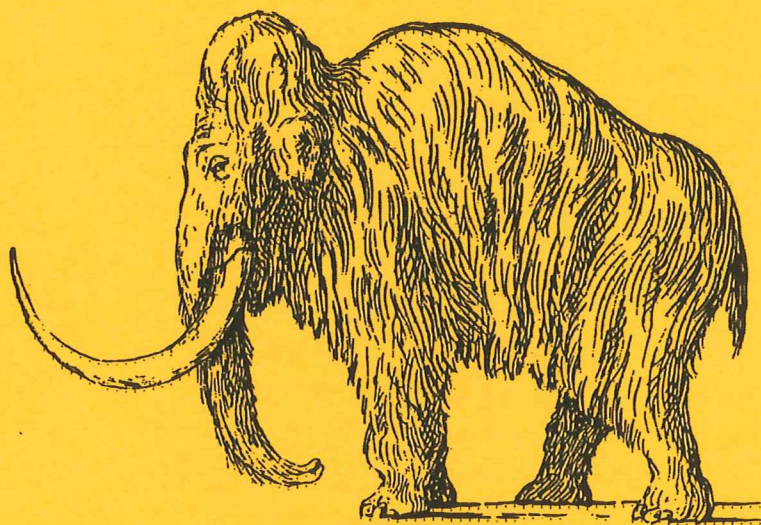


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

D

Kvartärgeologi



**Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en
djupvittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne**

Rebecka Gunnarson

ERRATA

s. 3 – 4: referens i text ”Mattson 1996” ska vara ”Mattsson 1997”

s.14: översta raden saknas; ”(figur 5f). Dessutom finns även här kant-”

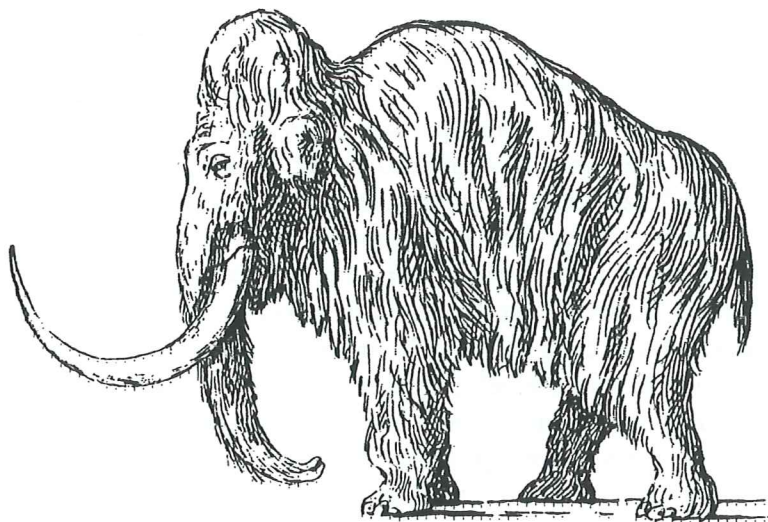
Referenser som saknas i referenslistan:

Aber, J. S., Croot, D. G., Fenton, M. M., 1989: *Glaciotectonic landforms and structures*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 200 sidor.

Hindmarsh, R. C. A., 1996: Sliding of till over bedrock: scratching, polishing, comminution and kinematic-wave theory. *Annals of Glaciology* 22, 41-47.

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi



**Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en
djupvittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne**

Rebecka Gunnarson

A sedimentological investigation of a till section in a gorge formed in deep weathered bedrock at Romeleåsen, south Sweden

REBECKA GUNNARSON

Gunnarson, R. 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djupvittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet. 20 poäng. Nr 137, sid. 1-28.

A narrow gorge in deep weathered bedrock has been uncovered during quarrying at Romeleåsen horst, Skåne, southern Sweden. The gorge was filled up with a homogeneous diamicton deposited directly on the weathered surfaces, but also on vertical walls of glacially abraded bedrock. The filling sediments and the contact to the bedrock were investigated in purpose to interpret sedimentary processes and depositional environment. A till section was studied in detail, by doing lithofacies classification, fabric analyses, measurements of direction of deformation structures, and by sampling for analysis of grain size and clast lithology composition. The genesis of the diamicton was interpreted by comparing the sedimentary characteristics with known criteria of lodgement till and deformation till.

The sedimentary succession consists of a lower homogeneous, massive diamicton and an upper more heterogeneous diamicton. Layers of gravelly sand and breccia of local bedrock with a matrix of laminated silt to fine sand separate the two diamicton units.

The results suggest an interpretation of the diamictons as deformation till. The lower homogeneous diamicton was transported into the gorge by squeezing. As a result of the viscous sediment flow through the gorge, some parts of the walls became abraded. The gravelly sand represents fluvial sedimentation in a subglacial cavity, and the brecciated bedrock was sheared into the cavity. The upper heterogeneous diamicton was deposited as subglacial deformation till after the cavity was closed.

The changes in sedimentary environment suggest continuous subglacial conditions with high subglacial water-pressure and occasional bed separation during one single glacier advance. Clast fabric data and deformation structures indicate a glacier movement from SSW-SW, and the sedimentary sequence is related to the last ice advance of the late Weichselian glaciation in the area.

Keywords: Deformation till, glacial abrasion, late Weichselian glaciation, subglacial cavity sedimentation, subglacial environment, squeezed till.

Rebecka Gunnarson, Department of Quaternary Geology, Lund University, Sölvegatan 13, S-223 62 Lund, Sweden

Innehåll

1 Inledning.....	1
2 Områdesbeskrivning och bakgrund	2
2.1 Regionala isrörelser i södra Skåne.....	2
2.2 Moräner och isräfflor på Romeleåsen	2
2.3 Genetisk moränklassificering	4
3 Metodik	6
4 Resultat	7
4.1 Sprickdalens och berggrundsytans morfologi	8
4.2 Sedimenten i sprickdalen	10
4.2.1 Enhet I	13
4.2.2 Enhet II	14
4.2.3 Enhet III	16
5 Processtolkning	19
5.1 Berggrundens vittring och kontakt mot sediment	19
5.2 Sedimentens bildningssätt	20
5.2.1 Enhet I	20
5.2.2 Enhet II	20
5.2.3 Enhet III	21
5.3 Summering av processtolkning utifrån undersökta sediment	22
6 Diskussion	23
6.1 Den glaciala utveckling i Bellinga stenbrott.....	23
6.2 Tolkningarnas konsekvenser för områdets glaciationshistoria	23
7 Slutsatser	25
Tack	26
Referenser	27

1 Inledning

Under pågående brytning i Bellinga stenbrott på Romeleåsen, sydvästra Skåne (figur 1), har en djup och mycket smal sprickdal blottlagts. Berggrunden kring sprickdalen är djupvittrad med stora kärnblock och vittringsgrus i överytan. Nere i sprickan har morän avsatts direkt mot den kraftigt vittrade berggrundsytan men också mot vertikala, glacialslipade hälltytor.

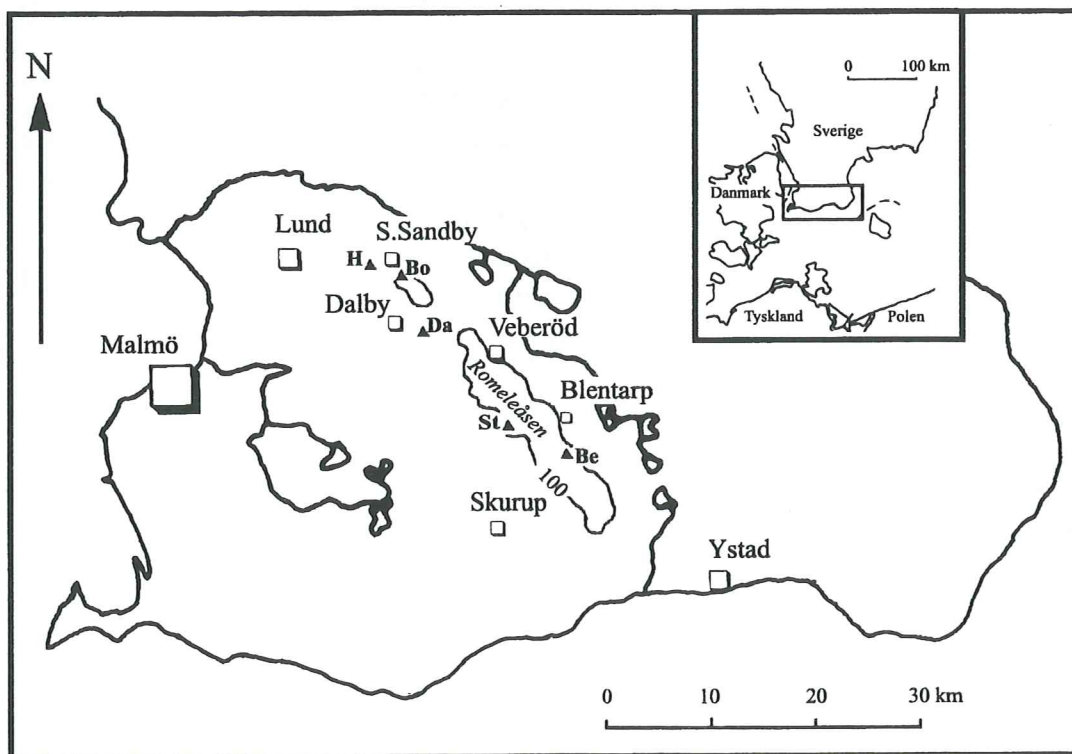
Räfflade hälltytor förknippas vanligen med bottenmältande glaciärer som glider direkt på en fast berggrundsytan (Sugden & John 1976). Den glaciala abrasionen, som sker i kontakten mellan partiklar i isens bas och underlaget, förutsätter att det effektiva normaltrycket och glidhastigheten är relativt höga (Boulton 1974). En sådan fysikalisk miljö är svår att förena med bevarandet av den omgivande djupvittrade berggrunden.

Moränen som fyller sprickdalen är en massiv och homogen, lerig diamikton. Ytligt betraktat ser det ut som en bottenmorän (*lodgement till eng.*), men genom sitt läge i det smala dalstråket och genom sin kontakt med djupvittrad berggrund är den svår att knyta till en *lodgement-*

process. Processen innebär successiv pålagring genom uppbromsning orsakad av hög friktion mellan ett fast underlag och lösa partiklar som skjivas fram vid isens bas (Dreimanis 1989).

Under det senaste decenniet har alternativa moränbildningsprocesser under en aktiv is kopplats till subglaciala deformationsprocesser. Dessa processer är beroende av höga subglaciala porvattentryck och vattenmättade sediment med låg skjuvhållfasthet.

Syftet med undersökningen i Bellinga stenbrott har varit att undersöka och analysera den glaciala abrasionen och de glaciala avlagringarna i och kring den märkliga sprickdalen med utgångspunkt från ny kunskap om subglaciala moränbildande processer. Den viktigaste delen har varit att identifiera moränfyllnadens sedimentologiska egenskaper och testa dessa mot egenskaper relaterade till bottenmorän respektive subglacial deformationsmorän samt att diskutera hur tolkningarna påverkar vår syn på moränbildning och isrörelser i området kring Romeleåsen.



Figur 1. Orienteringskarta över södra Skåne med markerade stenbrott: Hardeberga, Boksbacke, Dalby, Stenberget och Bellinga.

2 Områdesbeskrivning och bakgrund

Romeleåsen är en urbergshorst av prekambrisk berggrund som sträcker sig från Lundatrakten mot området nordväst om Ystad. På bergryggens sydöstra del, ca 4 km söder om Blentarp, ligger Bellinga stenbrott i slutningen åt nordost. Här bedrivs täktverksamhet i en söndersprucken och i ytan kraftigt vittrad berggrund. I det aktuella området består berggrunden av så kallad Bedengranit - en rödgrå till grå medelkornig, relativt amfibolrik, förgnejsad granit, vilken genomslås av yngre ådror av röd granit och pegmatit (Wikman & Carsrud 1985; Daniel 1992).

Horsten täcks generellt av relativt tunn morän. Mindre sprickdalar kan dock vara fyllda med tjockare moränlager som t.ex. vid stenbrotten i Dalby, Stenberget och Bellinga. Söder och öster om Romeleåsen finns ett backlandskap som domineras av moränkullar och platåleror (figur 2). I området mellan Romeleåsens nordöstra slutning och Sövdesjön täcks moränbacklandskapet till stor del av sandiga issjösediment och längre norrut breder Vombsänkans issjö- och isälvsediment ut sig. Norr om Bellinga stenbrott på Romeleåsens nordostslutning finns ett smalt stråk av åsformade isälvsavlagringar som övergår i det så kallade Blentarpfältet (Daniel 1992).

2.1 Regionala isrörelser i södra Skåne

Det har gjorts flera försök att rekonstruera nedisningsförloppet under den senaste istiden i Skåne (t.ex. Nilsson 1959; Lagerlund 1980; Ringberg 1988). Större delen av regionen har spår av en sista isrörelseriktning från nordöst eller öster. I västra och sydvästra Skåne har däremot, enligt flera författare, en sista isrörelse kommit söderifrån (Nilsson 1959; Lagerlund 1980; Ringberg 1988; Lidmar-Bergström *et al.* 1991; Daniel 1992). Det råder stor osäkerhet om hur denna sydliga isrörelse har berört de mellersta och östra delarna av Sydsåne.

