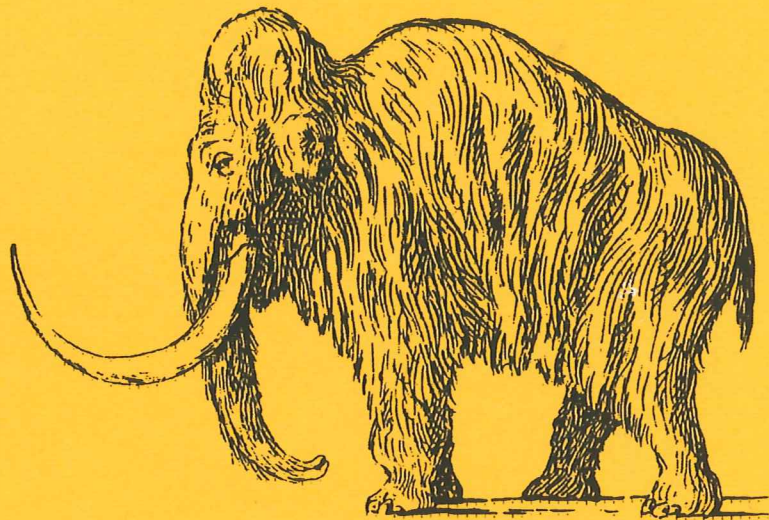


EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

Kvartärgeologi



**Morängenetiska undersökningar i klintar vid
Greifswalder Boddens södra kust, NÖ Tyskland**

Saskia Eriksson

Lunds univ. Geobiblioteket



15000

600955231

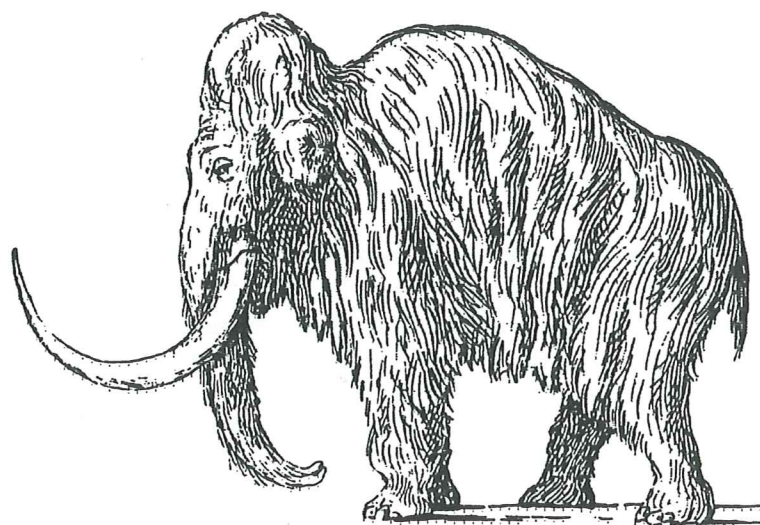
Examensarbete, 20 p
Institutionen, Lunds Universitet

Nr 94

EXAMENSARBETE I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Kvartärgeologi

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA



**Morängenetiska undersökningar i klintar vid
Greifswalder Boddens södra kust, NÖ Tyskland**

Saskia Eriksson

Innehåll

1	Inledning	2
2	Områdesbeskrivning	3
2.1	Prekvartär historia	3
2.2	Kvartär historia	4
2.3	Lokal geologi	4
3	Metoder	7
3.1	Fältmetoder	7
3.1.1	Dokumentation	7
3.1.2	Riktninganalys	7
3.1.3	Provtagning	7
3.2	Laboratoriemetoder	7
3.2.1	Kornstorleksanalys	7
3.2.2	Petrografisk analys	8
3.2.3	Riktninganalyser	9
3.3	Terminologi	9
3.4	Morängenes	10
4	Lokalbeskrivning, resultat, diskussion och lokal tolkning	13
4.1	Vierower Hafen	13
	Profilbeskrivningar	13
	Lokal tolkning	24
4.2	Loissin	25
	Profilbeskrivning	25
	Lokal tolkning	26
4.3	Grosses Holz	26
	Profilbeskrivning	26
	Lokal tolkning	27
5	Borrprotokoll	29
6	Sammanfattande tolkning	30
7	Zusammenfassung	32
	Tack	33
	Referenser	34
	Bilaga 1 (tabell 1-4)	
	Bilaga 2 (foto 1-12)	

Till genetical investigations along the southern cliffs at Greifswalder Bodden, north-eastern Germany

SASKIA ERIKSSON

Eriksson, S. 1998: Till genetical investigations along the southern cliffs at Greifswalder Bodden, north-eastern Germany. Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet - Kvärtärgeologi, nr 94. 35pp.

Saskia Eriksson, Department of Quaternary Geology, Lund University, Sölvegatan 13. S-223 62 Lund, Sweden

Coastal cliffs on the southern coast of Greifswalder Bodden, NE Germany, has been studied in detail at representative sections with lithological and structural mapping, clast fabric and sampling for grain size distribution and rock composition analyses. Three genetically different diamict units I, II and III were distinguished. Unit I and II consists of mainly massive, sandy diamicton while the uppermost unit III is a complex of beds of diamicton and sorted sediments. The contact between unit I and II is gradual and indicated principally by changes in the diamictons colours, density and deformation structures. The lowermost unit I is interpreted as lodgement till and fabric data indicates ice flow directions from the E and NE. In unit II lack of signs of deformation, erosion or shearing together with lesser density suggests in-

terpretation as subglacial melt-out till. Fabric data from this unit illustrates the last ice flow direction from ENE. The petrographical composition which indicated "N-NE-type" remained almost constant throughout all sections. The complex unit III consists of flow till, glaciolfluvium and glaciolacustrine sediments which can be found in a supraglacial environment. By that unit III represents also the latest deglaciation phase in the area. All collected results indicate that the diamict units outcropping in the cliffs has been formed during only one single glacial event during the Late Weichselian followed by the final deglaciation of the area.

Keywords: Late Weichselian glacial sediments, clast fabric, lodgement till, melt-out till, flow till

1 Inledning

Detta examensarbete genomfördes inom ramen av NRF projektet "Anomala isrörelser i NV Polen och NÖ Tyskland under Weichselisens avsmältning och deras paleoklimatiska implikationer". Arbetsgruppen som består av svenska, polska och tyska forskare under ledning av Erik Lagerlund försöker att rekonstruera den sista istidens förlopp för södra Östersjöområdet (Lagerlund *et al.* 1995). Vid försök att korrelera litostratigrafier runt södra Östersjön med varandra stötte man på flera hinder. Flera av dessa kan finnas i avvikelser i metodiken och i tolkningen av sedimenten. På så sätt har olika deglaciationsmodeller för SenWeichsel tagits fram. Att på nytt tolka och omvärdera respektive länders data och att undersöka nya lokaler har varit en del av gruppens uppgift. Detta samarbete gav mig möjlighet att under sommaren 1997 i detalj kunna studera några kustklingor vid södra kusten av Greifswalder Bodden vilken är en havsvik till Östersjön i nordöstra Tyskland i regionen Mecklenburg-Vorpommern (figur 1). Handledare för mitt arbete var Erik Lagerlund. Förslaget om undersökningsområde kom från doktoranden Kay Krienke vid universitetet i Greifswald.

