		X				
14	C		X	X			
15	C		X	X			
16	C		X	X			
17	C			X			
18	B3		X				
19	A				X		
20	A				X	X	
21	A				X		
22	B1				X		
23	B1				X		
24	B1				X	X	X
25	B1				X	X	X
26	B2			X			
27	B2			X			
28	B2			X			
29	A				X	X	X
30	A			X			
31	A				X		
32	C						
33	B1				X		
34	A				X		
35	B1			X	X		
36	A				X		
37	B2				X	X	
38	A			X		X	

Tabellen visar vilka analyser som utfördes på de olika proven.



## BILAGA 2

- **Maximummodellen**

Mn-faktor  
Morän  $2.5 \times 0.0005 = 0.00125$   
Anrikning  $0.1 \times 0.50 = 0.05$

Mn-kvot  $0.05 / 0.00125 = 40$

⇒ 4000% mer mangan i anrikningen än i moränen

- **Minimummodellen**

Mn-faktor  
Morän  $5 \times 0.0025 = 0.0125$   
Anrikning  $0.03 \times 0.05 = 0.0015$

Mn-kvot  $(0.0015 / 0.0125) \times 0.5 = 0.06$

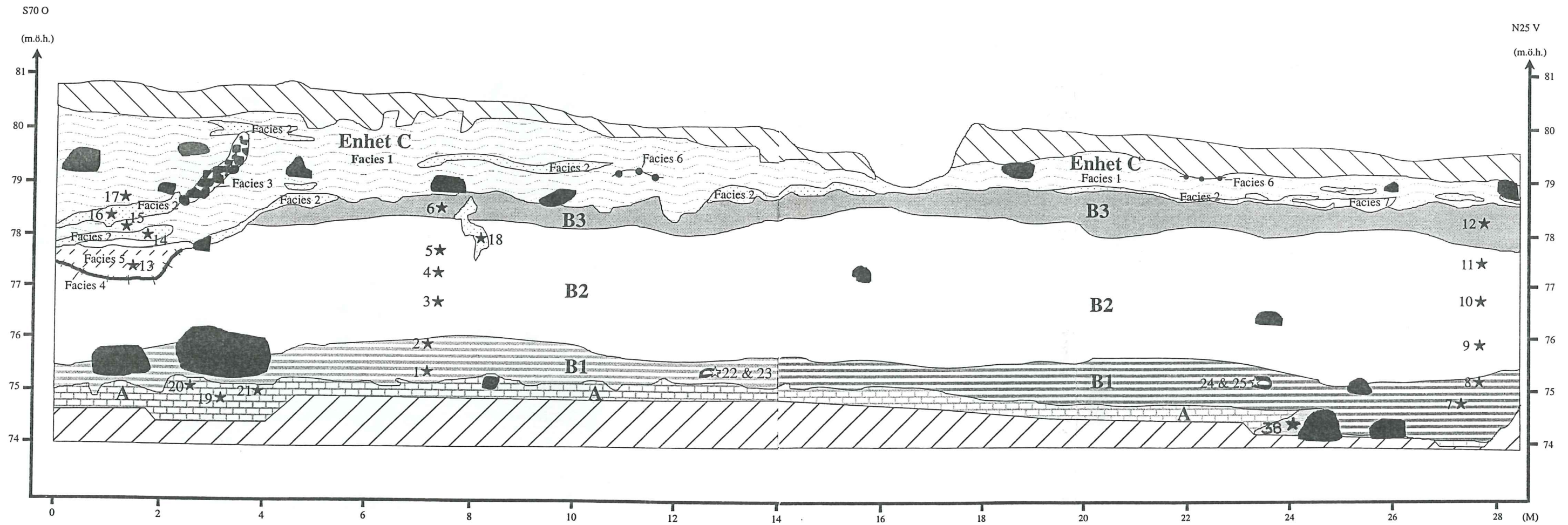
⇒ 6% av det ursprungliga manganinnehållet i moränen finns nu i anrikningar

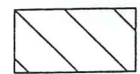



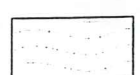
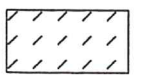

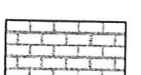

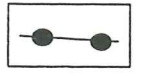





- **Medelmodellen**

Mn-faktor  
Morän  $4 \times 0.0015 = 0.006$   
Anrikning  $0.04 \times 0.15 = 0.006$