Nilsson (1959) konstaterar att den sydliga isen åtminstone nått Skuruptrakten. En undersökning av moränavsättning vid Örsjö grustäkt, 2 km öster om Skurup, visar på en sen

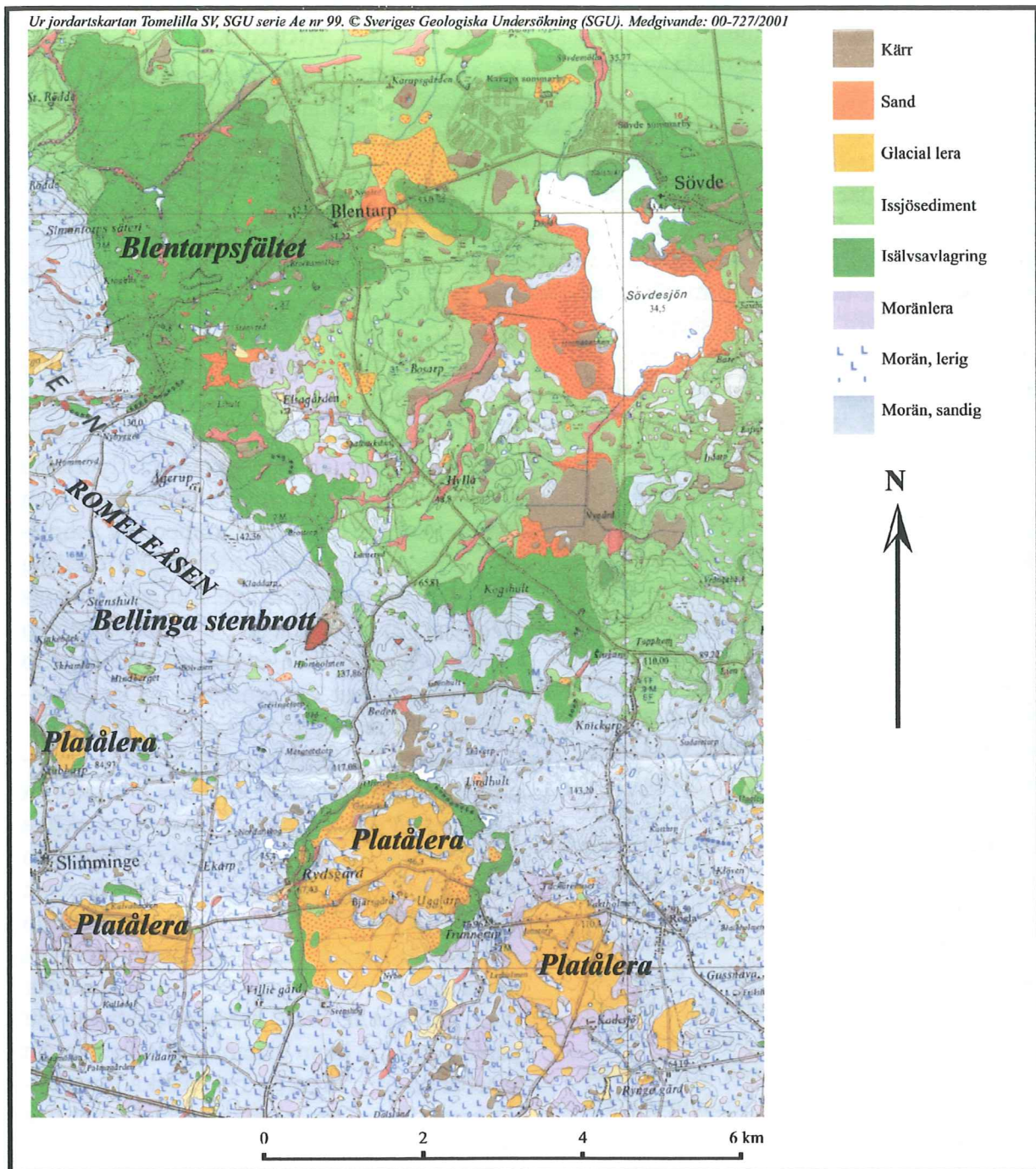
isrörelseriktning från SSV (Carlemalm 1999). Gustavsson (1969) har undersökt material från borrhningar i Vombsänkan och tolkar bergartsammansättningen i den övre moränen nordöst om Romeleåsen som att en sydöstlig isrörelsen har nått förbi Blentarp – Everlöv. Enligt Daniel (1992) har denna tolkning inte kunnat beläggas och det saknas morfologiskt stöd för en isrörelse från sydöst in i Vombsänkan.

Längre österut finns isräfflor, som tyder på en äldre isrörelse från sydost, som följts av en nordöstlig isström (Daniel 1986). I Skånes sydöstra kustområde har denna nordöstliga isström avlösts av en sista sydlig eller sydöstlig isrörelse, den s.k. Simrishamnframstöten (Vortisch 1972; Daniel 1986; Lagerlund 1987).

2.2 Moräner och isräfflor på Romeleåsen

Beskrivningar och tolkningar av moränernas bildningssätt för lokaler uppe på Romeleåsen är få och moderna undersökningar finns nästan bara i form av opublicerade fältkursrapporter. Vid Dalby stenbrott och Stenberget har sedimentologiska undersökningar av moräner i lokala urbergsdepressioner gjorts (Berglund & Lagerlund 1981). De undre sedimenten i Dalby (Dalby Till) tolkas som avlagrade under en sammanhängande glaciationsfas med förändringar av isrörelseriktningar från sydöst till norr. En homogen lerig diamikton har klassificerats som en basalmorän. Inslag av sorterade sediment gör att den övre delen av Dalby Till tolkats som basal utsmältningsmorän. Dalby Till överlagras av sorterade sediment följt av en heterogen enhet, som domineras av diamikt material med inslag av sorterade sediment.

Lagerföljden vid Stenberget innehåller ett unikt lager med organiskt material, som daterats till Eem-interglacialen (Berglund & Lagerlund 1981). Överlagrande morän har korrelerats med den stratigrafiska enheten Dalby Till i Dalby stenbrott. Lagerlund (Berglund & Lagerlund 1981) tolkar moränen som en basalmorän, troligtvis en *lodgement till* med undantag av den allra understa delen av lagret, som p.g.a. att den leriga moränen varvats med sandskikt tolkats som en basal utsmältningsmorän. Allra



Figur 2. Kartbild över undersökningslokalen och dess omgivning, efter jordarskarta Ae 99 (Daniel 1989).

översta delen av Dalby Till i Stenberget har tolkats som en ablationsmorän. Fabricanalyser i Dalby Till i Stenberget visar på en nordöstlig riktning med viss variation i nedre delen, som blir mer samlad i den övre delen. Bergartsammansättningen ändras uppåt i enheten vilket Lagerlund (Berglund & Lagerlund 1981) beskriver som en övergång från materialfacies av baltisk typ i botten till en nordöstlig typ i den övre delen. Kring Stenberget finns ett flertal inmätta räfflor, dels med öst- sydöstlig riktning, dels med nordöstlig riktning, där de först-

nämnda bedömts vara äldst (Daniel 1992). En viss tveksamhet har framförts, huruvida en del räfflor vid Stenberget avsatts från nordöst eller från sydväst (Hebrand *et al.* 1975; Karlgren & Terne 1975).

Vid Hardeberga stenbrott har en omfattande studie av olika räfflor och riktningssindikatorer i sediment gjorts (Mattsson 1996). Här finns fyra olika moränenheter och fem olika räffelsystem identifierade, dessutom har olika deformationsstrukturer dokumenterats. Resultaten av partikelorientering-

sanalyserna i de olika moränenheterna har jämförts med andra studier sammanställda av Benn (1994). Den översta moränens parikelorientering visar på en måttligt låg isotrop fördelning, vilket Mattsson tolkar som att det kan röra sig om en subglacial deformationsmorän. Resultaten i de tre övriga moränernas partikelorientering tyder enligt Mattsson (1996) antingen på subglacial deformationsmorän eller bottenmorän. Några egentliga sedimentologiska undersökningar utöver fabricanalyser har dock inte gjorts. En tolkning av isrörelser har baserats på en kombination av räffelobservationer på berggrundsytor och fabricanalyser i de olika moränlagren. Glaciationsbilden är komplex med sydöstliga, östliga och nordliga isrörelseriktningar i de äldre delarna och en yngsta sydvästlig isrörelse.

I en undersökning av sedimenten vid ett litet stenbrott vid Boksbacke, sydöst om S. Sandby, har en undre lerig, sandig-moig bottenmorän identifierats, vilken troligen kan korreleras med den undre moränen vid Dalby stenbrott (Ringberg 1987). Räfflor på hälltytor under moränen har bidragit till tolkningen att moränen bildats vid en isrörelse från sydöst. En övre morän vid Boksbacke, som är stenigare och lerfattigare än den undre, tolkas som en bottenmorän och i något fall överlagras denna av en tunn ytmorän. Enligt Ringberg (1987) har denna övre bottenmoränen bildats vid isrörelse från nordöst, som övergår till östnordöst och kan korreleras med den översta moränen vid Dalby stenbrott. Strukturer i den övre moränen tyder på att den efter avlagring utsatts för kraftigt tryck från en is som rört sig från sydväst.

Sammanfattningsvis har de diamiktoner som undersökts på Romeleåsen tolkats som basalmorän, bottenmorän eller basal utsmältningsmorän samt ablationsmorän och endast i ett fall har subglacial deformationsmorän nämnts. Basalmorän används som en övergripande term och anger att avsättning skett vid botten av inlandsisen utan att precisera sedimentationsprocesser. De olika tolkningarna ger ingen entydig bild av nedisningsförloppet i regionen.

2.3 Genetisk moränklassificering

Under 1970- och 1980-talen pågick ett omfattande arbete med att utarbeta klassificeringsmetoder och kriterier för genetisk bestämning av glaciala avlagringar. Detta arbete leddes av en kommission tillsatt av INQUA (International Union for Quaternary Research) och engagerade nära 200 forskare. En sammanställning av resultaten presenterades i "Genetic Classification of Glacigenic Deposits" (Goldthwait & Matsch (red.), 1989). Vad gäller moräner beskrivs tre huvudtyper med diagnostiska kriterier – bottenmorän (*lodgement till*), utsmältningsmorän och flytmorän (Dreimanis 1989). Ytterligare en moräntyp som nämns i kommissionens slutrapport är subglacial deformationsmorän, men någon egentlig definition av denna görs inte. Enligt Dreimanis (1989, s. 52) är subglacial deformationsmorän - "more complex than envisaged. We have to learn more about the processes of its formation and the resulting descriptive criteria".

Under 1990-talet har den fortsatta forskningen kring deformationsmoräner inneburit att synen på moränbildning vid botten av aktiva glaciärer förändrats (t. ex. Hart & Boulton 1991; Hart 1994, 1995; Boulton 1996; Benn & Evans 1996). Upptäckten av subglaciala deformationslager med höga porvattentryck under många recenta glaciärer och ismassor (t.ex. Alley *et al.* 1987) har betecknats som ett paradigmskifte inom glaciologin eftersom det innebär en ny syn på de fysikaliska förutsättningarna för många glaciärens rörelsesätt och utbredningsmönster (Murray 1997).

För kvartärgeologer är det viktigt att särskilja basalmorän av *lodgement*-typ och basalmorän av subglacial deformationsmoräntyp, eftersom skillnaderna i de fysikaliska bildningsförutsättningarna får konsekvenser för tolkningen av de forna ismassornas dynamik i ett större perspektiv. Karaktäristiska drag och diagnostiska egenskaperna för identifiering av bottenmorän (*lodgement till*) respektive subglacial deformationsmorän har sammanfattats i tabell 1.

Tabell 1. Kriterier som kännetecknar lodgement till respektive subglacial deformationsmorän (sammanställning baserad på Dreimanis 1989; Hart 1995; Benn & Evans 1998; Johnson & Hansel 1999).

	Bottenmorän (Lodgement till)	Subglacial deformationsmorän
Kornstorlekssammansättning	Homogen Från grusigt-sandigt till siltigt-lerigt matrix Bimodal eller multimodal sammansättning	Homogen – heterogen Kohesivt matrix Undre heterogen zon med sliror av underlagrande material, övre homogen zon
Bergartssammansättning	Andelen lokalt bergartsmaterial ökar mot basen	Lokalt och/eller långtransporterat bergartsmaterial
Partiklars utseende	Avrundade kanter med parallella räfflor på ytan. Strykjärnsformade partiklar kan förekomma.	Varierande utseende beroende på ursprungsmaterial. I typiska fall har partikelytor korta olikriktade räfflor, kan även förekomma parallella räfflor
Partikelorientering	Parallell orientering av partiklars a-axlar, vanligen med svag lutning uppströms Parallell med isrörelseriktning	Varierad partikelorientering, från isotrop till samlad, parallell orientering, inte alltid parallell med isrörelseriktning
Packningsgrad	Överkonsoliderad	Varierad grad av konsolidering
Strukturer	Massiv eller med subhorisontella sprickstrukturer s.k. fissility	Deformerade inklusioner, sliror, veckningar och tektonisk laminering, i huvudsak nära basen, i övrigt massiv
Kontakt mot underlag	Skarp erosiv kontakt	Gradvis övergång från odeformerat till mer eller mindre deformerat och inarbetat underlag, eller skarp erosiv eller icke erosiv kontakt

3 Metodik

Val av metoder i fält och i laboratoriet har styrts av de kriterier som används för att identifiera och skilja på olika moränogenetiska typer.

Sprickdalens morfologi har mätts upp med avvägningsinstrument och därefter ritats upp dels i plan, dels i tre tvärsektioner. Utgångspunktens höjd har uppskattats utifrån tillgänglig täktplans inritade höjdkurvor (2 m ekvidistans) varför alla höjdangivelser i m.ö.h. får anses ungefärliga. Då viss utbrytning av sprickdalen skett innan detta arbete påbörjades, är den västra bergväggen ofullständigt redovisad.

En detaljstuderad skärning rensades för hand och ritades av i skala 1:20. Avlagringarna har studerats med avseende på deras strukturella och texturella uppbyggnad och har klassificerats enligt en något modifierad kombination av kodsystém utarbetade av Miall (1978) och Eyles *et al.* (1983) (tabell 2). Sprickor och deformationsstrukturer har mätts in med kompass.

Tabell 2. Sammanställning av förekommande litofacieskoder, efter Miall (1978) och Eyles *et al.* (1983).