Norra kusten av Greifswalder Bodden bildar ön Rügen som med sina välkända tektoniserade kritklingor dragit mycket uppmärksamhet till sig även i forskningshänseende. Den södra kusten har däremot mest blivit dokumenterad för erosionens påverkan och där med tidigare bara varit i naturgeografernas fokus. En kartering av kustklingornas olika litologiska enheter genomfördes på uppdrag av "Geologisches Landesamt" för Meck-

lenburg-Vorpommern i Schwerin av Schulz (1992). En moränenhet som överlagrade glaciolaustrina, interstadiala sediment urskiljdes. Förutom denna mycket ytliga kustartering fanns det inga publicerade kvartärgeologiska undersökningar av kustklingorna i fråga. Enligt muntlig information från forskarna i Greifswald representerade kusten möjligen två glaciala perioder med en isfri period emellan.

Huvudmål i min uppgift var att försöka reda ut om det fanns indikatorer i klingorna för två glaciala perioder eller om det möjligen bara var frågan om en enda glacial period samt att tolka moränenhetens/enheternas genes. Under vintern 1995 hade stormar åstadkommit en ny friläggning av kusten som skapade ideala förutsättningar för studier av de olika litologiska enheterna. Efter en inledande översiktlig kartering av kustens sedimentenheter valdes tre lokaler ut för närmare undersökning. Tyngdpunkten lades härvid på en moränkskäring vid Vierower Hafen. I studien av de "färska" kustklingorna ingick noggrann dokumentation av de litologiska enheterna med hjälp av vedertagna metoder. Fabricanalys, som ingick i undersökningsmetoderna hade t ex aldrig använts i området tidigare (Peterss 1995). Eftersom studier av "Leitgeschiebe" (tyska för ledblock) utgör en betydande del inom den tyska moränstratigrafien bestod en deluppgift i att analysera grusets bergartssammansättning för att möjliggöra en behandling av datan enligt tyska normer om så önskas. Sammanställning, bearbetning och sluttolkning av fältdatan skedde under hösten -97 och våren -98.

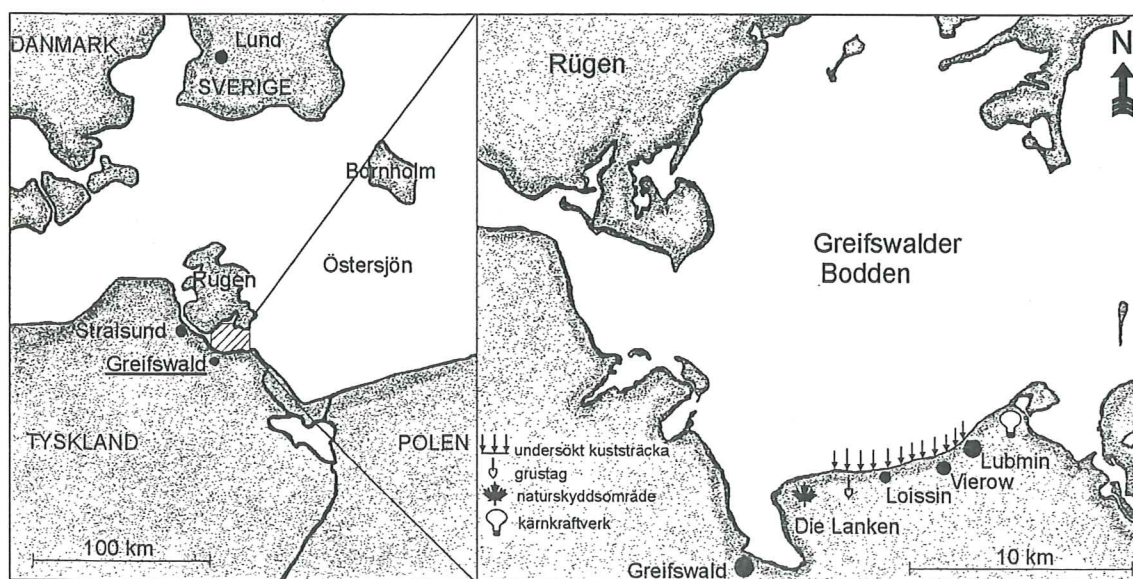


Fig. 1. Karta över undersökta kustens sträckning och dess geografiska läge.

2 Områdesbeskrivning

Arbetet inleds med en 1dags-exkursion under ledning av Joachim Albrecht i det nordtyska länet Mecklenburg-Vorpommern. Exkursionen kunde anses som en introduktion till den regionala kvartära historien (figur 2).

2.1 Prekvartär historia

Källmaterialet till följande avsnitt hämtades om inget annat anges från Reinickes (1989) geologiska beskrivning av Greifswalder Bodden och kartbladsbeskrivningen till den geologiska översiktskartan (1:500.000) över regionerna Mecklenburg-Vorpommern (Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern 1994).

Undersökningsområdet ligger i regionen strax söder om Tornquist linjen på den unga och tektoniskt instabila västeuropeiska plattformen. Regionen genomkorsas av flera tektoniskt aktiva zoner. Hela områdets berggrund tektoniserades under den kaledoniska orogenesis vilken avslutades under Silur. Denna veckade berggrund utgjorde basen till mäktiga karbonska terrestriska sediment i form av konglomerat, sand- och siltstenar samt tunna kolflötsar. De yngsta av dessa sediment återfinns man på 4000 m djup i undersökningsområdet. Under den första delen av Perm d v s Rotliegendes, bildades vid sidan om terrestra sediment också porfyryr till följd av en ökad vulkanisk aktivitet. Mäktigheten på dessa vulkaniter når upp till 100 m. I den senare delen av Perm nådde Zechsteinha-