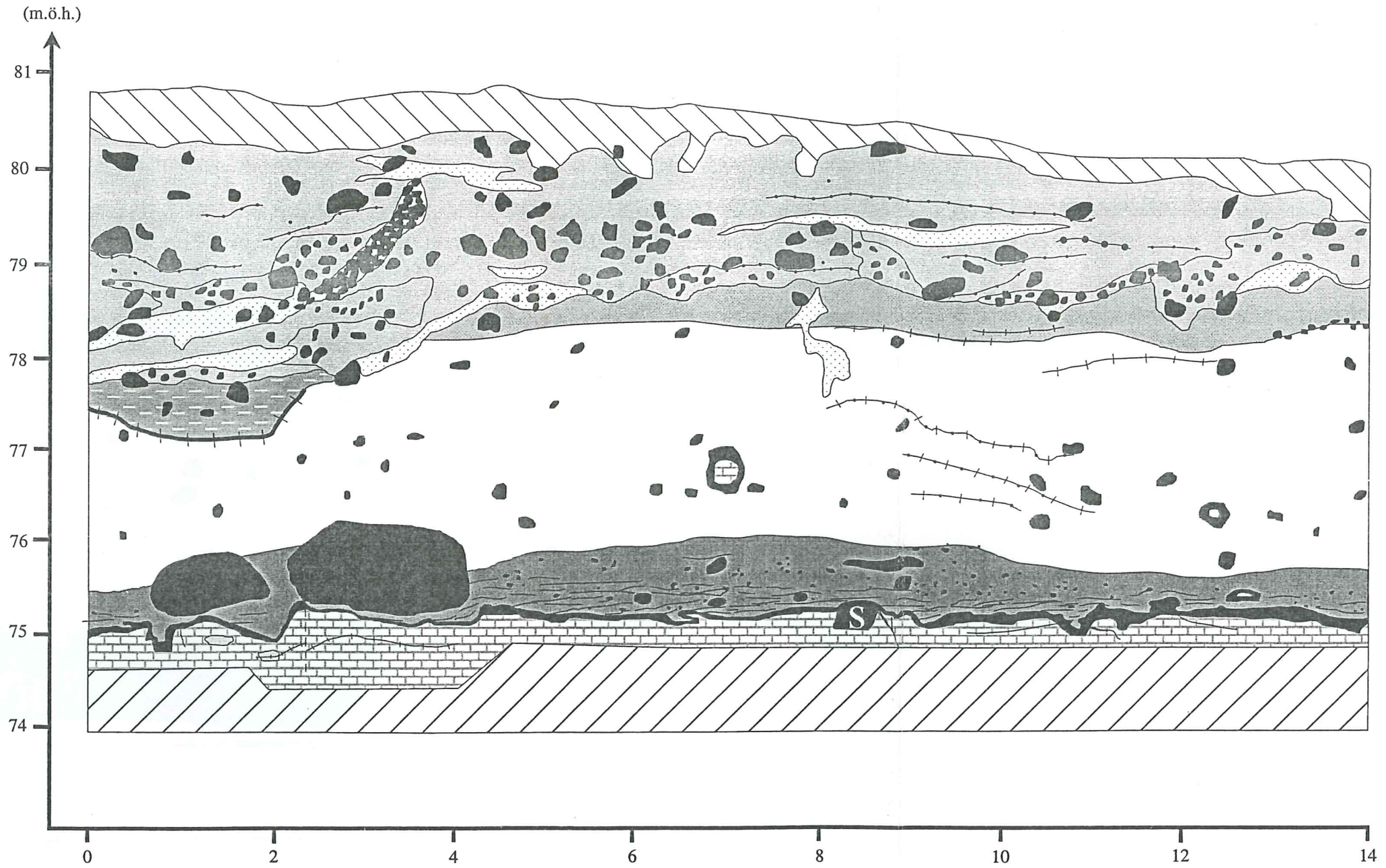
Mn-kvot  $(0.006 / 0.006) \times 0.75 = 0.75$




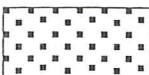

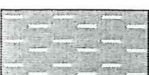

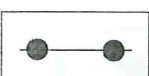

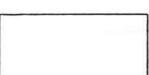

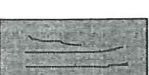
⇒ 75% av det ursprungliga manganinnehållet i moränen finns nu i anrikningar