Facieskod	Beskrivning
D(C)mm	Diamikton, lerig, matrixstödd, massiv
D(SiS)mm	Diamikton, siltig sandig, matrixstödd, massiv
D(S)mm	Diamikton, sandig, matrixstödd, massiv
D(G)mm	Diamikton, grusig, matrixstödd, massiv
SGmm	Sandigt grus, matrixstött, massivt
Gcm	Grus, klasterstött, massivt
GSm	Grusig sand, massiv
Spc	Sand, plankorsskiktad
S(def)	Sand med deformationsstrukturer
SiS(def)	Siltig sand med deformationsstrukturer
SiS(def)/G	Se ovan/med inlagrat grus

Provpunkter för kornstorleksanalys, bergartsanalys och riktningsanalys har valts med ca 1 m mellanrum i höjddled. Riktninganalyserna har gjorts med kompass på minst 25 partiklar i varje provpunkt. Partiklarnas a-axel har varit 20 – 60 mm, a-axel / b-axelförhållandet 3/2 och provtagningsområdet ca 50 · 15 · 20 cm (bredd · höjd · djup). Riktninganalyserna är statistiskt bearbetade enligt eigenvaluemetoden (Mark 1973) och presenteras i stereogram samt i så kallat Bennidiagram (Benn 1994).

Kornstorleksanalys har gjorts enligt Deltus och Kristiansson (1995) genom siktning och hydrometeranalys. Där hydrometeranalysens procentfördelning inte exakt anslutit till siktanalysens, har en passning av hydrometerresultatens kurva till siktanalyskurvan skett.

Bergartsanalysen har gjorts med mikroskop, minst 500 partiklar i fraktionen 4-5,6 mm har analyserats per prov. Bergarterna har delats upp i 20 bergartstyper vid analysarbetet, men har i redovisningen sammanförts till 8 grupper, då vissa bergarter förekommer i mycket små andelar (tabell 3). Den indelning som används i redovisningen innebär bland annat att de mindre andelarna porfyr och kvarts sammanförts med urberg. Gruppen övrig sandsten innehåller violett, röd samt även mindre konsoliderad kvartssandsten, medan tät, grå kvartssandsten samt glaukonitisk tät, grå kvartssandsten redovisas som kambrisk sandsten. Andelen flinta är mycket liten och ingår i gruppen krita/danien.

Tabell 3. Bergartsindelning vid analyser respektive redovisning

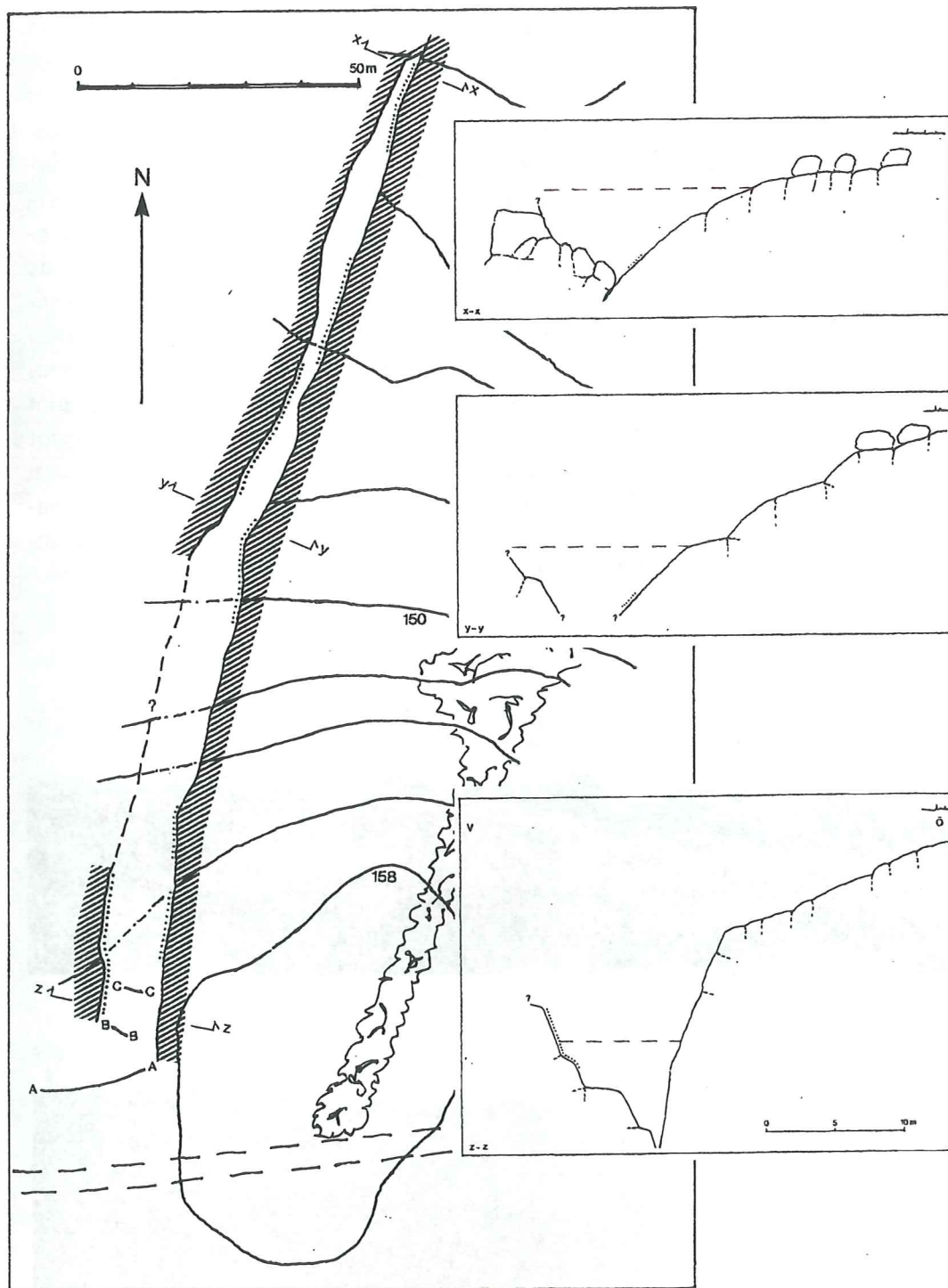
Redovisade bergartsgrupper	Analyserade bergartsgrupper
Urberg	Urberg huvudsakligen magmatiska och metamorfa bergarter (kvartskorn inräknade)
Paleozoisk kalksten	Röd och grå paleozoisk kalksten
Krita/danien	Krita/danien-kalksten med och utan glaukonit, flinta, fossilrester
Kambrisk sandsten	Tät kvartssandsten, med och utan glaukonit
Övrig sandsten	Violett, röd och mindre konsoliderad kvartssandsten
Skiffer	Siltsten, lerskiffer
Alunskiffer	Alunskiffer
Övrigt	Enstaka förekomster av basalt och kalkhaltig sandsten samt oidentifierade bergarter

4 Resultat

Det undersökta området ligger i stenbrottets sydöstra kant och domineras av en framgrävd sprickdal som sträcker sig i nord – sydlig riktning (N15°E) (figur 3). Trettio meter öster om sprickdalen ligger Romeleåsens flackt välvda, lokala höjdpunkt (158 m.ö.h.) med fri utsikt åt norr, öster och söder.

Dalen har tidigare varit helt fylld med se-

diment, som försiktigt schaktats bort. Den smala, djupaste delen av sprickdalen har under fältarbetstiden stått under vatten eller varit täckt av flytjord. Dalgångens hela bottenprofil har bara kunnat studeras längst i norr, där en liten bergtröskel hindrat utflöde av vatten i den fram-preparerade dalbotten. Under hösten 2000 nådde stenbrytningen in i sprickdalens djupaste bottendelar i söder.



Figur 3. Plan över sprickdalen i stenbrottets sydöstra kant samt tvärsektioner. Punktlinjen anger partier med vertikala, abraderade hålltytor. Nivåkurvorna anger markyta före schaktning. Undersökta skärningar är markerade A – C och x – z anger tvärsektioner. Streckad nivålinje i sektionerna representerar 140 m.ö.h.

4.1 Sprickdalens och berggrundsy- tans morfologi

Den flacka markövertytan längsmed sprickdalen sluttar från en nivå på ca 157 m.ö.h. i söder till ca 142 m.ö.h. i norr (figur 4a). Berggrundens överyta öster om sprickdalen är frampreparerad med kärnblock och vittringsgrus (figur 4b och 5a). 1996 var en liknande överyta frampreparerad även på den västra sidan, som nu är helt bortsprängd (muntlig information; L. Adrielsson, Lund, 2000). På den flacka överytan finns ca 1-2 m stora lösa block vilka omges av vittringsgrus som fyller upp utrymmet mellan blocken (figur 5b). Vittringen är flera meter djup och fortsätter även ner längs de branta väggarna i sprickdalen.

Sprickdalens utbredning norrut begränsas av täktverksamheten. Söder om den frilagda delen av sprickdalen kan en svag svacka skönjas i terrängen. Denna svacka antyder eventuellt sprickdalens fortsättning mot söder. Detta skulle innebära att den begravnade sprickdalen passerar områdets vattendelare och bildar en förbindelselänk mellan höjdryggens nordslutning och sydslutning.

Den frilagda bottennivån i dalen ligger på ca 136 m.ö.h. i den södra delen och faller till ca 131 m.ö.h. i den norra delen, vilket innebär att sprickdalen är drygt 20 m djup. Dalens tvär-

profil består av en i stort sett vertikal östlig bergvägg som blir något flackare norrut (figur 3). Den västra väggen, som nu är bortbruten, utgjordes av en brant, trappstegsformad vägg. Längst i söder smalnar dalbotten av, likt den nedre delen av en tratt, till en 2-3 m djup, vertikal spricka, mindre än 0,5 m bred.

Bergväggarna i sprickdalen är ställvis abraderade. I dalens norra del är de avslipade partierna någon meter höga och finns på den nedre delen av väggen, medan det i den södra delen skett en mer omfattande abrasion (figur 3 och 5c). Mönstret tycks vara att avslipningen skett ömsom på den östra, ömsom på den västra bergväggen (figur 3). Slipningen av de vertikala väggarna är relativt ytlig med bortplockning av vittrat material och en lätt avslipning av ytorna. Dessa är ibland tydligt räfflade med parallella, grunda räfflor. Slipningen visar vanligen en relativt tydlig stöt- och läsidemorfologi med avrundade kanter och ytor mot söder och kantiga ytor med vittringsrester mot norr. I övrigt har bergväggarnas vittringsytor bevarats och diamiktonen har avsatts direkt mot den sönderspruckna och grusvittrade ytan. Diamiktonen är även injekterad i sprickor och andra håligheter i bergväggarna (figur 5d).



Figur 4. Översiktsbilder från stenbrottets sydöstra del. 4a: Vy över sprickdalen och markytans flacka välvning i öster. Norr är till vänster i bild och bilden omfattar ca 200 m från norr till söder. 4b: Sprickdalens östra berggrundsyta efter frampreparering.



Figur 5. Berggrund och sediment i sprickdalen. 5a: Berggrundsöverytan öster om sprickdalen med kärnblock och vittringsgrus in situ. Block mitt i bild sticker upp ca 1-1,5 m över omgivande markyta. 5b: Detalj av klotvittrad berggrund. 5c: Parti med vertikal, abraderad hällyta på västra bergväggen i sprickdalens södra del. 5d: Detalj av moränfylld hållighet i den vittrade bergväggen. 5e: Enhet I a. Homogen, massiv, matrixstödd diamikton. Tumstocken är 2 m. 5f: Enhet I b. Massiv, matrixstödd diamikton med subhorisontella sandsliror och genomvittrade stenar.

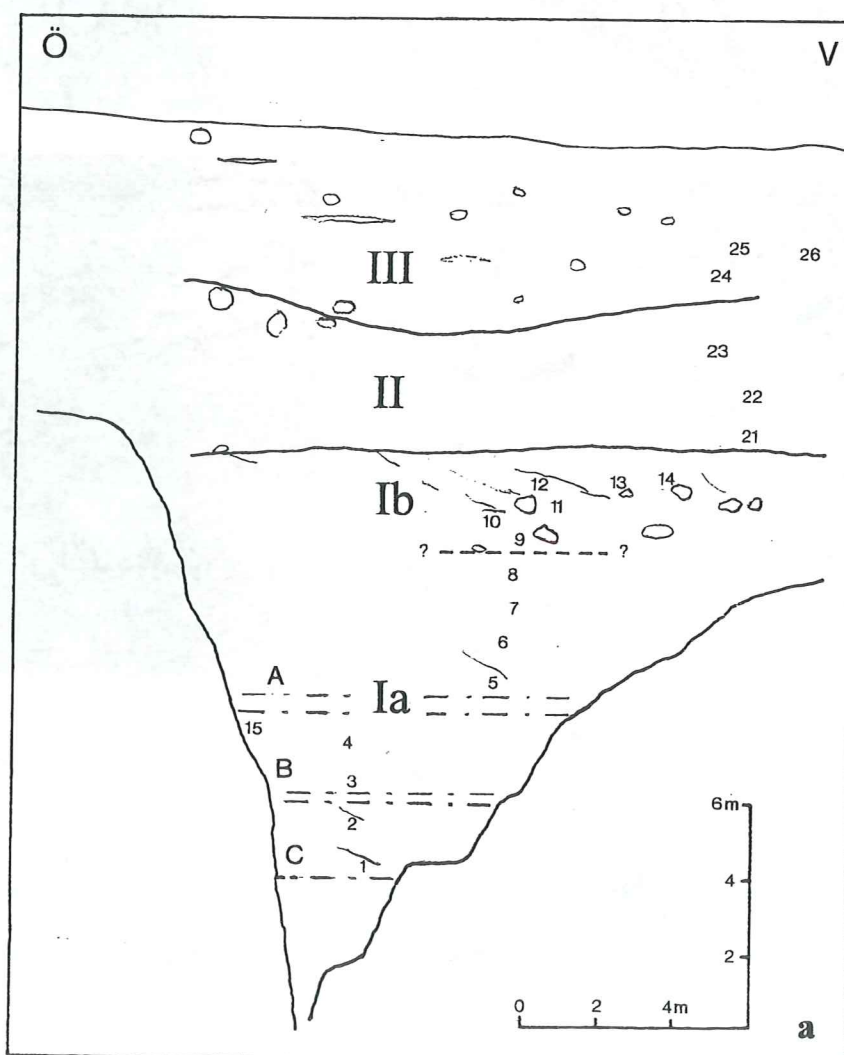
4.2 Sedimenten i sprickdalen

Den frampreparerade sprickdalen har till största delen varit fylld av en grå, massiv diamikton och rester av det bortschaktade diamikta sedimentet finns på många ställen utefter dalsidorna ända ner till botten. Det enda ställe nere i dalgången, där något annat sediment än den gråa diamiktonen setts överlagra berggrundsytan och vittringsgruset, är i den smala berggrundssprickan i söder. Där finns ett knappt 10 cm tjockt massivt, sandigt grus av fluvialt ursprung. Den smala sprickan är i övrigt helt fylld med grå massiv diamikton.