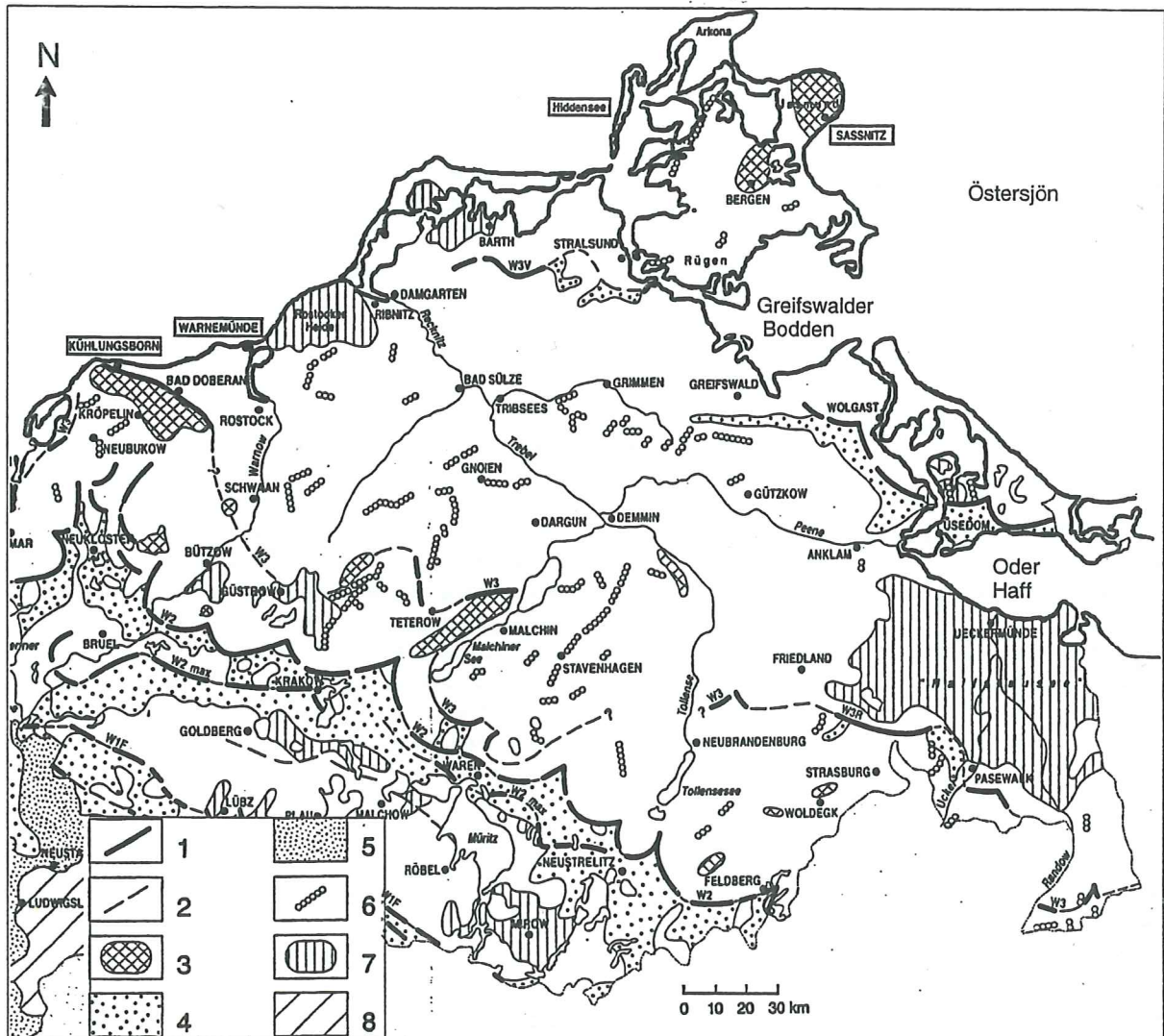


Fig. 2. Översiktskarta visar några av Mecklenburg-Vorpommerns kvartära morfologiska strukturer enligt Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern (1994). 1-huvudrandläge (W3/W3R=Mecklenburgstadiet, W2=Pommerska stadiet, W1F=Frankfurtstadiet), 2-randläge med osäker sträckning, 3-"push moraine" komplex, 4-sandur, 5-urströmdalar, 6-åsar, 7-issjösediment, 8-moränplatå (Saale).

vet in över området. Det resulterade i cykliskt avsatta sediment i form av siltsten, sandsten, kalksten, dolomit, anhydrit och salt. En ur oljeprospekteringsynvinkel sett mycket intressant reservoarbergart, en alg-oolith-dolomit, uppstod också under samma tidsperiod. Zechsteinsedimentens mäktighet kan nå upp till 700-800 m i undersökningsområdet. Evaporiterna kunde under senare tektoniskt aktiva perioder ge upphov till olika geologiska formationer som t ex salt diapirer.

Under mesozoikum, Trias, Jura och Krita, avsattes 1600-1800 m mäktiga sediment, utav vilka enbart Buntsandstein ensamt utgör 750 m. Också de övriga triassiska sedimenten Muschelkalk och Keuper samt sand- och siltstenar ifrån undre Jura, Lias, är representerade i området. Sediment från mellersta och övre Jura samt undre Krita saknas i området. Däremot bildar skrivkritan och kalkmargeln ifrån den övre Kritan upp till 500 m mäktiga lagerenheter. Ofta finner man pleistocena sediment direkt ovanpå den kretaceiska berggrunden. De sedimentära tertiära lagren i form av silt- och sandstenar eroderades bort under efterföljande istider.

2.2 Kvartär historia

På sin väg söderut passerade inlandsisarna regionerna Mecklenburg och Vorpommern under de tre stora kallperioderna Elster, Saale och Weichsel. Vid varje ny isframryckning utsattes de äldre sedimenten för storskalig erosion och redeposition. De glaciala avlagringarnas läge och mäktigheter är kända genom talrika borrhningar i området (Rühberg & Bremer 1995). Moränerna urskiljs huvudsakligen med hjälp av grusräkning enligt TGL 25232 (1980) som infördes av Cepek (1972). Grusräkningsdatan åskadliggörs i form av ett triangeldiagram.

De äldsta glaciala sedimenten i Mecklenburg-Vorpommern tillhör Elster (E) och utgörs av en mörkgrå delvis brunfärgad morän med hög andel av flinta (Müller *et al.* 1995). Moränen (E) ligger inbäddad i fluviatila och glaciolakustrina sediment. Dessa sediment finns bevarade i upptill 500 m djupa rännor som tillhör tektoniskt aktiva zoner. Efter interglacialen Holstein överskreds området på nytt av en inlandsis från norr som växte sig fram ner till regionerna Sachsen och Thüringen i södra Tyskland. Saaleistiden underindelas här i två olika glacialstadier: Drenthe och Warthe. Drenthe-(S1) och Warthemoränen (S2) kan uppträda i två olika skepnader, dels med en grön eller grågrön färgning med en hög andel av tertiära leror och en grussammansättning med höga andelar nordisk kristallin, krita, flinta och paleozoiska skiffer, dels med en gråbrun till rödbrun färgning med en grussammansättning med höga andelar av paleozoiska kalkstenar, dolomiter och fattig på sandstenar. Den

sistnämnda sammansättningen tyder på en materialtransport från ost. Interglaciala marina sediment från Eem hittar man bara i dagens kustområden. I övriga delar av regionen representeras denna värmeperiod av limniska och organiska sediment.

Den yngsta istiden, Weichsel, underindelas med hjälp av geomorfologiska indikatorer och grusräkning i tre stora kallfaser, stadialer, även om det saknas interstadiala sediment mellan de olika Weichselmoränerna (Müller *et al.* 1995). Weichselmoräner skiljer sig i deras grussammansättning från Elster och Saale genom den höga halten av paleozoiska skifferar.