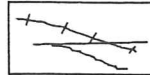


- |   |                            |   |                         |   |                          |   |                           |
|---|----------------------------|---|-------------------------|---|--------------------------|---|---------------------------|
|  | Jordmån                    |  | Enhet C (Facies 4-Sim)  |  | Enhet B3                 |  | Enhet A (ljusgrå morän)   |
|  | Enhet C (Facies 1-D(S)mm)  |  | Enhet C (Facies 5-Dmm)  |  | Enhet B2                 |  | Enhet A (kalkberggrunden) |
|  | Enhet C (Facies 2-Sm)      |  | Enhet C (Facies 6-SGmm) |  | Grusig körtel i enhet B1 |  | Ras                       |
|  | Enhet C (Facies 3-D(SG)cm) |  | Enhet C (Facies 7-Gcm)  |  | Enhet B1                 |   |                           |

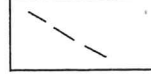
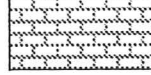

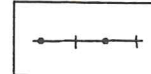
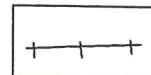


S70 O







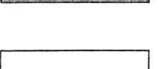
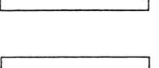
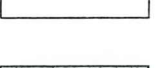







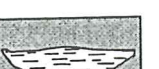


-  Jordmån, påverkad jord
-  Massiv, grusig sandig morän
-  Massiv sand
-  Klasterstödd grus
-  Ansamling av sten i lutande lager
-  Massiv morän i enhet C
-  Massiv silt i enhet C
-  Lins av matrixstödd grus i enhet C
-  Stratifierad siltig-sandig morän (B3)
-  Massiv siltig-sandig morän (B2)
-  Massiv siltig-sandig morän med inslag av Fe/Mn noduler och en rödaktig bandning (B1)
-  Tydlig röd- till brunaktig bandning i B1

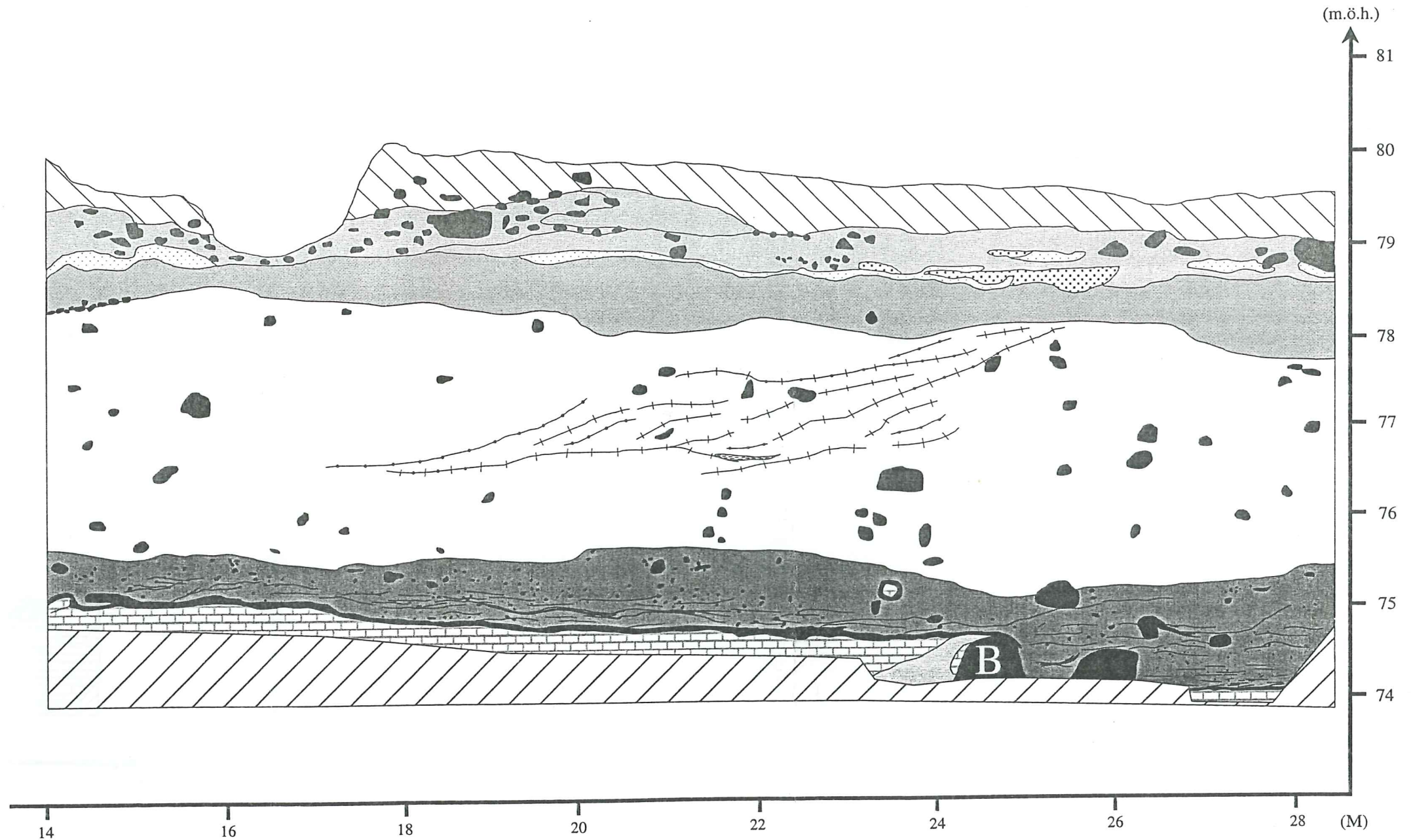
-  Fe/Mn nodulerna i B1 (något uppförstorade - i verkligheten är de ca 1x1 cm)
-  Kalkklaster med hölje av Fe/Mn-mineral
-  Sandig-grusig körtel i B1
-  Lerlins i B2
-  Fe/Mn-horisonten i kalkberggrundsytan