Avlagringarna i och kring sprickdalen kan delas in i tre litostratigrafiska enheter (figur 6). Den understa enheten, enhet I, består av en drygt 11 m mäktig, homogen diamikton, som fyller upp sprickdalen till en nivå där dal-

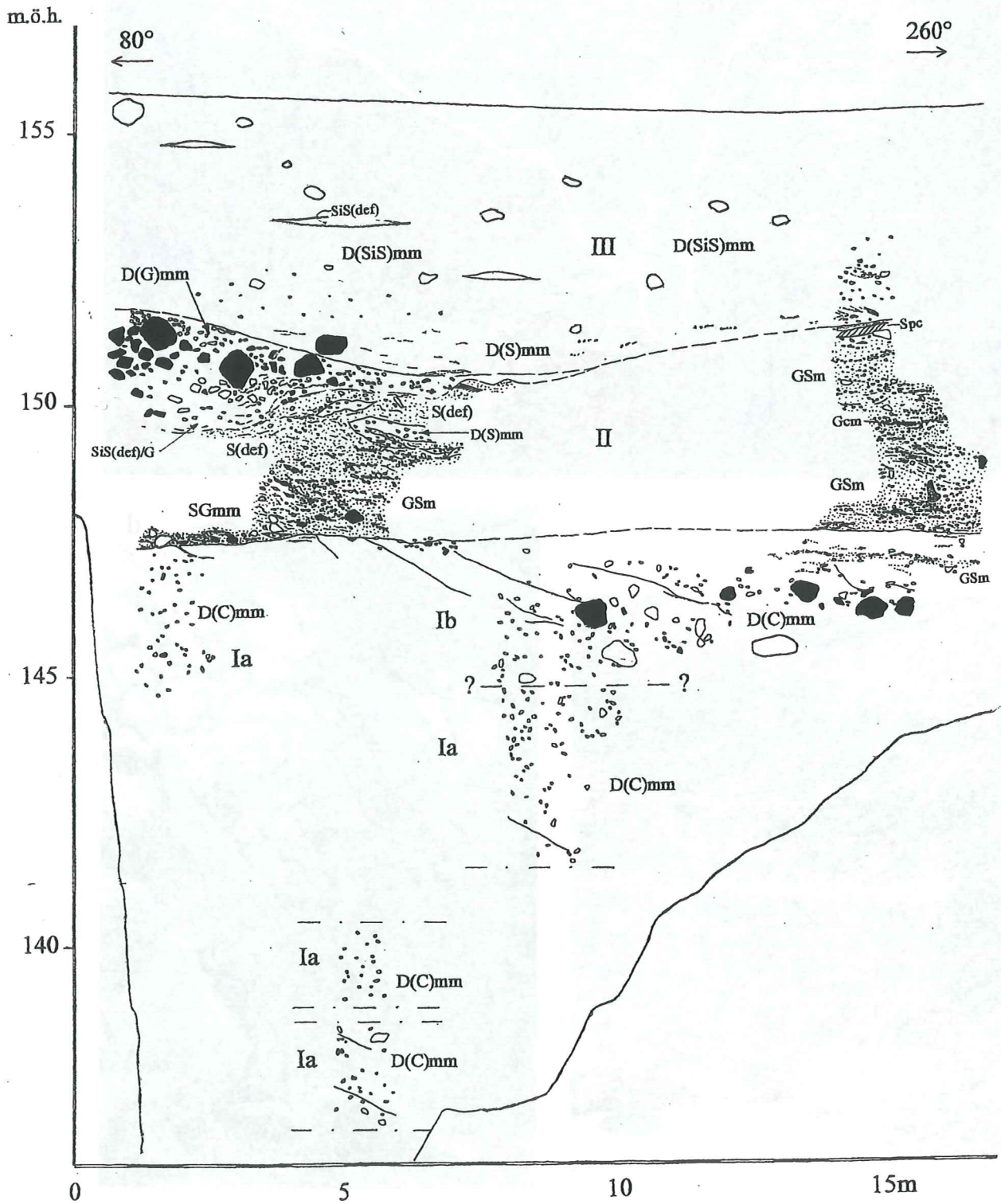
profilen breddas och den omgivande bergöverytan får en flackare lutning. Diamiktonen överlagras av enhet II som domineras av grusiga och sandiga litofacies. Enhet II har en mäktighet på 3,5 m i sprickdalens centrala del men i området öster om sprickdalen saknas enheten. Den översta enheten, enhet III, består av både heterogen och homogen diamikton med inslag av sorterade sediment. Enhet III har en maximal mäktighet på ca 5 m över sprickdalen, men fortsätter som en 0,5 -2 m tjock enhet ovanpå den omgivande, flacka berggrundsyttans kärnblock och vittringsgrus.

De tre stratigrafiska enheterna har detaljstuderats i en skärning i täktens södra kant (figur 7). Skärningen är orienterad i öst-västlig riktning (N 80° E) och sträcker sig nästan vinkelrätt mot sprickdalens längdriktning.





Figur 6. Översikt av skärningen. 6a: Skärningarna A-C sammanförda till en bild med enhetsgränser (heldragen och streckad linje), skärningsgränser (streckpunktlinje) och provpunkter (1-15, 21-26) markerade. 6b: Översiktsbild åt söder med sedimentet i sprickdalen. Berggrundsytan markerad med vit linje. 6c-d: Skärningarnas läge i sprickdalen.



Figur 7. Skärningsritning från södra väggen. Fyllda stenar = vittrade.

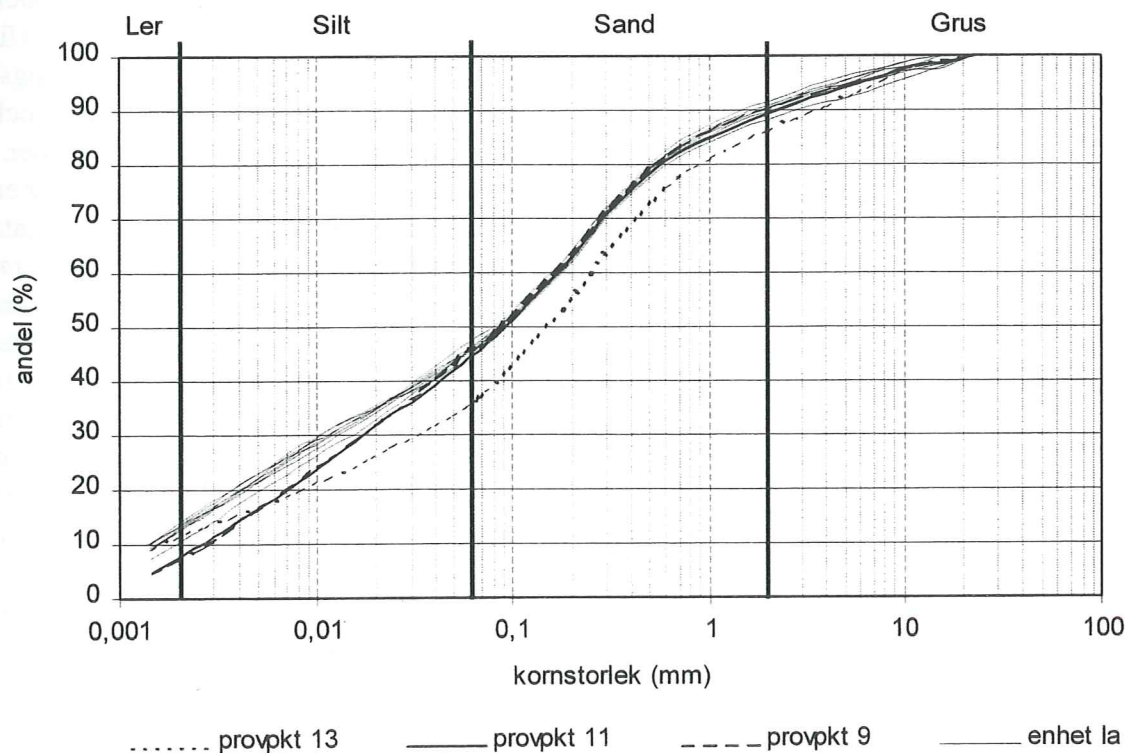
4.2.1 Enhet I

Den undre enheten är en homogen, massiv matrixstödd, lerig diamikton (D(C)mm) med låg sten och blockhalt (figur 5e). Färgen är grå till blågrå och blir brun vid oxidation. Diamiktonen är deponerad direkt mot både abraderade och djupvittrade berggrundsytter där den fyller upp hålrum och sprickor i det sönderspruckna berget. Då diamiktonen ändrar karaktär ett par meter nedanför enhetens övre gräns beskrivs den undre delen (ca 9 m) som enhet I a medan de översta ca 2,5 metrarna beskrivs som enhet I b. Övergången mellan I a och I b är successiv och ses framförallt som förändringar i kornstorleks- och bergartssammansättningen.

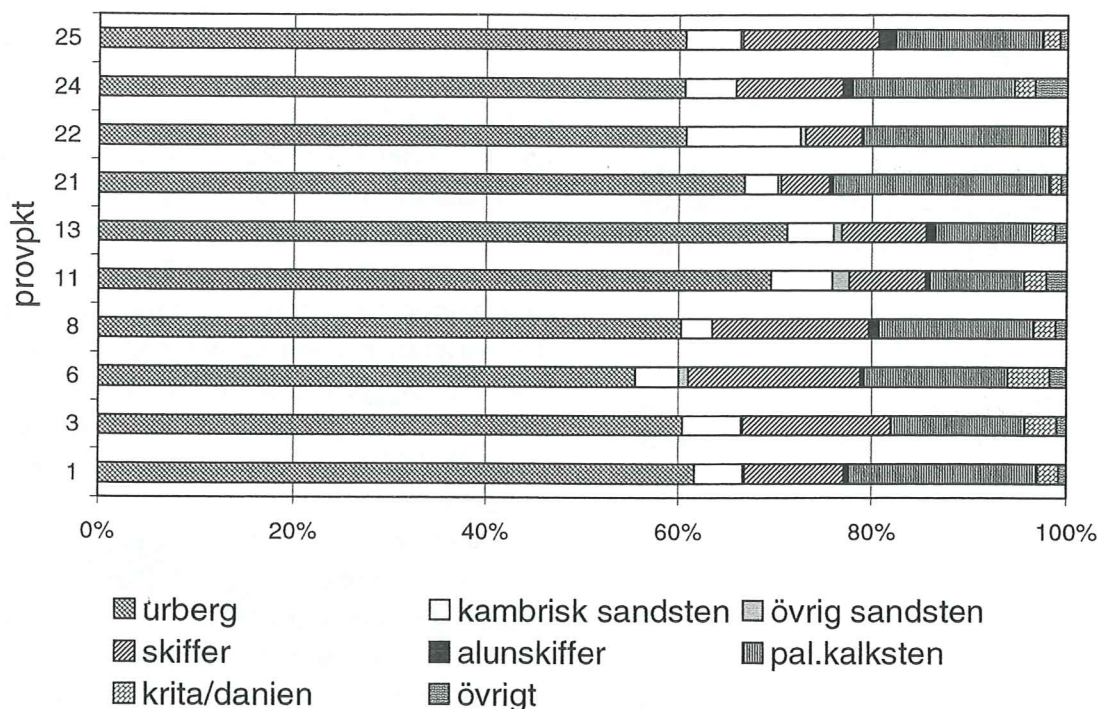
Enhet I a: Kornstorleksanalyserna visar på en mycket homogen sammansättning genom hela I a (figur 8). Lerhalten ligger mellan 10 och 14% och andelen grus (>2mm) uppgår till ca 10%. Även bergartsanalyserna visar en relativt homogen sammansättning genom enhet I a med i genomsnitt ca 60% urberg, 15% paleozoisk kalksten och 15% skiffer (prov 1, 3, 6, 8, figur 9). Större kantavrundade stenar förekommer sparsamt i diamiktonen, varav en del är glacialabraderade med olikriktade cm-korta räfflor. Riktninganalysernas resultat i enhet I a visar en viss koncentration av

a-axelorienteringar i nordnordöstlig/sydsydvästlig riktning (F1-8, F15, figur 10). Styrkevärdena (S_1) ligger mellan 0,464 och 0,790, (tabell 4) och har ett medelvärde på 0,610. Värdena omräknade och insatta i ett Benndiagram visar en spridd fördelningen mellan isotrop, samlad respektive gördelorientering, men med en viss övervikt mot en samlad orientering (figur 11). Enstaka sprickor med varierande stupning och riktning finns i enhet I a. De sprickplan som mätts in i enhetens nedre del stupar ca 20° åt nordväst, medan ett sprickplan längre upp i enheten stupar 55° åt sydväst (figur 12).