Mecklenburgs och Pommerns relief präglades under denna istid av stora israndsbildningar (figur 2) som höjer sig upp till 120 m och som sträcker sig i riktning NV-SÖ fram till floden Oder, där det sker en riktningsändring mot V-Ö och slutligen mot SV-NÖ när randbildningen fortsätter in över polskt territorium. Mellan ändmoränerna befinner sig ett sjöbälte med många smältvattensformer. Glaciären som tillhör den första fasen (W1) nådde längst söderut och lämnade en stor ändmoränbildning vid Brandenburg efter sig. Frankfurt-randläget som befinner sig norr om det förra anses vara en relik efter en stagnationsfas och anses tillhöra samma glaciärfas (W1). Därefter drog sig glaciären tillbaka till Östersjöbäckenet innan den nya glaciären (W2) nådde fram till sitt Pommerska randläge. Moränens mäktighet efter denna glaciär är den största av alla tre Weichselisarna. I de centrala och nordvästra delarna av Mecklenburg har man dessutom delat moränen i en äldre (W2u) och en yngre del (W2o).

Den sista kallfasens historia (W3) i norra Tyskland är mycket omdiskuterad. För denna period saknas ett distinkt randläge som det vid Brandenburg och det Pommerska. Norr om det Pommerska randläget förekommer ett flertal mindre randbildningar men som är svårare att korrelera med varandra. Man urskiljer en Mecklenburg stadial med en egen moränenhet. Till denna stadial räknas ändmoränbildningen vid Rosenthal i sydöstra Mecklenburg-Vorpommern. Under isens deglaciation skedde det flera mindre oscillationer. Dynamiken och utbredningen av framryckningarna är i dag omstridd. Komplexiteten i norra Tysklands moränstratigrafi visas exempelvis genom nyare undersökningar från ön Rügen, där inte mindre än 9 (11) distinkta moränenheter urskiljdes (Panzig 1995, 1991).

2.3 Lokal geologi

Vid gränsen tertiär/kvartär utgjordes undersökningsområdet av fastland. Om det preglaciala landskapets geomorfologi finns ingen information. Den sista nedisningen, närmare bestämt den Pom-

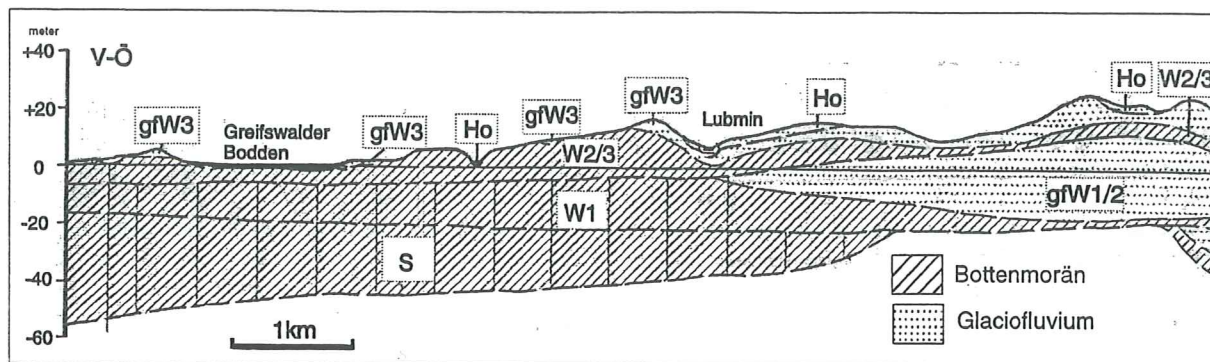


Fig. 3. Kustnära tvärprofil som baserar sig på borrhningar visar de kvartära lagrens mäktigheterna i undersökningsområdet enligt VEB Kartographischer Dienst Potsdam (1983). S=Saale, W1=Brandenburgstadiet, W2/3=Pommerska stadiet/Mecklenburgstadiet, Ho=Holocene, gf=glaciofluvium.

merska stadialen, satte prägeln på landskapets former. Topografin söder om Greifswalder Bodden utmärker sig genom en svagt vågig relief med 10-20 m ö h. Bara några enstaka kullar höjer sig över den i övrigt flacka terrängen. "Hoher Berg" (tyska för hög kulle) 2,5 km söder om Lubmin utgör med 48 m ö h den högsta punkten i området. I tidigare stratigrafiska arbeten försökte man att sammanföra kullarna till en ändmoränlobus tillhörande "Mittlärugener Zwischenstaffel" (Niedermeyer *et al.* 1987). Däremot lämnar man, t ex på den senaste geologiska kartan (Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern 1994), höjdernas genes öppen igen och beskriver området som endast tillhörande ett bottenmoränområde.

Undersökningsområdet befinner sig långt norr om de Brandenburg-, Frankfurt- och Pommerska randlägena och räknas även till regionerna som överskreds av isen under det Mecklenburg stadiet. Sålunda skulle möjligheten finnas att finna moräner och sorterade glaciala sediment från W1, W2 (W2u och W2o) och W3.

I samband med prospekteringen efter kolväteförande lager i anslutning till saltstrukturer och förundersökningar för placeringen av kärnkraftverket öster om Lubmin genomfördes ett antal borrhningar i området som resulterade i ett antal geologiska tvärprofiler över de kvartära lagerens mäktighet i området (figur 3). De kvartära sedimenten når upp till en mäktighet av 70 m i området mellan Greifswald och Lubmin. Basen för de kvartära sedimenten ligger på -50 m ö h. Orsaken till denna mäktighet är en tektonisk störningszon (Dargibeller-Möckower-Grabenstruktur) i NNW-SSÖ riktning. Många av de tidigare glaciala sedimenten skjöts upp och staplades över varandra.

Området utgör den södra kusten av Greifswalder Bodden som befinner sig i ett regionalt aktivt tektoniskt sänkområde. Med en yta på 514 km² utgör Greifswalder Bodden södra Östersjöns största havsvik. Reliefen tillåter en tvådelning i en flackare västra del med genomsnittliga vattendjup på 6-8

m och i en östlig del med öppningen mot Östersjön, ett område med sänkor och höjder där vattendjupet varierar mellan 2 och 13 m.

Boddens bildningshistoria är idag fortfarande inte entydig. Ett av förslagen är att Greifswalder Bodden antas vara en stor dödisbildning från sista istiden. Ett annat alternativ är att havsviken formades genom fluvial erosion redan under tidig pleistocen. Det är i alla fall oomstritt att den aktiva isen lämnade mycket dödis bakom sig under deglaciationsperioden. Sedan fylldes bäckenet med diamikt och sorterat material från dödisen under SenWeichsel och en bit in i Holocen. De mäktiga sandlagren i Lubminer Heide som bildar kustområdet öster om Lubmin är relikter ifrån denna period.

Boddenområdet utgjordes av fastland fram till Litorinatransgressionen. Den första transgressionen (cirka 7.500 BP) gjorde bara liten påverkan. Inte förrän den andra (cirka 4.000 BP) nådde vattnet dagens kustlinje. Efter en mindre regression balanserade vattennivån sig till dagens nivå vid 2.000 BP. Vattenintrånget utsatte kusten direkt för erosiva krafter som är aktiva annu idag. Det fin-kornigare materialet transporteras bort med hjälp av kustparallella strömmar och ackumuleras sedan i lugnare vattenområden där sandrevel t ex "Gahlkower Haken" eller sandbankar kan bildas. Transportriktningen styrs till stor del av dominerande västliga vindar. Sandklintar öster om Lubmin är starkare påverkade av kusterosionen än moränklintar som befinner sig väster om Lubmin. Anläggningen av hamnen i Vierow, väster om Lubmin, den cirka 100 m långa träbryggan i Lubmin och anläggning av en utloppskanal för kylvattnet från kärnkraftverket öster om Lubmin avlänkar de kustparallella strömmarna. En naturlig sandtillförsel är därför nästan omöjlig.