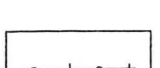



-  Ljusgrå massiv morän i sprickfyllnader (A)
-  Tunna siltfyllda sprickor i kalkberggrunden
-  Sten i kalkberggrunden
-  Block i kalkberggrunden
-  Sten (I enhet B1 kan det även vara en stor Fe/Mn nodul)

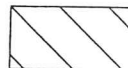
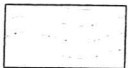



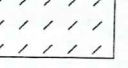
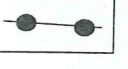
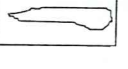



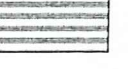

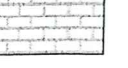

-  Förcastning i kalkberggrunden
-  Kalkberggrunden
-  Sandlins
-  Sand och siltlins
-  Siltlins
-  Rasmassor
-  Provpunkter

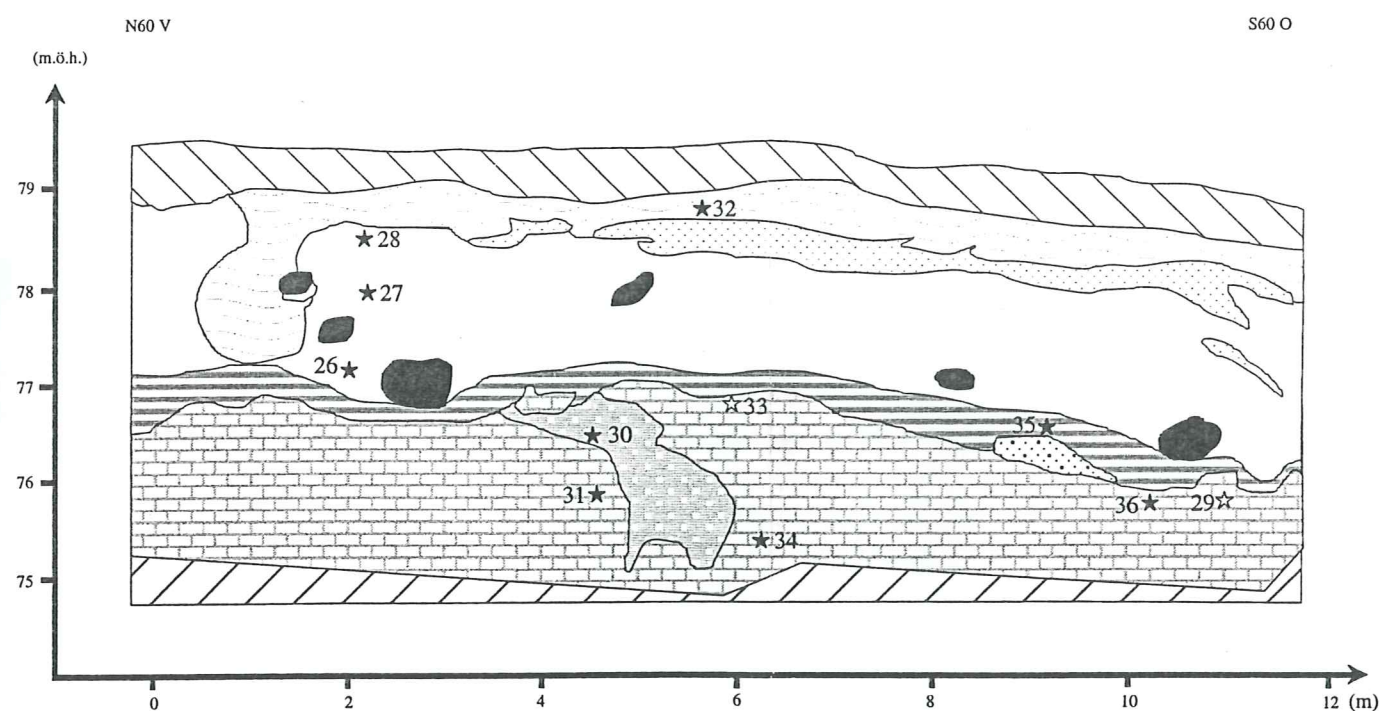
-  Jordmån, påverkad jord
-  Massiv, grusig sandig morän
-  Massiv sand
-  Klasterstödd grus
-  Ansamling av sten i lutande lager
-  Massiv morän i enhet C
-  Massiv silt i enhet C
-  Lins av matrixstödd grus i enhet C
-  Stratifierad siltig-sandig morän (B3)
-  Massiv siltig-sandig morän (B2)
-  Massiv siltig-sandig morän med inslag av Fe/Mn noder och en rödaktig bandning (B1)