Enhet I b: I övergången till enhet I b sker en viss förändring av kornstorleksammansättningen (prov 9, 11, 13, figur 8) där prov 13 har en större andel sand och grus medan prov 9 och 11 innehåller en större andel silt och mindre ler jämfört med proven i enhet I a. Grusandelen uppgår till 15% för prov 13 och kring 10% för prov 9 och 11. Enhet I b visar en ökad andel urberg (ca 70%, prov 11 och 13, figur 9) i bergartsanalysen vilket tycks höra samman med en större andel lokalt urbergsmaterial. I enhet I b finns också större stenar och block vilka till viss del utgörs av genomvittrat eller ytvittrat lokalt bergartsmaterial



Figur 8. Kornstorleksfördelning i enhet I a respektive enhet I b (= prov 9, 11 och 13).



Figur 9. Bergartssammansättning. För orientering av provpunkter se figur 6.

avrundade stenar med korta olikriktade räfflor. Riktninganalysernas S_1 -värden ligger mellan 0,433 och 0,626, och har ett medelvärde på 0,552 (F9-10, F12, F14, figur 10, tabell 4). De omräknade värdena för Benndiagram ger en spridd fördelning (figur 11).

I skärningens västra del (13 - 17m), strax under enhetens överyta, finns ett ca 4 m långt och 2 dm tjockt parti med sandigare textur som omges av mindre sandsliror. Sedimentet i detta parti består av massiv, grusig sand (GSm). Gränsen mot omgivande diamikton är något oskarp. Den övre gränsen visar nedpressningsstrukturer kring en sten i botten av den överlagrande diamiktonen.

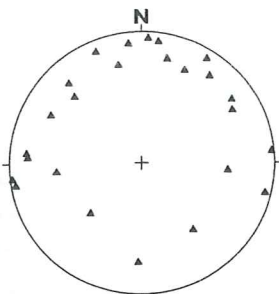
Från enhetens överyta och ca 1,5 m ner finns sprickplan med stupning ca 40° - 50° åt sydväst. Ett uppmätt sprickplan (vid 14 m) stupar i en avvikande riktning (VNV). Sprickplanen får generellt en ökad stupning närmst överytan. Någon småskalig subhorisontell sprickbildning, s.k. *fissility*, förekommer inte. Diamiktonens överyta är relativt plan men har enstaka gropiga erosionsformer samt stenar som delvis sticker upp från den plana ytan.

4.2.2 Enhet II

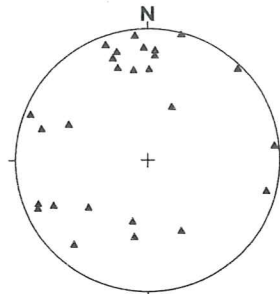
Den mellersta enheten består av flera olika litofacies. Den undre delen närmast enhet I och den västra delen domineras av sandiga och grusiga litofacies (figur 13a). I den övre, östra delen av enheten sker en faciesövergång till diamikta facies och till bimodala siltiga-sandiga facies med inlagrade större stenar och block av den lokala, vittrade berggrunden (figur 13b). Lateralt finns en diffus övergångszon mellan sandiga-grusiga facies i väster och de diamikta och siltiga-sandiga facies i öster.

De sandiga-grusiga facies i enhet II har en oskarp eller massiv lagringsstruktur med täta kornstorleksförändringar och med dålig lateral kontinuitet av enskilda lager. I skärningens östra del är sorteringen måttlig med en större andel spridda stenar (SGmm) medan det i den västra delen finns övervägande sandiga, något bättre sorterade lager (GSm) och klasterstött grus (Gcm). Intraklaster av sand, silt och diamikt material finns spridda i enheten (figur 13c). Till viss del är dessa intraklaster deformerade och utdragna, företrädevis i skärningens östra del. Enheten avslutas uppåt, mellan 7 och 16 m i skärningens längdriktning, av 20 cm plankors-

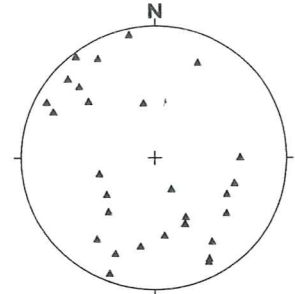
Figur 10. Fabricanalyser i stereogram. För orientering av provpunkter se figur 6. →



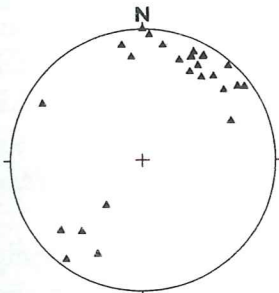
F1 $V_1=56^\circ/4^\circ$ $S_1=0.464$ $S_2=0.424$ $S_3=0.112$



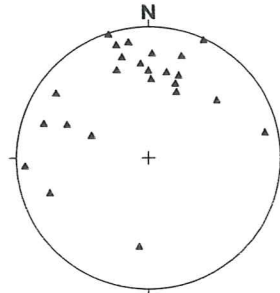
F6 $V_1=2^\circ/10^\circ$ $S_1=0.512$ $S_2=0.354$ $S_3=0.134$



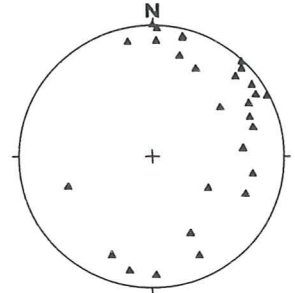
F12 $V_1=153^\circ/20^\circ$ $S_1=0.537$ $S_2=0.291$ $S_3=0.171$



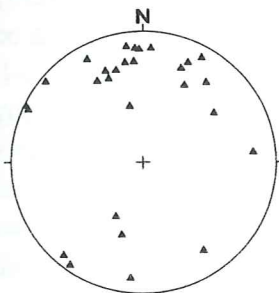
F2 $V_1=29^\circ/8^\circ$ $S_1=0.790$ $S_2=0.128$ $S_3=0.081$



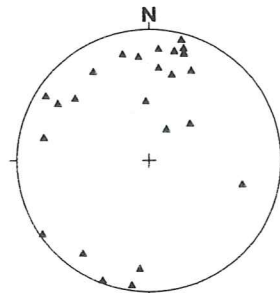
F7 $V_1=354^\circ/28^\circ$ $S_1=0.635$ $S_2=0.280$ $S_3=0.085$



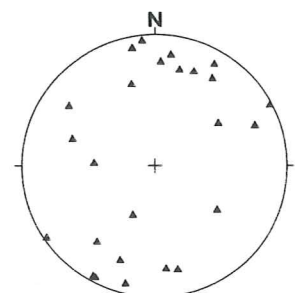
F14 $V_1=35^\circ/10^\circ$ $S_1=0.626$ $S_2=0.308$ $S_3=0.066$



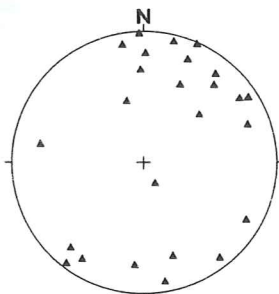
F3 $V_1=359^\circ/17^\circ$ $S_1=0.651$ $S_2=0.228$ $S_3=0.121$



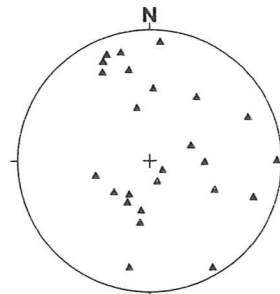
F8 $V_1=7^\circ/20^\circ$ $S_1=0.666$ $S_2=0.221$ $S_3=0.113$



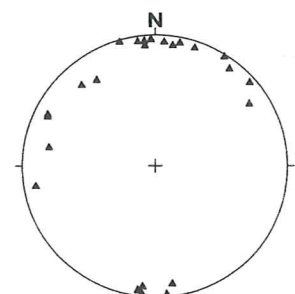
F15 $V_1=19^\circ/4^\circ$ $S_1=0.610$ $S_2=0.221$ $S_3=0.169$



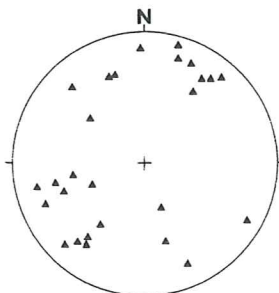
F4 $V_1=21^\circ/9^\circ$ $S_1=0.632$ $S_2=0.234$ $S_3=0.133$



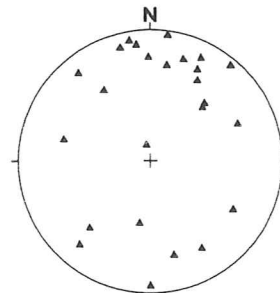
F9 $V_1=44^\circ/84^\circ$ $S_1=0.433$ $S_2=0.373$ $S_3=0.194$



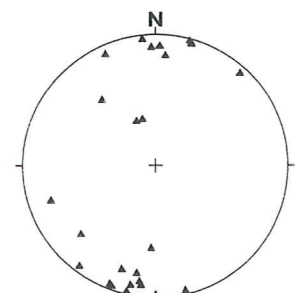
F25 $V_1=3^\circ$ $S_1=0.728$ $S_2=0.253$ $S_3=0.019$



F5 $V_1=215^\circ/12^\circ$ $S_1=0.531$ $S_2=0.322$ $S_3=0.147$



F10 $V_1=9^\circ/14^\circ$ $S_1=0.611$ $S_2=0.215$ $S_3=0.175$



F26 $V_1=190^\circ/1^\circ$ $S_1=0.773$ $S_2=0.169$ $S_3=0.058$

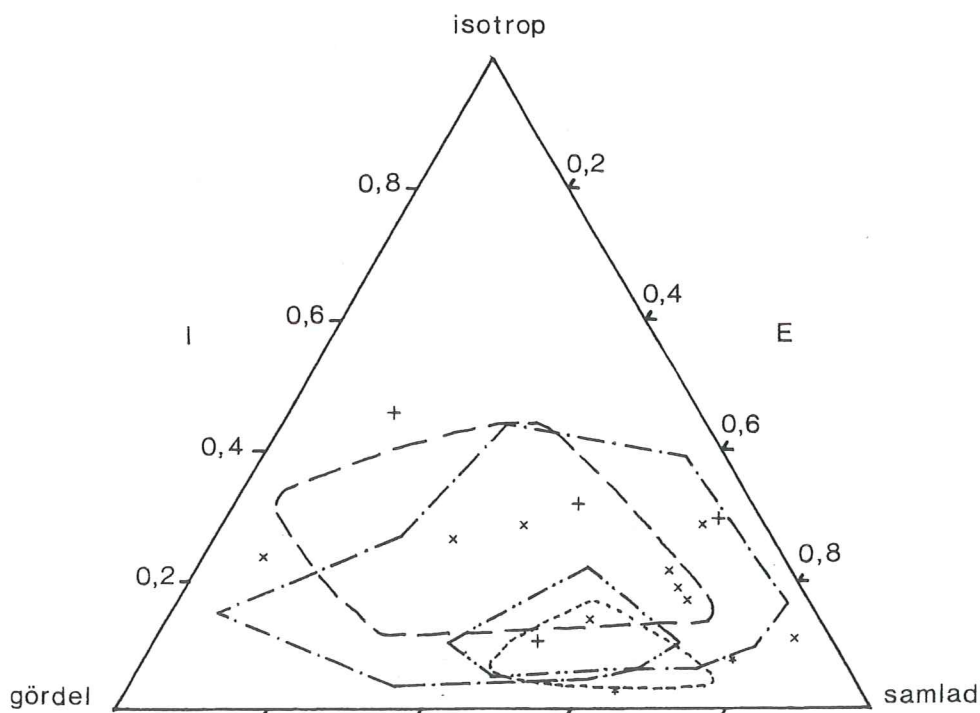
skärningens längdriktning, av 20 cm plankors-skiktad sandfacies med lagertjocklekar på ca 3-5 cm (Sp_c).

I enhetens östra del övergår de sandiga-grusiga facies uppåt i kraftigt deformerad sand och utdragna diamikta sliror. I denna del av skärningen överlagras och sidolagras de sandiga-grusiga facies av bimodal till diamikt facies, vilka innehåller massiv eller laminerad silt till finsand med deformationsstrukturer, samt vittringsgrus och stenar och block av ovittrat kantigt och vittrat, lokalt material (SiS(def)/G). Bergartsanalyser för enhet II (prov 21 och 22, figur 9) visar att bergartsspektrat inte har förändrats jämfört med enhet I a och I b, däremot är proportionerna något modifierade. Urbergsandelen minskar något i enhet II i förhållande till enhet I b. För övrigt finns en ökad andel paleozoisk kalksten i det undre provet och en ökad andel kambrisk sandsten i det övre provet.

4.2.3 Enhet III

Enhet III är 5 m mäktig och avslutar skärningen upp till markytan. Den består av både heterogena och homogena diamiktoner. Enhetens undre gräns utgörs av en skarp kontakt med en décollementyta mot underlagrande stratifierade sandlager (figur 13d). Över denna yta finns en 1-3 cm tjock zon av strukturlös, homogeniserad sand, som i sin tur övergår i en heterogen zon av sandig diamikton (D(S)mm) med innehåll av utdragna sliror och fläckar av sand (figur 13e). I underdelen av diamiktonen, vid 15 m i skärningens längdriktning, samt vid uppföljning av kontaktytan ca 5-10 m väster om skärningen, hittades också deformerad sand som bildar liggande veck rotade i den underlagrande sanden.

Högre upp i enheten är den siltiga, sandiga diamiktonen massiv och homogen (D(SiS)mm), men här finns även enstaka större, något deformerade siltiga sandlager (SiS(def)). Dessa sandlager är mellan 1 och 2 m långa och



Figur 11. Berndiagram. x = enhet I a, + = enhet I b, * = enhet III.

$E = 1 - (S_2 : S_1)$ och $I = S_3 : S_1$ (se tabell 4).