Strandens regression vid Lubmin har länge uppmärksamats. 1 km väst om Lubmins träbrygga åskadligger erosionen i form av ett 34 m³ stort granitblock ute i vattnet. "Teufelsstein" (tyska för djävuls sten) befann sig 1992 36 m ifrån strandkanten. 1909 befann sig blocket fortfarande på

stranden, vilket ger en genomsnittlig erosion av 0,43 m/år. Men som om det inte vore nog så skedde mellan 1974 och 1988 en plötslig ökning av erosionen. Under denna tidsperiod försvann 12 m av stranden. Det föranledde till ytterliggare åtgärder utöver de tidigare anlagda vågbrytande pålarna. Det spolades 100 m³/strandmeter marin sand över en 1,7 km lång sträcka och därmed erhöles en 45 m bred strand. Tyvärr minskades bredden igen bara inom loppet av ett år med 17 m (Schulz 1992).

Även om moränklintarna är mindre utsatta för erosion så utgör oregelbundet men ständigt återkommande högvattentillfällen huvudsakligen förorsakade av vinterstormar ett hot. Erosionen sker ut med svaghetszoner som anläggs huvudsakligen i frostsprickor. Stora sjok av material kan på så sätt bryta sig loss. De finare fraktionerna, sand, silt och ler, förs efterhand med vattnet bort från kusten. De grövre fraktionerna, grus, sten och block, finns som residual vid stranden och bildar ett skydd mot vågerosionen.

3 Metoder

3.1 Fältmetoder

3.1.1 Dokumentation

För att få en övergripande överblick karterades i inledningsskedet den 8,6 km långa kuststräckan mellan Lubmin och naturskyddsområdet "Die Lan-ken" vid Greifswalder Bodden (figur 1). Avstånden stegades ut och de stora litologiska enheterna ritades upp (längdskala 1:5000, höjdskala 1:200) och beskrevs skriftligt. Intressanta sektioner fotodokumenterades. I samråd med min handledare Erik Lagerlund valde jag sedan klintavsnitten väster om Vierower Hafen som primärt undersökningsområde. Det bestämdes lämpliga avsnitt för noggrann dokumentation och riktningsanalyser.

Inledningsvis behövde några av sektionerna renasas. Den manuella rensningen var mycket tidskrävande p g a hårdheten i det diamikta materialet orsakad av uttorkning. För att underlätta dokumentationen och den efterföljande riktningsanalysen spände jag efter avslutad rensning ett rutnät bestående av spikar och tråd över skärningen (foto 5, bilaga 2:3). Sidlängden av varje ruta mätte 1 m. Utsättningen av nätet gjorde jag med hjälp av måttband, 4 m lång mätstock, tumstock, vattenpass och klinometer. Uppmätningen gjordes i förhållande till havsnivå och klintens överyta. Skärningar uppritades i skala 1:20 och 1:10, samt fotograferades. Deras litologiska och strukturella egenskaper antecknades detaljerat. Beskrivningarna kompletterades under fortlöpande fältarbete.

3.1.2 Riktningsanalys

Att mäta gruspartiklars rumsliga orientering i diamikt material, s k fabric, är en av dagens mest användbara metoder för bestämning av forna isrörelseriktningar och används även som ett kvantitativt verktyg för att identifiera moränernas genes (Bennett & Glasser 1996; Lowe & Walker 1997).

Det ställs speciella krav på analysens utförande, t ex krävs det data av minst 25 partiklar per analys. Också för partiklarnas form finns det riktvärden. Den längsta axeln (a-axeln) skall vara minst 2 cm lång och förhållandet mellan den intermediära b-axeln och a-axeln får inte underskrida förhållandet 1:2. För att kunna förutsätta att partiklarnas orientering motsvarar deras individuella, fria rörelseriktning under depositionsprocessen skall fabric genomföras på partiklar i matrixstödda sediment (Dowdeswell & Sharp 1986).

Totalt 19 fabricanalyser genomfördes i två skärningar, profil A och profil B, vid Vierower Hafen.

I profil A utfördes 6 analyser. Ytterligare 13 analyser genomfördes i profil B. Det vertikala avståndet mellan de enskilda analysnivåerna valdes till 0,5 m eller 1,0 m. I profil B utfördes dessutom 5 parallella analyser med ett inbördes horisontellt avstånd av 1,5 m (foto 6, bilaga 2:3). Inledningsvis grävdes en horisontell hylla fram som var 50 cm lång och 30 cm bred och som utgjorde basen för analysarbetet. Det vertikala undersökningsdjupet begränsades sedan till 15 cm. I de fall där det önskade antalet partiklar inte kunde uppnås, utökades undersökningsområdet i horisontellt led men med högst 20 cm. A-axelns orientering och lutning uppmättes med hjälp av en kompass som var utrustad med en klinometer. De tre axlarnas längd uppmättes och partiklarnas bergartstyp noterades. Förutom de innan redovisade fabricanalyserna utfördes riktningsanalyser på sedimentära strukturer och räfflade stenar.

3.1.3 Provtagning

I båda huvudskärningarna, profil A och B, togs sedimentprov med inbördes 0,5 m avstånd. Provtagningsnivåerna sammanföll också med nivåerna för riktningsanalysen. Utöver provtagningen i Vierower Hafen skedde provtagning på utvalda ställen på kustklintarna i Loissin och Grosses Holz. Sammanlagd togs 26 prover för kornstorlek- och petrologisk analys. En del av provmaterialet som var avsett för bergartsanalys våtsiktades redan i fält med en 2,0 mm sikt. I tabell 1, bilaga 1:1 redovisas provtagningsnivåer och en sammanställning av de analyser som utfördes på respektive prov.

3.2 Laboratoriemetoder

3.2.1 Kornstorleksanalys

På 24 av de 26 tagna fältproverna genomfördes kornstorleksanalyser i jordartslaboratoriet i Lund enligt Talme & Almén (1975). Fraktioner <0,063 mm bearbetades med hydrometeranalys, fördelningen av fraktioner >0,063 mm fastställdes genom torrsiktning i skakapparat. Datan ur båda analysmetoderna sammanställdes och bearbetades med hjälp av dataprogrammet "M-Korn" och redovisas i tabell 3, bilaga 1:2. Den grafiska framställningen av kornstorleksfördelningen gjordes i dataprogrammet "Delta-Graph".