-  Tydlig röd- till brunaktig bandning i B1
-  Fe/Mn nodulerna i B1 (något uppförstorade - i verkligheten är de ca 1x1 cm)
-  Kalkklaster med hölje av Fe/Mn-mineral
-  Sandig-grusig körtel i B1
-  Lerlins i B2
-  Fe/Mn-horisonten i kalkberggrundsytan

S70 O






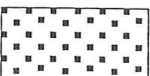



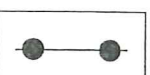

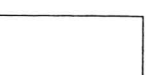







-  Ljusgrå massiv morän i sprickfyllnader (A)
-  Tunna siltfyllda sprickor i kalkberggrunden
-  Sten i kalkberggrunden
-  Block i kalkberggrunden
-  Sten (I enhet B1 kan det även vara en stor Fe/Mn nodul)
-  Förkastning i kalkberggrunden
-  Kalkberggrunden
-  Sandlins
-  Sand och siltlins
-  Siltlins
-  Rasmassor
-  Provpunkter

-  Jordmån
-  Enhet C (Facies 1-D(S)mm)
-  Enhet C (Facies 2-Sm)
-  Enhet C (Facies 3-D(SG)cm)
-  Enhet C (Facies 4-Sim)
-  Enhet C (Facies 5-Dmm)
-  Enhet C (Facies 6-SGmm)
-  Enhet C (Facies 7-Gcm)
-  Enhet B3
-  Enhet B2
-  Grusig körtel i enhet B1
-  Enhet B1
-  Enhet A (ljusgrå morän)
-  Enhet A (kalkberggrunden)
-  Ras