----- = deformationsmorän och - - - - - = bottenmorän enligt Benn (1994)

----- = deformationsmorän och - - - - - = bottenmorän enligt Bennett et al. (1999)

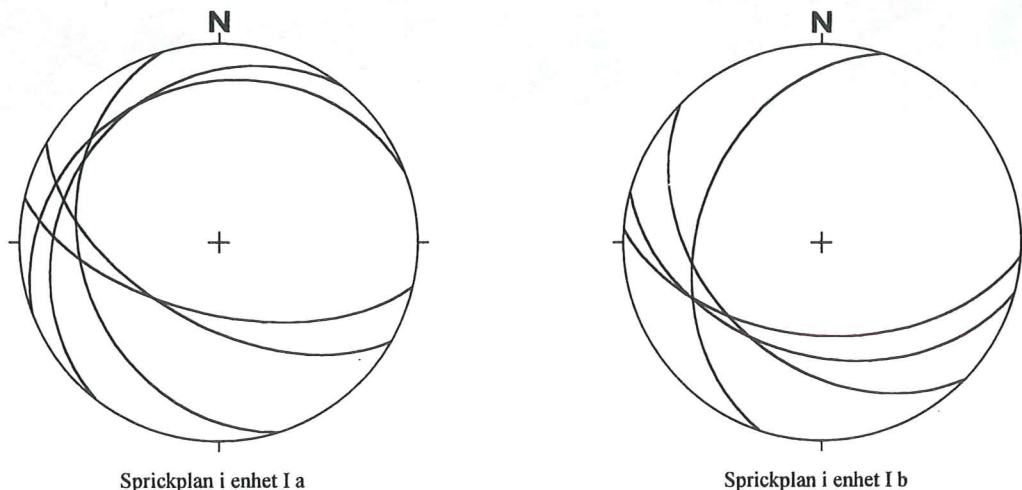
Tabell 4. Sammanställning av gjorda riktningsanalyser.

Provpunkt	V ₁	S ₁	S ₂	S ₃	I	E
F26 a-axlar	190°/1°	0,773	0,169	0,058	0,075	0,781
F25 a-axlar	3°/4°	0,728	0,253	0,019	0,026	0,652
F15 a-axlar	19°/4°	0,610	0,221	0,169	0,277	0,638
F14 a-axlar	35°/10°	0,626	0,308	0,066	0,105	0,508
F12 a-axlar	153°/20°	0,537	0,291	0,171	0,318	0,458
F10 a-axlar	9°/14°	0,611	0,215	0,175	0,286	0,648
F9 a-axlar	44°/84°	0,433	0,373	0,194	0,448	0,139
F8 a-axlar	7°/20°	0,666	0,221	0,113	0,170	0,668
F7 a-axlar	354°/28°	0,635	0,280	0,085	0,134	0,559
F6 a-axlar	2°/10°	0,512	0,354	0,134	0,262	0,309
F5 a-axlar	215°/12°	0,531	0,322	0,147	0,277	0,394
F4 a-axlar	21°/9°	0,632	0,234	0,133	0,210	0,630
F3 a-axlar	359°/17°	0,651	0,228	0,121	0,186	0,650
F2 a-axlar	29°/8°	0,790	0,128	0,081	0,103	0,838
F1 a-axlar	56°/4°	0,464	0,424	0,112	0,241	0,086

ca 1-2 dm tjocka och har formen av utdragna, något deformerade linser och de återkommer i de översta 3 metrarna i skärningen. Den översta delen i skärningen var svårtillgänglig, men har en sandigare mer heterogen textur med ett ökat inslag av sorterade sand- och grusskikt.

Riktningsanalyser från enhetens nedre del har S₁-värden på 0,73 och 0,77, med a-axelriktning åt norr respektive söder med

mycket liten stupning (F25-26, figur 10, tabell 4). Bergartsanalyser från enheten (prov 24 och 25, figur 9) har störst likhet med analyser från understa delen av enhet I. I diamiktonens understa del har överstjälppta och liggande vecks axlar uppmätts till 130° - 155° med skjuvriktning från sydväst, samt ett skjuvplan med stupning 22° åt VSV (243°).



Figur 12. Orientering av sprickplan i enhet I a och I b.



Figur 13. Enhet II och III. 13a: Grusig sandig facies i enhet II (GSm). 13b: Siltig, sandig matrix med inlagrat grus och sten av lokalt ursprung. 13c: Detalj av övre lager med fluvial sand i enhet II med intraklaster av diamikt material. 13d: Övergång mellan enhet II, fluvialt avsatt sand (Sp_c) och enhet III med decollémentyta, följt av inskuvad sand och heterogen sandig diamikton (D(S)mm) med siltfläck. 13e: Nedre heterogena diamiktonen i enhet III med inskuvade sandsliror.

5 Processtolkning

5.1 Berggrundens vittring och kontakt mot sediment

Berggrundsytan med stora kärnblock omgivna av vittringsgrus tyder på en långtgående djupvittring. Bedengraniten är relativt lättvittrad, troligen till följd av dålig kornfogning (Daniel 1992). Trots detta är den omfattande vittringen sannolikt mycket gammal. Liknande bevarade djupvittrade berggrundsområden har undersökts i södra Sverige (Lidmar-Bergström *et al.* 1997). Även på Söderåsen har troliga preglaciala berggrundsmorfologier studerats med bl.a. vittringsskal bevarade i skyddade lägen (Nyberg 1987). Grusvittring på de skånska horstarna bedöms vara av mezosoisk till tertiär ålder (Lidmar-Bergström *et al.* 1991).

Den bevarade vittringen uppe på berggrundens överyta och längsmed sprickdalen innebär att någon omfattande glacialerosion inte förekommit. Även sprickdalens trattformade morfologi skiljer sig från glacialeroderade dalformer. Den undersökta diamiktonen har till största delen avsatts direkt mot berggrundens vittringsyta och kontakten saknar den plana erosionsyta som normalt uppstår då isens bas glider över sitt underlag. Ett av kriterierna för identifiering av bottenmorän är en skarp basal erosionsgräns (tabell 1) och kontaktytan uppfyller inte detta krav på en skarp gräns mot underlaget. Samtidigt har vissa begränsade partier av de vertikala berggrundsyterna utsatts för abrasion, vilket innebär att hällytan slipats och polerats av partiklar som rört sig över ytan. Faktorer som påverkar hur omfattande abrasionen skall bli är glidhastigheten över ytan och hur stort tryck partiklarna utövar mot underlaget, det vill säga friktionen, samt partiklarnas form, hållfasthet och koncentration.

Det finns flera modeller för hur abrasion påverkas av olika faktorer (sammanställda i t.ex. Benn & Evans 1998 och Bennett & Glasser 1997). Enligt Boultons abrasionsmodell (Boulton 1974) ökar abrasionen med ökat effektivt normaltryck vid en given glidhastighet, upp till en viss gräns. Vid fortsatt

högre effektivt normaltryck ökar friktionen alltmör mellan underlaget och den klasterrika glaciärbotten, vilket medför att abrasionen snabbt avtar och övergår till deposition.

Hallets abrasionsmodell (Hallet 1981) gör gällande att det effektiva normaltrycket är oväsentligt och istället styrs abrasionen av glidhastigheten och den basala smältningen, som matar fram klaster mot underlaget. Partiklarna betraktas som hydrostatiskt flytande i isen och därför opåverkade av effektiva normaltrycket. Det tryck partiklarna utövar mot underlaget beror på isens rörelsehastighet, som tvingar partiklarna till kontakt mot underlaget. Dessutom anses abrasion och deposition ske oberoende av varandra.

Enligt Gjessing (1965) skulle mjuka glaciala erosionsformer med räfflade ytor kunna bildas subglacialt av en viskös vatten- och moränblandning med laminär strömning. Även Iverson (1995) och Hindmarsh (1996) anser att en subglacial massa av vattenmättad deformationsmorän kan ge upphov till abrasion. Iverson (1995) menar att större partiklar, omflutna av matrix med laminärt flöde, får en kontaktkraft mot underlaget genom den nedåtriktade komponenten i matrixflödet. Partiklarna kan därigenom utöva en betydande kontaktkraft mot underlaget trots ett effektivt normaltryck nära noll. Detta kan ses som en parallell till Hallets abrasionsmodell, där isen bytts ut mot matrix av finsand och silt. Enligt Hindmarsh (1996) tyder en polerad hällyta på att abrasionen till största delen skett genom finfraktioners slipverkan. Abrasionen sker till följd av mängden partiklar som nöter ytan och tycks mindre beroende av hur stor kontaktkraften är. Förhållandet att det är silt- och eventuellt lerpartiklar som är slipmedlet innebär att någon kontinuerlig frammatning av nya större partiklar inte är nödvändig för att vidmakthålla processen.

Abrasionen i sprickdalen har troligen skett genom ett flöde av moränmassa och visar att moränmassan inte bara fyllt upp, utan också strömmat genom sprickdalen. Förhållandet med mindre sprickor och håligheter i berggrunden som fyllts ut med diamiktonen tyder på att sedimentet pressats in som en viskös massa under högt tryck. Antydning av abrasion omväxlande på östra och västra bergväggen i

sprickdalen indikerar att den subglaciala deformationsmoränen rört sig som en svagt meandrande ström mellan de raka dalsidorna.

5.2 Sedimentens bildningssätt

5.2.1 Enhet I

Den homogena och massiva diamiktonen, som fyller upp sprickdalen, tolkas som en subglacial deformationsmorän. Kornstorleksfördelningen såväl som bergartsammansättningen visar på en långtgående homogenisering, vilket betyder att diamiktonen utsatts för en omfattande bearbetning och blandning. Subglacial deformation som pågått lång sträcka resulterar i en omblandning och homogenisering av sedimenten (Hart & Boulton 1991). Omblandningen beror på upprepade veckningar och utdragningar av sedimentet till följd av spänningsvariationer, bland annat till följd av skiftande materialkompetens, i deformationszonen (Boulton 1996). Homogen textur kännetecknar dock både bottenmorän och subglacial deformationsmorän och hör inte till de särskiljande kriterierna (tabell 1). En påfallande skillnad mellan bottenmorän och deformationsmorän utgörs däremot av partikelorienteringen. Bottenmorän kännetecknas av relativt höga styrkevärden med samlad orientering i isrörelseriktningen. Deformationsmoränen har vanligtvis en mer spridd orientering med lägre styrkevärden. De låga styrkevärdena i riktningssanalyserna i enhet I tyder på ett sediment med hög vattenhalt. Partiklarnas känslighet för störningar i form av spänningsförändringar ökar med vattenhalten eftersom matrix hållfasthet minskar och partiklarna har en större rörelsefrihet (Benn & Evans 1998). Förekomsten av partiklar med korta, olikriktade räfflor visar att partiklarna kunnat rotera och ändra läge under transporten. Detta indikerar att matrixmassan haft en lättdeformerad konsistens med hög vattenhalt. I Benndiagrammet hamnar flertalet av värdena från enhet I a inom ramen för en deformationsmorän (Benn 1994).

I den övre delen av enheten (I b) återfinns större stenar och gruskorn av genomvittrat material från den lokala berggrunden, det vill säga ett mycket korttransporterat material.

Även bergartsanalyserna visar på en ökad inblandning av lokalt material i enhetens övre del. Detta visar att erosionen av den lokala berggrunden påbörjas först när sprickdalen till största delen är fylld. För bottenmorän gäller att andelen lokalt material ökar mot basen, tvärt emot förhållandet i enhet I. Det sandigare partiet och sandslirorna i enhetens översta del utesluter också en tolkning av moränen som bottenmorän. De sorterade sedimenten har troligen bildats på plats genom subglaciala vattenströmmar. Sandlagrens kornstorleksammansättning tyder på att de bildats genom en ursköljning av finsand, silt och ler, vilket transporterats bort med vattenströmmen mellan isen och underlaget. Grunda, vida, subglaciala vattenflöden förekommer i kombination med deformationsmorän (Walder & Fowler 1994; Benn & Evans 1996). Avsaknaden av småskalig sprickstruktur, så kallad *fissility* är ytterligare en sak som talar mot att moränen är en bottenmorän. Först efter avlagringen har skjuvningen av diamiktonen resulterat i sprickor. De större sprickorna som når enhetens överyta indikerar en ökad skjuvhållfasthet i materialet med övergång från duktil till spröd deformation. Sprickornas listrisk form, med ökad vinkling närmst överytan, är typiska för skjuvsprickor som genomsätter ett fastare lager som vilar på ett underlag med lägre hållfasthet (Aber *et al.* 1989). Riktningen på sprickplanens stupning sammanfaller relativt väl med partiklarnas orientering och tyder på isrörelseriktning från sydväst - sydsydväst. Överytan på enhet I visar tecken på fluvial erosion, vilken skett efter skjuvtektoniken, men innan deposition av enhet II.

5.2.2 Enhet II

Enhetens sorterade textur med dominans av sand, visar på sortering och deposition från rinnande vatten. Flödes hastigheten har varit något högre till en början med en större andel grus i sedimentet, medan siltavsättning i den östra, övre delen är tecken på avtagande hastighet. Zoner med dåligt ursköljt material och intraklaster av siltig-lerig diamikton visar att materialet sannolikt inte transporterats någon längre sträcka i rinnande vatten. Snabba laterala och vertikala kornstorleksförändringar visar

inte heller på något stadigt och jämnt strömflöde. I enhetens övre del får sedimentet en mer välutvecklad fluvial primärstruktur i form av något mer utbredda lager av plankorsskiktad sand. Denna avsättning innebär ett jämnare vattenflöde.

Den laminerade finsanden och silten som fyller utrymmet mellan de större stenarna i skärningens östra del, visar på avtagande ström- hastighet med lägre hastighet nära berggrunden i öster. Stenarna har ett lokalt ursprung och har troligtvis transporterats en mycket kort sträcka från berggrundytan strax bakom skärningen. De kantiga blocken ligger i nivå med den utflackade berggrundsöverytan och det finns inget som tyder på någon närliggande ras- slutning som kunnat leverera blocken. Det kantiga materialet måste därför aktivt ha förts fram mot strömkanalen och deponerats i dess kant. Detta tyder på att vattenströmmen runnit fram i en subglacial kanal under en aktiv is, som skjuvat fram breccierad berggrund vid sin botten. Den subglaciala miljön förklarar också deformationer och diamikta inklusioner i den bättre sorterade sanden och gruset.