3.2.2 Petrografisk analys

På 25 av de 26 fältproverna genomfördes en petrografisk analys av grusfraktionen (tabell 1, bilaga 1:1). Per prov analyserades som minst 194 och som mest 1076 gruskorn. I genomsnitt räknades cirka 600 partiklar per prov. Provmaterialet delades först in i fyra fraktioner: 2,8-4,0 mm, 4,0-5,6 mm, 5,6-8,0 mm och 8,0 mm. I den sistnämnda gruppen är antalet partiklar mycket lågt.

Urskiljningen av de olika bergartstyperna skedde med hjälp av ett mikroskop och 10%-ig saltsyra. Alla gruspartiklar som inte utan tveksamhet kunde gruppindelade i det första skedet testades på deras reaktion med 10%-ig saltsyra. Hårdheten testades med en stål nål. För att underlätta identifieringen skapades med hjälp av en tång färskta brottytor.

Vid gruppindelningen valdes ett eget schema som baserade sig huvudsakligen på bergarternas ålder och deras närhet till närmaste fasta klyft vilket kan ge information om transportvägens riktning (figur 4). Även om indelningen avviker något ifrån den tyska standarden TGL 25232 (1980), t ex så bildar Dolomiten där en självständig grupp,

möjliggör datan fortfarande en senare statistisk bearbetning enligt den tyska metoden. Sorteringen skedde i följande grupper:

1. *Kristallint urberg*. - Till denna stora grupp hör sura och basiska plutoniter, vulkaniter och metamorfa bergarter. Förutom permiska rombporfyrier är de flesta andra bergarter i gruppen av prekambrisk ålder. Deras närmaste klyft ligger långt från undersökningsområdet. Men deras litologi tillåter i jämförelse med sedimentära bergarter en längre transport med flera omlagringar.

2. *Kvartsitisk sandsten*. - Till denna grupp räknades röda och violetta sandstenar. De antas vara av prekambrisk ålder, närmare bestämt tillhöra Jontium. I fast klyft finns Jotnisk sandsten bl a norr om Gotland och i Bottenhavet och dess förekomst kan härmed tyda på en materialtransport ifrån nordost. Därför lyfts bergarten ur gruppen med övriga sand- och siltstenar.

3. *Paleozoisk kalksten*. - Också denna grupp är starkt representerad i antal. Även om kalkstenarna kan uppträda i många olika skepnader så är de

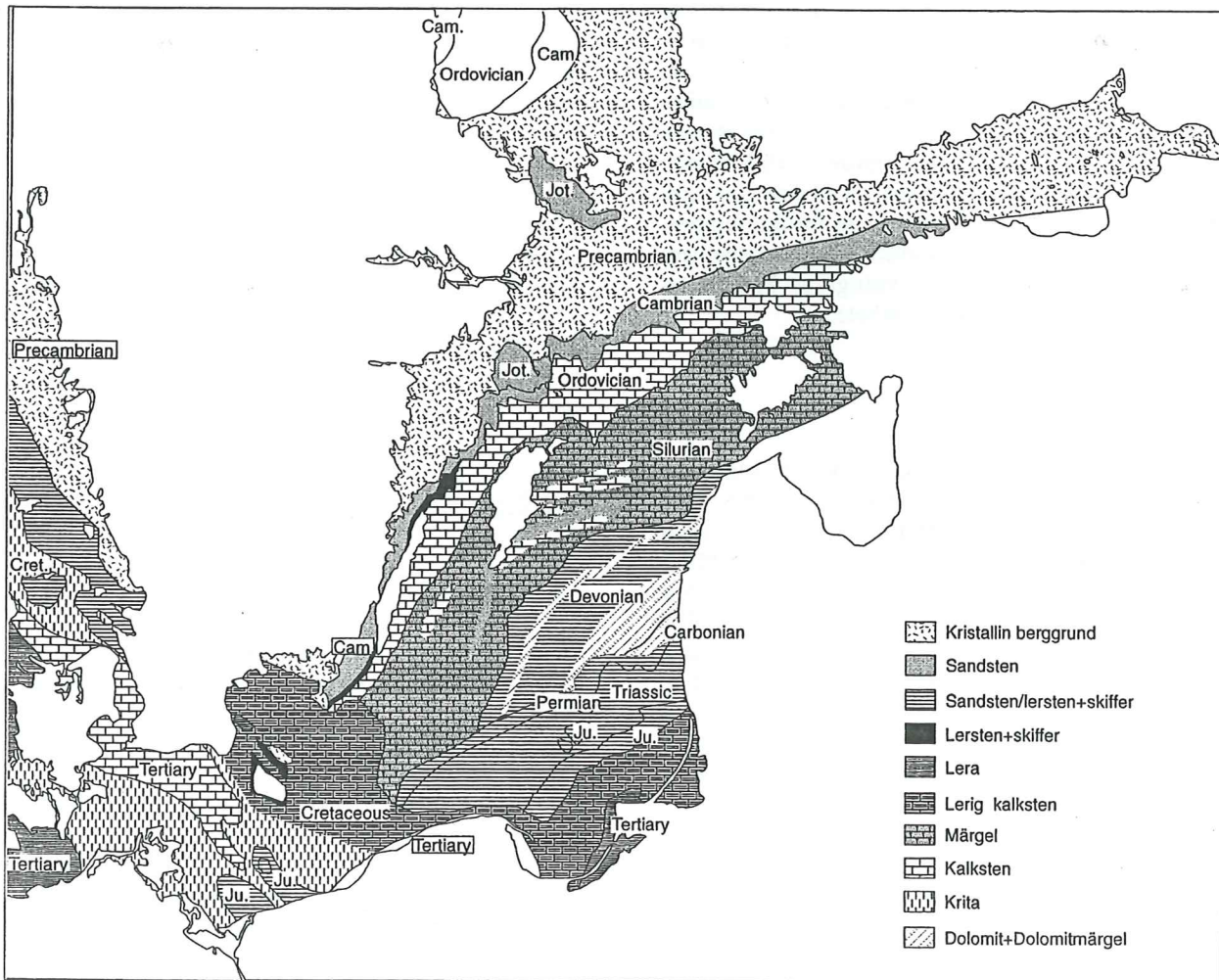


Fig. 4. Karta visar bl a södra Östersjöns prekvarterära berggrund. Ur Pettersson (1997).

flesta av dem grå. Är kalkstenar röda handlar det troligen om orthocerkalksten. Även en hel del fossil förekommer. Paleozoiska kalkstenar finns närmast i fast klyft i nordostlig riktning på Öland, Gotland och dess närområden.

4. *Paleozoisk skiffer*. - Gruppen utgörs i huvudsak av grå silurisk skiffer och svart kambrisk alunskiffer. Några av lerskifferna kan vara kalkhaltiga och fossilbärande, i de flesta fallen handlar det mest om graptolitfragment. Skifferna finns närmast idag i södra Sverige, på Bornholm och på Östersjöns botten däromkring. Även stora delar av Östersjönsänkan täcks med siluriska sediment.

5. *Kvarts*. - Olika bergarter kan ge upphov till denna grupp. Kvartskornens "källa" kan vara det kristallina urberget, prekambriiska kvartsiter eller sedimentära konglomerat av olika åldrar. De flesta kvartskorn hade välrundade kanter och tillhör därför troligen den sistnämnda gruppen.