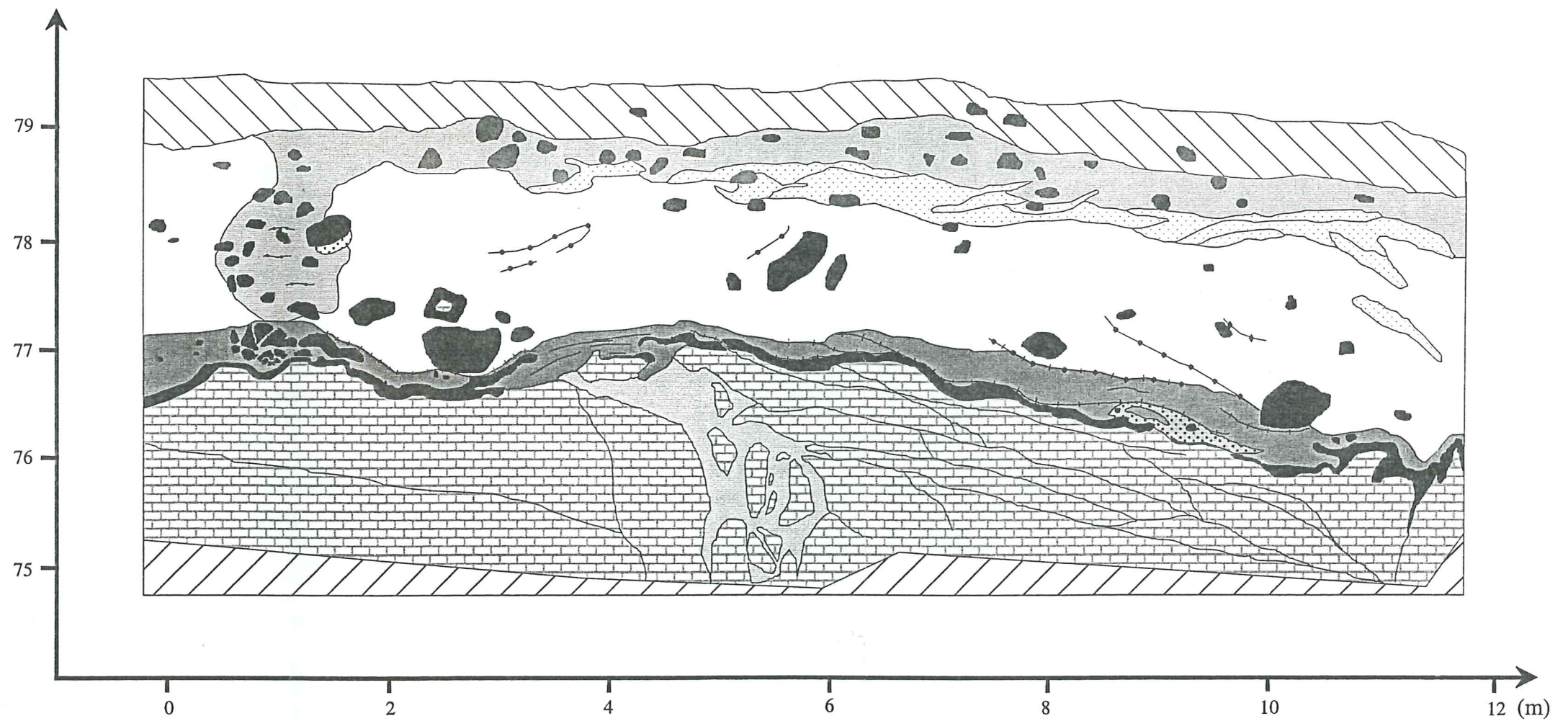








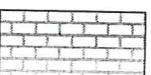

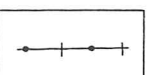
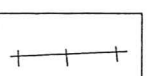


N60 V

S60 O

-  Jordmån, påverkad jord
-  Massiv, grusig sandig morän
-  Massiv sand
-  Klasterstödd grus
-  Ansamling av sten i lutande lager
-  Massiv morän i enhet C
-  Massiv silt i enhet C
-  Lins av matrixstödd grus i enhet C
-  Stratifierad siltig-sandig morän (B3)
-  Massiv siltig-sandig morän (B2)
-  Massiv siltig-sandig morän med inslag av Fe/Mn noduler och en rödaktig bandning (B1)
-  Tydlig röd- till brunaktig bandning i B1
-  Fe/Mn nodulerna i B1 (något uppförstorade - i verkligheten är de ca 1x1 cm)
-  Kalkklaster med hölje av Fe/Mn-mineral
-  Sandig-grusig körtel i B1
-  Lerlins i B2
-  Fe/Mn-horisonten i kalkberggrundsytan

(m.ö.h.)