5.2.3 Enhet III

Den översta enhetens huvuddel tolkas som en deformationsmorän, som bildades när den subglaciala kanalen slutits. Övergången från sandigt, fluvialt avsatt sediment till en homogen massiv diamikton bildar en sekvens med décollementyta, som överlagras av en genomskjuvad zon med massiv sand. Däröver följer en heterogen zon där det lång- transporterade diamikta materialet blandats med inveckade och skjuvade sliror av det sorterade underlaget. Denna sekvens förekommer i typiska fall i deformationsmoräners undre del (Johnson & Hansel 1999). Deformations- strukturerna i den heterogena zonen är tecken på plastisk deformation. Även partikelorienteringarnas något högre styrkevärden kan sägas tillhöra bilden av en plastisk deformation, där partiklarnas rörelse- frihet är mer begränsad av horisontella skjuvskikt i ett fastare matrix. Sekvensen i sin helhet ger tydliga indikationer på att det rör sig om en deformationsmorän och inte en botten- morän. De uppmätta riktningarna på

deformationsstrukturerna i enhetens nedre del tyder på en isrörelseriktning från sydväst. Partikelorienteringarna, inmätta ca 1 m högre upp i enheten, har en något mer nord-sydlig rikt- ning.

De sandiga, horisontella linserna som förekommer högre upp i den homogena diamiktonen har troligen ett annat ursprung än de inveckade sandlagren i den nedre delen av enheten. Dessa svagare deformerade linser har troligen bildats på plats av strömmande vatten i grunda kanaler och motsvarar bildningen av sanden i övre delen i enhet I. Sandens övre del är svagt tektoniserad och inarbetad i den över- lagrande deformationsmoränen, vilket utgör ännu en typisk indikation för deformations- morän (Johnson & Hansel 1999). Det sorterade sedimentet i deformerade linser har eventuellt avsatts i ett utbrett system av sammanflätade, grunda kanaler, som enligt Walder & Fowler (1994) hör ihop med deformationsmoräner i en miljö med högt porvattentryck och små hydrauliska gradienter. Enligt en hypotetisk vertikal sekvens, beskriven av Benn & Evans (1998), kan ett sammanflätat dräneringssystem i en deformationsmorän få ett utseende som påminner om det ovan beskrivna, där sandlinser har mer eller mindre tektoniserad överyta och deformerad form. Hur mycket sandlinsens överyta har tektoniserats beror på hur stor friktion den överlagrande diamiktonen utövat på sandlagret, vilket hör samman med hur högt porvattentrycket varit. Dessutom krävs att den fortsatta deformationen inte är alltför omfat- tande i sandlinsens närhet om den ska bevaras i stratigrafin.

Enhetens översta meter avviker från den undre delen genom ett sandigare och grusigare matrix och med inslag av sorterad sand och grus. Detta tyder på ursköljning och borttran- sport av silt och ler genom grunda vattenflöden, *debris flows* och rännilar. Dessa processer har skett uppe på isytan och den allra översta delen av enheten tolkas som supraglacialt bil- dade sediment. Störningar i lagringen kan ha uppstått i samband med sista avsmältningen av död is. Lagringsstrukturen kan även ha påver- kats av markprocesser efter avlagringen.

5.3 Summering av processtolkning utifrån undersökta sediment

De främsta indikatorerna för tolkning av de två diamiktonerna i Bellinga stenbrott som deformationsmoräner är:

1. Kontakten mellan den undre diamiktonen och underlagrande berg som visar på en låg skjuvspänning med bevarad vittringsytta, det vill säga en icke erosiv kontakt. Den övre diamiktonens kontakt mot den underlagrande skjuvade sanden.
2. Homogeniseringen i den undre diamiktonen visar hög grad av omblandning. Den övre diamiktonen har en karaktäristisk undre zon med sliror av inveckad sand från det underlagrande skiktet. Detta visar på deformation med en något lägre grad av homogenisering än längre upp i diamiktonen.
3. Partikelorienteringen som visar en varierad spridning, från isotrop till relativt samlad orientering.
4. Spår av subglacial vattendränning i flacka, grunda kanaler ingår som en del av de diamikta enheterna.

Däremot saknas viktiga kriterier kopplade till bottenmorän (*lodgement till*) t.ex.:

1. En skarp erosiv kontakt mot underlaget.
2. En generellt parallell orientering av partiklars a-axlar med uppströms lutning.
3. Parallella räfflor på stenar.
4. Sprickstrukturer, *fissility*, från spröd deformation vid hopskjuvning.

I tidigare undersökningar av liknande moräner på Romeleåsen, främst från Dalby och Stenberget, har moränerna tolkats som bottenmorän, basal utsmältningsmorän eller mera generellt som basalmorän. Dessa studier har gjorts innan kriterierna för deformationsmorän hade formulerats och beskriver flera av de kriterier som är gemensamma för deformationsmorän och bottenmorän. Den allmänna termen basalmorän kan i dessa fall kanske vara mest korrekt att använda.

6 Diskussion

6.1 Den glaciala utveckling i Bellinga stenbrott

Tolkningen av sedimentens bildningssätt ger en kedja av processer knutna till en subglacial miljö under en aktiv is. Ett bevarande av djupvitträd berggrund innebär att depositionen inte föregåtts av någon omfattande glacialerosion och att transport och deposition av det diamikta sedimentet skett med mycket låg skjuvspänning mot underlaget.

Den inledande frammatningen av moränmassan kan ha skett genom *squeezing*, en process som sker till följd av tryckgradienten vid iskanten (Benn & Evans 1998). Den vattenmättade moränmassan har troligen tryckts in genom sprickdalen söderifrån och strömmat fram mellan bergväggarna. Denna inledande avsättning har följts av en subglacial skjuvning från isen som glidit in över området. Detta visas genom ökningen av lokalt bergarts-material, som effektivt blandats med det långtransporterade diamikta materialet.

Samtidigt visas en ökning av det subglaciala porvattentrycket genom att separation mellan isbas och underlag skett, varvid en subglacial dränering bildats med vattenflöde som eroderat underlaget. Högt porvattentryck underlättar erosion av lösa partiklar. Deformationsmorän förutsätter generellt ett högt porvattentryck och förekomsten av subglacialt vatten i ganska breda flöden under isen innebär att trycket från ovanliggande is motverkats av portrycket. Medan områden med subglacialt vatten skyddat underlaget från skjuvning, så har isens basala skjuvning koncentrerats till de punkter där berggrunden stuckit upp genom vattenlagret och den mjuka deformationszonen (Iverson *et al.* 1999)

När den subglaciala strömkanalen vidgas, avsätts dels ursköljda sediment genom fluviala processer, dels inskjuvat material från området bredvid kanalen. När vattenflödet så småningom avtar sluts kanalen och det sker en fortsatt deformation, först av sanden och sedan av nytillfört diamikt material. Även i denna senare sedimentationsfas bildas subglaciala,

tillfälliga grunda dräneringsstråk vilket avspeglar ett förhållande med fortsatt högt porvattentryck, med små hydrauliska tryckgradienter (Walder & Fowler 1994). Detta kan motsvara ett läge längre in under isen där isytan är flackare. Den subglaciala sedimentationen har så småningom avstannat och följts av en stagnationsfas med dödisbildning och slutlig avsmältning, vilket ses som ett supraglacialt sediment närmast markytan.

Miljötolkningen visar på en enda isframstöt med en kontinuerlig, subglacial sedimentationsmiljö under en aktiv is och en avslutande isstagnation och smältning. Den likartade bergartssammansättningen i de olika enheterna tyder på att materialtillförsel skett under en och samma transportfas. Deformationsstrukturer och fabricanalyser på olika nivåer visar på en samstämmig skjuvriktning från sydsydväst - sydväst.

6.2 Tolkningarnas konsekvenser för områdets glaciationshistoria

Den studerade lokalen visar tecken på en enda nedisningsfas och saknar spår från andra glaciationer trots det utsatta läget uppe på Romeleåsen. Lokalens höjdläge med exponering åt norr, öster och söder innebär att en eventuell läposition endast förekommit vid isrörelse från väster. Nedisningsfaser med isrörelse från nordöst och öst har förekommit i regionen enligt ett flertal tidigare undersökningar (Nilsson 1959; Lagerlund 1980; Ringberg 1988; Lidmar-Bergström *et al.* 1991; Daniel 1992) och borde ha påverkat området, som med sin placering i slutningen åt nordöst varit särskilt exponerad för sådana isrörelser. Den bevarade vittringsytan och avsaknaden av erosionsspår kan bero på att underlaget varit permafroset när inlandsisen nått området och att isen därefter varit bottenfrusen varvid dess rörelse främst har skett uppe i ismassan. Om och när den basala trycksmältpunkten uppnåtts har skjuvspänningen vid isens bas inte överstigit underlagets hållfasthet.

De nordöstliga och östliga isrörelserna hör enligt Ringberg (1987) och Lagerlund (1981) samman med deposition av bottenmorän vid Dalby, Stenberget och Boksbacke. Vid Bellinga

stenbrott saknas såväl moräntyp som riktningsindikatorer, som skulle kunna korreleras med dessa nordöstliga och östliga isrörelseriktningar.

De olika riktningsindikatorerna i Bellinga stenbrotts deformationsmoräner, i form av deformationsstrukturer och partikelorienteringar, visar på en transportriktning från sydsydväst - sydväst. Indikationer på en sydlig isrörelseriktning i senaste nedisningens slutskede har framkommit vid ett par tidigare studier på Romeleåsen, i Hardeberga stenbrott (Mattsson 1997) och stenbrottet vid Boksbacke (Ringberg 1987). Även undersökningen i Örsjö (Carlemalm 1999), 8 km söder om Bellinga stenbrott, har lett till tolkningen att en sen isrörelse skett från ett sydligt håll. Bergartssammansättningen i sedimenten vid Örsjö skiljer sig däremot något från de undersökta i Bellinga stenbrott, framförallt genom större förekomst av kretaceisk kalksten och flinta.

En jämförelse av bergartssammansättningen i de undersökta sedimenten i Bellinga stenbrott med avlagringar från området i övrigt visar en överensstämmelse med sedimenten i platålerornas kantrygg i back-

landskapet söder om Romeleåsen (Daniel 1992; Sundberg 2000). Även bergartssammansättningen i isälvsedimenten i Blentarpsfältet, norr om Bellinga stenbrott, stämmer överens med de undersökta sedimenten (Daniel 1992). Kantryggarna kring platålerorna är supraglacialt bildade i samband med stagnation av den sista isen som förekommit i området (Sundberg 2000). Isälvsavlagringarna i Blentarpsfältet har avsatts som deltan vid den sista isavsmältningen. Sannolikt tillhör deformationsmoränen i Bellinga stenbrott samma sista glaciation som dessa avlagringar. Detta innebär att sedimenten i Bellinga stenbrott deponerats vid den sista isframstöten i området, av en glaciär som haft en rörelseriktning söderifrån.

7 Slutsatser

- Moränerna i Bellinga stenbrott uppvisar en rad egenskaper, som tyder på att de bildats som subglaciala deformationsmoräner. Flera viktiga kriterier för bottenmorän (*lodgement till*) saknas.
- De ställvis abraderade vertikala hällytorna nere i sprickdalen har sitt ursprung i deformationssedimentets slipverkan. Detta visar att morängenesen har stor betydelse när räfflorna ska tolkas.
- Hela lagerföljden med två moränenheter och mellanliggande sorterade sediment tillhör en enda glaciationsfas.
- Deformationsmoränen har transporterats och deponerats av en glaciär med en rörelseriktning från sydväst - sydsydväst och tillhör den sista nedisningen i området. Tolkningen av såväl genes som isrörelseriktning i Bellinga stenbrott avviker från flertalet tidigare undersökningar på Romeleåsen.
- Tidigare kvartära nedisningar i regionen har vid Bellinga stenbrott troligen skett i form av bottenfrusen glaciär över ett permafroset underlag.

Tack

Ett stort tack riktas till min handledare Lena Adrielsson för visat tålamod och all hjälp under arbetets gång. Dessutom vill jag tacka Helena Alexandersson som bistått med både synpunkter på innehåll och praktisk datorhjälp, Gert Pettersson och Joachim Albrecht för hjälp vid analysarbete, samt Mattias Lindén för redigeringstips.

Sist men inte minst, ett tack till alla nära och kära utan vars stöd och hjälp detta arbete inte kunnat genomföras.