6. *Sand- och siltsten*. - Många olika varianter av sandstenar, siltstenar och kvartsiter samlas i denna grupp. Sandstenars färger kan variera t ex från grågrön (undre Kambrium), grå eller gulgrå (prekambrium till mellankambrium), gröngrå och rödgråa (Devon) till vit (Krita). Den stora spridningen i sandstenars yttre återspeglar sig också i deras geografiska spridning i Östersjöområdet.

7. *Krita och Danienkalksten*. - Till denna grupp räknas förutom den vita skrivkritan grå krita, sandig krita, glaukonisk krita, Danienkalksten och flinta. Många av dessa bergarter utgör basen till de kvartära avlagringarna i undersökningsregionen. Dessa sedimentära bergarter är mycket lättvittrade och tål ingen långtransport med undantag av flinta.

8. *Övrigt*. - Denna grupp fungerade som en övergripande grupp för de procentuellt mindre representerade bergarterna som t ex lerjärnsten, järnhydroxid, kolpartiklar, recenta kalkutfällningar och Dolomit vilken bildas genom att kalcium i kalksten ersätts med magnesium. Åldersmässigt hör dolomiterna till perioderna Ordovicium - Devon. I fast klyft finns dolomiter i området kring Baltikum. Ett stort antal dolomiter kan därför tyda på en transport ur nordostlig riktning och bildar därför i den tyska indelningen en självständig grupp. Även oidentifierade gruskorn räknades till denna grupp.

Sammanställningen av antalet partiklar inom varje grupp och en enklare statistisk bearbetning gjordes med hjälp av datorprogrammet Excel. Datan redovisas i tabell 4, bilaga 1:2. För den grafiska framställningen använde jag mig av programmet Delta-graph. Bergartsgruppernas procentuella fördelning presenterades som stapeldiagram. Därut-

över visas i ett triangeldiagram relationen av 3 utvalda komponenter (paleozoiska kalksten, paleozoisk skiffer och flinta) enligt tyska normer TGL 25232 (1980). Triangeldiagrammet används rutinmässigt som ett hjälpmedel i den tyska moränstratigrafien.

3.2.3 Riktninganalyser

Den erhållna fältdatan bearbetades av datorprogrammet Stereo. Med hjälp av programmet skedde en grafisk presentation av datan i ett Schmidt-nät. För den matematiska behandlingen av datan användes Marks (1973) "Eigenvalues" metoden. Enligt den beräknas partiklarnas tre orienteringsvektorer (V_1 , V_2 och V_3) och deras signifikansvärden = styrkevärden (S_1 , S_2 och S_3).

V_1 anger den mest prefererade orienteringen medan V_3 symboliserar den svagaste. Normalen mellan V_1 och V_3 visas i värdet för vektor V_2 . Ett bild över varje vektors styrka ger signifikansvärden. Det gäller att $S_1+S_2+S_3=1$ och $S_1 \geq S_2 \geq S_3$. Vid en polar fördelning visar sig följande förhållande mellan signifikansvärden: $S_1 \gg S_2 > S_3$. En ekvaktorell fördelning kännetecknas genom $S_1 \approx S_2 \gg S_3$, medan en sfärisk fördelning visar sig $S_1 \approx S_2 \approx S_3$. I tabell 2, bilaga 1:1 redovisas samtliga värden för V_1 , S_1 och S_3 . En grafisk framställning enligt Dowdeswell & Sharp (1986) av förhållandet mellan värden för S_1 och S_3 har dessutom använts som hjälpmedel vid den moränogenetiska tolkningen.

3.3 Terminologi

Vid beskrivning och tolkning av kustklintarna användes flera geologiska termer och synonymer som ibland har flera olika innebörd. För några av dessa termer redogörs i det följande i vilka sammanhang begreppen användes och vilken innebörd som avsetts.

Diamikton beskriver ett osorterat eller delvis osorterat sediment med en stor variation i partikelstorlek, utan en genetisk innebörd.

Debris är material som har befunnit sig i en glacial miljö och genomgått glacial bearbetning.

Morän används som morfologisk term vid beskrivningen av glaciala landformer men dyker även upp i samband med den genetiska tolkningen som synonym för begreppet till.

Till är en genetisk term som reflekterar glacial transport och deposition. För urskiljningen av olika typer av till användes Dreimanis (1988) klassificering.

3.4 Morängenes

För att kunna identifiera olika diamikta enheter vid undersökningen krävdes en litteraturstudie om moränernas olika genes. Nedan följer en kort faktsammanställning.

Följande glacialt relaterade diamikta enheter urskiljdes enligt Dreimanis (1988): lodgement till, melt-out till och flow till. Inledningsvis diskuteras deras bildningsprocesser, texturrella och strukturella kännetecken, depositionsmiljöer samt relationen till andra sediment. Dessutom beskrivs bildningen av ett supraglacialt komplex.

Lodgement till (=bottenmorän) deponeras genom lodgning av glacialt debris från den glidande glaciärbasen som frigörs genom trycksmältning och/eller andra mekaniska processer (Dreimanis 1988). Lodgning av debris, den slutliga rörelsefrysningen av partiklar, sker om deras friktionskraft överskrider dragkraften från den aktiva isen. Den basala rörelsen sätter prägel på lodgement till. Partiklarna visar tydliga tecken på glacial abrasion t ex räfflade ytor eller strykjärns (eng bullet) form (Bennet & Glasser 1996). Också sedimentens sammansättning karakteriseras av den basala transporten med multimodal eller bimodala kornstorleksfördelningar. Homogeniteten och väl- eller överkonsoliderade sediment är ytterligare kännetecken.

Deformation av redan deponerade lodgement tills genom glacial skjuvning är en vanlig och ofta förekommande företeelse. Glaciotektoniska processer har diskuterats bl a av Hart & Boulton (1991) och Dreimanis (1993). Hart & Boulton (1991) belyser frågan kring deponeringen av debris på ett deformerbart underlag där ren lodgning inte kan verkställas. Beroende på sedimentens konsolideringsgrad utgörs övergångsformer mellan rigida, odeformerbara bäddar med rena lodgementprocesser och plastiska "softa" bäddar där deponeringen uteslutande sker genom smältning vid basen. Här utvecklas en zon under basen där sediment i stället för att deponeras transporteras med i skjuvningsriktningen. Ändring av subglaciala förhållanden som porvattentryck och debris-sammansättning medför ändring i deponeringsprocesserna, t ex om glaciären rör sig över ett rigidt underlag kan en lodgement till deponeras som i sin tur kan ge upphov till ett soft underlag med ändrade processer. Olika deformationstrukturer från enkel veckning över laminering ända till homogenisering av primära sediment kan relateras till ökning av skjuvningskraften (Hart & Boulton 1991).