-  Ljusgrå massiv morän i sprickfyllnader (A)
-  Tunna siltfyllda sprickor i kalkberggrunden
-  Sten i kalkberggrunden
-  Block i kalkberggrunden
-  Sten (I enhet B1 kan det även vara en stor Fe/Mn nodul)
-  Förkastning i kalkberggrunden
-  Kalkberggrunden
-  Sandlins
-  Sand och siltlins
-  Siltlins
-  Rasmassor
-  Provpunkter

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

13. Öhman, Eva, 1986: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av metadiabas och kvartskeratofyr i Kiiruna-vaaragruvan.
14. Holmberg, Glenn & Johansson, Lena, 1986: Sedimentologisk undersökning av de övre glaci-fluviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne.
15. Thuning, Bengt & Linderson, Hans, 1986: Stratigrafi och överplöjning i Bussjö-området, Ystad.
16. Bergstedt, Erik & Löf, Arne I., 1986: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun.
17. Elg, Anette, 1987: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden.
18. Andrésdóttir, Audur, 1987: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saubauer Area, west Iceland.
19. Eken, Karin, 1987: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg.
20. Kockum, Kajsa, 1987: Alkalisering vid konstgjord infiltration: En vattenkemisk studie i tre vattentäcker i sydöstra Småland.
21. Wedding, Bengt, 1987: Granatförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie.
22. Utgår.
23. Hammarlund, Dan, 1988: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vombslätten, centrala Skåne.
24. Jansson, Caroline, 1988: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginonen vid Vaggeryd.
25. Jerre, Fredrik, 1988: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland.
26. Svensson, Erik, 1989: Upper Triassic depositional environments at Lunnom, northwest Scania.
27. Vajda, Vivi, 1988: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne.
28. Persson, Arne, 1988: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbata-kalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland.
29. Regnell, Mats, 1988: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie.
30. Siverson, Mikael, 1989: Palaeosporinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden.
31. Mathiasson, Lena, 1989: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet.
32. Månsson, Agneta, 1990: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides.
33. Lagerås, Per, 1991: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne.
34. Rundgren, Mats, 1991: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland.
35. Björkman, Leif, 1991: Vegetationshistorisk undersökning av en för-historisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland.
36. Holmström, Patrik, Möller, Per, & Svensson, Mats, 1991: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe.
37. Barnekow, Lena, 1991: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafmetoderna för kornstorleksanalyser.
38. Ask, Rikard, 1992: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden.
39. Leander, Per & Persson, Charlotte, 1992: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg.
40. Mannerstrand, Maria, 1992: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige.
41. Johansson, Per, 1992: Moränstratigrafisk undersökning i kustklingar, NV Polen.
42. Hagin, Lena, 1992: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna.
43. Nilsson, Patrik, 1992: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides.
44. Nilsson, Pia, 1992: Lateritisering - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias.
45. Jacobsson, Mikael, 1993: Depositional and petrographic response of climatic changes in the Triassic of Höllviken-II, southern Sweden.
46. Christodoulou, Gina, 1993: Agglutinated foraminifera from the Campanian of the Kristianstad basin, southern Sweden.
47. Söderlund, Ulf, 1993: Structural and U-Pb isotopic age constraints on the tectonothermal evolution at Glassvik, Halland.
48. Remelin, Mika, 1993: En revision av Hedströms *Phragmoceras*-arter från Gotlands Silur.
49. Gedda, Björn, 1993: Trace fossils and Palaeoenvironments in the Middle Cambrian at Äleklinta, Öland, Sweden.

50. Månsson, Kristina, 1993: Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania.
51. Carlsson, Patric, 1993: A Petrographic and Geochemical Study of the Early Proterozoic, Bangenhuk Granitoid Rocks of Ny Friesland, Svalbard.
52. Holmqvist, Björn.H., 1993: Stratigrafiska undersökningar i sjön Vuolep Njakajaure, Abisko.
53. Zander, Mia, 1993: Sedimentologisk undersökning av en kvartär deltaavlagring vid övre Jyllandselv, Jameson Land, Östgrönland.
54. Albrecht, Joachim, 1993: Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit "Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany.
55. Magnusson, Martin, 1994: Sedimentologisk och morfologisk undersökning av Gyllebo-Baskemöllafältet, östra Skåne.
56. Holmqvist, Johan, 1994: Vittring i en moränjord vid Farabol, NV Blekinge.
57. Andersson, Torbjörn, 1994: A sedimentological study of glacial deposits in the upper Sjølandselv area, Jameson Land, East Greenland.
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 läsi-deskavit, 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 kullait.
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.