Referenser

- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R. & Rooney, S. T., 1987: Till beneath Ice Stream B: 3, Till deformation: evidence and implications. *Journal of Geophysical Research* 92, 8921-8929.
- Benn, D. I., 1994: Fabric shape and the interpretation of sedimentary fabric data. *Journal of Sedimentary Research* A64, 910-915.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A., 1996: The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. *Quaternary Science Reviews* 15, 23-52.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A., 1998: *Glaciers & Glaciation*. Arnold, London. 734 sidor.
- Bennett, M. R. & Glasser, N. F., 1997. *Glacial Geology: ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons, Chichester. 364 sidor
- Bennett, M. R., Waller, R. I., Glasser, N. F., Hambrey, M. J. & Huddart, D., 1999. Glacigenic clast fabrics: genetic fingerprint or wishful thinking? *Journal of Quaternary Science* 14, 125-135.
- Berglund, B. E. & Lagerlund, E., 1981: Eemian and Weichselian stratigraphy in South Sweden. *Boreas* 10, 323-362.
- Boulton, G. S., 1974: Processes and patterns of subglacial erosion. Publicerat i: *Glacial Geomorphology*, 41-87. Redaktör: D. R. Coates, State University of New York, Binghamton.
- Boulton, G. S., 1996: Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology* vol 42, no 140, 43-62.
- Carlemalm, G., 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne. *Examensarbete, Lunds Universitet, Geologiska institutionen, avdelningen för kvartägeologi*. 28 sidor.
- Daniel, E., 1992: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SV och Ystad NV. *Sveriges Geologiska Undersökning, serie Ae 99-100*, 149 sidor.
- Daniel, E., 1986: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SO/Simrishamn SV och Ystad NO/Örnahusen NV. *Sveriges Geologiska Undersökning, serie Ae 65-66*, 151 sidor.
- Delteus, Å. & Kristiansson, J., 1995: Kompendium i jordartsanalys – laboratorieanvisningar. *Quartenaria, serie B, nr1*. Kvartärgeologiska institutionen, Stockholms Universitet. 166 sidor.
- Dreimanis, A., 1989: Tills, their genetic terminology and classification. Publicerat i: *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, 17-84. Redaktör: R. P. Goldthwait & C. L. Matsch, Balkema; Rotterdam.
- Drewry, D., 1986: *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold, London. 276 sidor.
- Eyles, N., Eyles, C. H. & Miall, A. D., 1983: Lithofacies types and vertical profile models, an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30, 393-410.
- Gjessing, J., 1965: On 'plastic scouring' and 'subglacial erosion'. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 20, 1-37.
- Gustavsson, O., 1969: Isströmmar över Sydskåne. Opubl. lic. avh. Geologiska institutionen, Lunds Universitet. 96 sidor.
- Hallet, B., 1981. Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice. *Annals of Glaciology* 2, 23-28.
- Hart, J. K., 1994: Till fabric associated with deformable beds. *Earth Surface Processes and Landforms* 19, 15-32.
- Hart, J. K., 1995: Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progress in Physical Geography* 19, 2, 173-191.
- Hart, J. K. & Boulton G. S., 1991: The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews* 10, 335-350.
- Hebrand, M., Jönsson, L-O. & Waldemarsson D., 1975: Moränstratigrafisk undersökning vid Stenberget. *Uppsats 60 p, Lunds Universitet, Geologiska institutionen, avdelningen för kvartägeologi*. 42 sidor.

- Iverson, N. R., 1995: Processes of Erosion. Publicerat i: *Modern Glacial Environments I*, 241-259. Redaktör: J. Menzies, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Iverson, N. R., Baker, R. W., Hooke, R. LeB., Hanson, B. & Jansson, P., 1999. Coupling between a glacier and a soft bed: I. A relation between effective pressure and a local shear stress determined from till elasticity. *Journal of Glaciology vol 45, no 149*, 31-40.
- Johnson, W. H. & Hansel, A. K., 1999: Wisconsin Episode glacial landscape of central Illinois: A product of subglacial deformation processes? *Geological Society of America Special Paper 337*, 121-135.
- Karlgren, B. & Terne, T., 1975: Stenberget; En moränstratigrafisk undersökning. *Uppsats 60 p, Lunds Universitet, Geologiska institutionen, avdelningen för kvartägeologi*. 33 sidor.
- Lagerlund, E., 1980: Litostratigrafisk indelning av Västskånes Pleistocen och en ny glaciationsmodell för Weichsel. *LUNDQUA Report 21*, Department of Quaternary Geology, University of Lund. 120 sidor.
- Lagerlund, E., 1987: Weichselisens avsmältning från Skåne. *Svensk Geografisk Årsbok 63*, 9-26.
- Lidmar-Bergström, K., Elvhage, C. & Ringberg, B., 1991: Landforms in Skåne, south Sweden. *Geografiska Annaler 73A:2*, 61-91.
- Lidmar-Bergström, K., Olsson, S. & Olvmo, M., 1997: Palaeosurfaces and associated saprolites in southern Sweden. Publicerat i: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*, 95-124. Redaktör: M. Widdowson. Geological Society Special Publication 120.
- Mark, D. M., 1973: Analysis of axial orientation data, including till fabrics. *Bulletin of the Geological Society of Amerika 84*, 1367-1374.
- Mattsson, Å., 1997: Glacial striae, glacial sediments and Weichselian ice movements in southernmost Sweden. *Sedimentary Geology 111*, 285-311.
- Miall, A. D., 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. Publicerat i: *Fluvial Sedimentology*, 597-604. Redaktör: A. D. Miall. Canadian Society of Petroleum Geologist Memoir 5.
- Murray, T., 1997: Assessing the paradigm shift; deformable glacier beds. *Quaternary Science Reviews 16*, 995-1016.
- Nilsson, K., 1959: Isströmmar och isavsmältning i sydvästra Skånes backlandskap. *Sveriges Geologiska Undersökning, serie C 567*. Stockholm. 94 sidor.
- Nyberg, R., 1987: Vittringsformer på de skånska åsarna, speciellt Söderåsen. *Svensk Geografisk Årsbok 63*, 27-41.
- Ringberg, B., 1987: Beskrivning till jordartskartan Malmö NO. *Sveriges Geologiska Undersökning, serie Ae 85*, 147 sidor.
- Ringberg, B., 1988: Late Weichselian geology of southernmost Sweden. *Boreas 17*, 243-263
- Sugden D. E. & John B. S., 1976: *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold, London. 376 sidor.
- Sundberg, S. B., 2000. Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne. *Examensarbete, Lunds Universitet, Geologiska institutionen, avdelningen för kvartägeologi*. 22 sidor.
- Vortisch, W., 1972: Untersuchungen im Pleistozän SO-Schonens. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 94*, 35-68.
- Walder, J. S. & Fowler, A., 1994: Channalized subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology vol 40, no 134*, 3-15.
- Wikman, H. & Carsrud, L., 1985: Krossbergsinventering i Malmöhus län. Romeleåsen. *Meddelande Länsstyrelsen i Malmöhus län*. 120 sidor.

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

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 ramphoprionid 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 hyodont shark fauna from the Upper Jurassic Vitabäck Clays at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
75. Bengtsson, Fredrik, 1996: Paleomagnetisk undersökning av senpaleozoiska gångbergarter i Skåne; Kongadiabas, melafyr och kulait.
76. Björngreen, Maria, 1996: Kontrollprogram vid avfallsupplag - en utvärdering.
77. Hansson, Anders, 1996: Adaptations and evolution in terrestrial carnivores.
78. Book, Jenny, 1996: A Light Microscopy and Scanning Electron Microscopy study of coccoliths from two bore holes along the City Tunnel Line in Malmö, Sweden.
79. Broström, Anna, 1996: The openness of the present-day landscape reflected in pollen assemblages from surface sediments in lakes - a first step towards a quantitative approach for the reconstruction of ancient cultural landscapes in south Sweden.
80. Paulsson, Oskar, 1996: Sevekomplexets utbredning i norra Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
81. Sandelin, Stefan, 1997: Tektonostratigrafi och protoliter i Mårma-Vistasområdet, Kebnekaise, Skandinaviska Kaledoniderna.
82. Meyerson, Jacob, 1997: Uppermost Lower Cambrian - Middle Cambrian stratigraphy and sedimentary petrography of the Almbacken drill-core, Scania, southern Sweden.
83. Åkesson, Mats, 1997: Moränsedimentologisk undersökning och bestämning av postglacialt bildade järn- och manganmineral i en drumlinformad rygg.
84. Ahlgren, Charlotte, 1997: Late Ordovician communities from North America.
85. Strömberg, Caroline, 1997: The conodont genus *Ctenognathodus* in the Silurian of Gotland, Sweden.
86. Borgenlöv, Camilla, 1997: Vätskeinklusioner som ledtrådar till bildningsmiljön för Bølets manganmalm, Västergötland, södra Sverige.
87. Mårtensson, Thomas, 1997: En petrografisk och geokemisk undersökning av inneslutningar i Nordingrågraniten.
88. Gunnemyr, Lisa, 1997: Spårämnesförsök i konstgjort infiltrerat vatten - en geologisk och hydrogeologisk studie av Strömsholmsåsen, Hallstahammar, Västmanland.
89. Antonsson, Christina, 1997: Inventering, hydrologisk klassificering samt bedömning av hydrogeologisk påverkan av våtmarksområden i samband med järnvägstunnelbyggnation genom Hallandsåsen, NV Skåne.
90. Nordborg, Fredrik, 1997: Granens markpåverkan - en studie av markkemi, jordmänsbildning och lermineralogi i gran- och lövskogsbestånd i södra Småland.
91. Dobos, Felicia, 1997: Pollen-stratigraphic position of the last Baltic Ice Lake drainage.
92. Nilsson, Johan, 1997: The Brennvinnsfjorden Group of southern Botniahalvøya, Nordaustlandet, Svalbard - structure, stratigraphy and depositional environment.
93. Tagesson, Esbjörn, 1998: Hydrogeologisk studie av grundvattnets kloridhalter på östra Listerlandet, Blekinge.
94. Eriksson, Saskia, 1998: Morängenetiska undersökningar i klintar vid Greifswalder Bodden södra kust, NÖ Tyskland.
95. Lindgren, Johan, 1998: Early Campanian mosasaurs (Reptilia; Mosasauridae) from the Kristianstad Basin, southern Sweden.
96. Ahnesjö, Jonas, B., 1998: Lower Ordovician conodonts from Köpings klint, central Öland, and the feeding apparatuses of *Oistodus lanceolatus* Pander and *Aodus deltatus* Lindström.
97. Rehnström, Emma, 1998: Tectonic stratigraphy and structural geology of the Ålkatj-Tielma massif, northern Swedish Caledonides.
98. Modin, Anna-Karin, 1998: Distributionen av kadmium i moränmark kring St. Olof, SÖ Skåne.
99. Stockfors, Martin, 1998: High-resolution methods for study of carbonate rock: a tool for correlating the sedimentary record.
100. Zillén, Lovisa, 1998: Late Holocene dune activity at Sandhammaren, southern Sweden - chronology and the role of climate, vegetation, and human impact.
101. Bernhard, Maria, 1998: En paleoekologisk-paleohydrologisk undersökning av våtmarkskomplexet Rolands hav, Blekinge.

102. Carlemalm, Gunnar, 1999: En glacialgeologisk studie av morän och moränfyllda sprickor i underliggande sandersediment, Örsjö, Skåne.
103. Blomstrand, Malou, 1999: 1992-1998 Seismicity and Deformation at Mt. Eyjafjallajökull volcano, South Iceland.
104. Dahlqvist, Peter, 1999: A Lower Silurian (Llandoveryan) halysitid fauna from the Berge Limestone Formation, Norderön, Jämtland, central Sweden.
105. Svensson, Magnus A., 1999: Phosphatized echinoderm remains from upper Lower Ordovician strata of northern Öland, Sweden - preservation, taxonomy and evolution.
106. Bengtsson, Anders, 1999: Trilobites and bradoriid arthropods from the Middle and Upper Cambrian at Gudhem in Västergötland, Sweden.
107. Persson, Christian, 1999: Silurian graptolites from Bohemia, Czech Republic.
108. Jacobson, Mattias, 1999: Five new cephalopod species from the Silurian of Gotland.
109. Augustsson, Carita, 1999: Lapillituff som bevis för underjurassisk vulkanism av strombolikaraktär i Skåne.
110. Jensen, Sigfinn J., 1999: En silurisk transgressiv karbonatlagerföljd vid S:t Olofsholms stenbrott, Gotland.
111. Lund, Mats G., 1999: En strukturgeologisk modell för berggrunden i Sarvesvage-Luotlakko-området, Sareks Nationalpark, Lappland.
112. Magnusson, Jakob, 1999: Exploration of submarine fans along the Coffee Soil Fault in the Danish Central Graben.
113. Wickström, Jenny, 1999: Conodont biostratigraphy in Volkhovian sediments from the Mäekalda section, north-central Estonia.
114. Sjögren, Per, 1999: Utmarkens vegetationsutveckling vid Ire i Blekinge, från forntid till nutid - en pollenanalytisk studie.
115. Sälgeback, Jenny, 1999: Trace fossils from the Permian of western Dronning Maud Land, Antarctica.
116. Söderlund, Pia, 1999: Från gabbro till granatamfibolit. En studie av metamorfos i Åkermetabasiten väster om Protoginzonen, Småland.
117. Jönsson, Karl-Magnus, 2000: Sedimentologiska och litostratigrafiska undersökningar i södra Malmös kvartära avlagringar, södra Sverige.
118. Romberg, Ewa, 2000: En sediment- och biostratigrafisk undersökning av den tidigare Littorina-lagunen vid Barsebäck, SV Skåne, med beskrivning av en Preboreal klimatoscillation.
119. Bergman, Jonas, 2000: Skogshistoria i Söderåsens nationalpark. En pollenanalytisk studie i Söderåsens nationalpark, Skåne.
120. Lindahl, Anna, 2000: En paleoekologisk och paleohydrologisk studie av fuktängar i Bräkneåns dalgång, Bräkne-Hoby, Blekinge.
121. Eneroth, Erik, 2000: En paleomagnetisk detaljstudie av Sarekgångsvärmen.
122. Terfelt, Fredrik, 2000: Upper Cambrian trilobite faunas and biostratigraphy at Kakeled on Kinnekulle, Västergötland, Sweden.
123. Sundberg, Sven Birger, 2000: Vattenrening genom komplexbildning mellan järn och humusämnen - en litteraturstudie med försök
124. Sundberg, Sven Birger, 2000: Sedimentationsprocesser och avlagringsmiljö för en kantrygg kring platåleran vid Rydsgårds gods i backlandskapet söder om Romeleåsen, Skåne
125. Kjällerström, Anders, 2000: En geokemisk studie av bergartsvariationen på Bullberget i västra Dalarna.
126. Cinthio, Kajsa, 2000: Senglacial och tidigholocen etablering och expansion av lövträd på en lokal i nordvästra Rumänien.
127. Lamme, Sara, 2000: Klimat- och miljöförändringar under holocen i Sylarnaområdet, södra svenska Skanderna, baserat på analys av makrofossil och klyvöppningar.
128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydrogeologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO-simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan-African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djupvitträd sprickdal på Romeleåsen, Skåne.