En sammanfattning av undersökningar av subglaciala aktiviteter och deras strukturer ges av Dreimanis (1993). Den subglaciala transportzonen under och ovanför den glidande glaciärbasen kallar han "zone of traction" (dragningszonen). Materialet som utsätts för subglacial stress i denna

zon varierar från viskösa vattenmättade blandningar över plastiska till spröda sediment. Variationen i materialsammansättningen ger upphov till ett flertal deformationsstrukturer. Dreimanis (1993) listar upp flera av de subglaciala deformationsstrukturerna samt jämför dessa med deformationsstrukturer som åstadkoms av massrörelseprocesser för att sedan ge några kriterier för urskiljningen mellan glaciotehtoniska deformationsstrukturer från gravitationsbetingade strukturer. Eftersom det finns likheter bland strukturer letar man efter tecken från en aktiv is som isräfflade partiklar eller erosiva parallella bottenmärken på underkanten av diamiktonen. Fabric-data kan vara ytterligare ett bevis för en subglacial miljö där partiklar orienterar sig parallellt eller transversellt till deformationsriktningen. Även om Dowdeswell & Sharp (1986) för gruppen deformerade lodgement till uppgav V_1 avvikelser mellan 20° och 25° från aktiva isrörelseriktningen så visas i de flesta studierna relativt starkt prefererade orienteringar med höga S_1 och låga S_3 värden och relativt låga dipvinklar. Men fabric som enda bevisfaktor för en subglacial miljö är inte tillräckligt eftersom det även bland gravitationsbetingade flow tills finns möjlighet till uppkomst av starkt prefererade partikelorienteringar i flowriktningen (Dreimanis 1993). För att kunna utesluta det sistnämnda fallet krävs flera fabricanalyser i det laterala ledet där flow till inte kan uppvisa samma kontinuitet i partiklarnas orientering som hos subglaciala tills. Men även i den subglaciala miljön kan det förekomma orienteringsavvikelser över kortare distanser som är orsakade av ojämnheter i den subglaciala topografin.

Som mest pålitliga beträffande spänningsrelaterade orienteringar nämns av Dreimanis (1993) deformationsstrukturer som skjuvningsplan, förkastningar, tensionssprickor och liggande veck. Om deformationsstrukturerna bara återfinns i ytskiktet av en diamikt enhet kan man bortse från en subglacial deformationsmiljö. Här tas även betydelsen av sedimentens relation till landformerna för tolkningen av deformationsstrukturer upp. Som Dreimanis (1993) visar, är en sammankoppling av flera aspekter nödvändiga för en diagnostisk tolkning av deformationsstrukturer.

Melt-out till (=utsmältningsmorän) kan bildas i en subglacial eller i en supraglacial depositions miljö och uppstår genom långsam utsmältning av englacialt material från en stagnant glaciär eller från en stagnant zon under en aktiv glaciär (Dreimanis 1988). Depositionen sker utan nämnvärd transport eller deformation. De diamikta enheterna präglas primärt av isens materialinnehåll. Englaciala strukturer kan bevaras och återspeglas i den ofta unimodala fabric-datan. Dowdeswell & Sharp (1986) visar för gruppen melt-out till de högsta S_1 -värden, de lägsta S_3 -värden samt de minsta V_1 avvikelserna från den aktiva isflödes-

riktningen, bara 10° - 13° . Under utsmältningsprocessen minskar partiklarnas dipvinkel något i förhållandet till den primära englaciala lagringen.

Supraglacial melt-out till skiljer sig från subglacial melt-out till bl a genom en grövre kornstorlekssammansättning och en mindre prefererad partikelorientering (Dreimanis 1988). Sedimenten utsätts i den supraglaciala miljön lätt för illuviation, en process varvid de finare fraktionerna snabbt tvättas ur och förs bort med smältvattnet.

Haldorsen & Shaw (1982) diskuterade ingående bildningen av melt-out till och deras kännetecken. Tre kriterier framhävdes vara avgörande för den genetiska tolkningen: P_1 = förekomsten av olitifierade, sorterade och stratifierade sediment inne i eller mellanlagrad i moränen; P_2 = partikelorienteringen parallell till isrörelseriktningen; P_3 = texturerna och litologiska egenskaper som kan relateras till en englacial miljö.

På iakttagelser i recenta glaciala miljöer bygger Paul & Eyles (1990) sina studier av melt-out till. Deras undersökningar riktade sig främst mot melt-out-mekanismens geotekniska aspekter, som smältvattenproduktion och dräneringsmöjlighet, samt förutsättningar för bildande av *in situ* melt-out till. Därvid blev det tydligt att det krävs en balans mellan produktion och dränering av smältvatten för att kunna bevara den englaciala lagringen i moränen. Även mindre avvikelser i porvattentrycket kunde leda till deformation och resedimentation av tidigare avsatta sediment. För att melt-out till skall kunna bevaras från omdeponering krävs dessutom mycket låga lutningsvinklar i till-enheten.

I en supraglacial miljö kontrolleras melt-out tills stabilitet av ytterligare faktorer som lufttemperatur, sommarnederbörd, materialets densitet och mäktighet, närvaron av supraglaciala sjöar samt smältvattenströmmar. Melt-out till överlagras ofta av flow till i deglaciationssekvenser. Paul & Eyles (1990) visar att även överlagringen genom flow-paketet kan initiera instabilitet i melt-out till. Den ojämna supraglaciala morfologin med topografiska lågpunkter och upphöjningar utesluter nästan bildningen av ett extensivt supraglacialt melt-out lager. Sannolikheten för omdeponering är för stor. Paul & Eyles (1990) finner det inte troligt att utsmältningsmekanismer kan ge upphov till extensiva tabulära och flera meter mäktiga diamikta enheter. Vidare anses betydelsen av utsmältningsprocessen vid tidigare genetiska tolkningar av moräner som överskattad.

Den genetiska tolkningen av melt-out till har varit och är fortfarande kontroversiell (Dreimanis 1988; Paul & Eyles 1990; Benn & Evans 1998). Den strikta begränsningen av lodgement till från exempelvis deformation till är inte heller i alla fall entydig. Även om det finns fältkriterier för urskiljningen av lodgement till komplex eller melt-out till komplex är det ibland svårt att avgöra vilken

av processerna som dominerade under deponeringen av diamiktonen. Paul & Eyles (1990) förespråkar därför paraplybegreppet: basal till complex som en alternativ användning.

Flow till (=flytmorän) kallas massrörelse eller gravitationsstyrda depositioner som kan relateras till en glacial miljö, subglacialt, marginellt eller supraglacialt (Dreimanis 1993). Även om flow till hör till den glaciala miljön så är strukturernas orientering orelaterade till den glaciala stressriktningen och klassas som en sekundär till (Dreimanis 1988).

Supraglacial flow till bildas av frigjort och om-lagrat debris på isytan. Strukturen kännetecknas av olikartade flow-paket, deras association och interfingerande lagring med sorterade sediment med primära lagringsstrukturer. Vattenhalten, materialets sammansättning, slutningsvinkeln och underlagets karaktär påverkar deponeringsprocesserna.

Bennet & Glasser (1996) urskiljer bland mångfalden av deponeringsmekanismer tre huvudtyper som styrs primärt av deras vattenhalt:

1. Mobila flows. Dessa kännetecknas av tunnflytande, snabba och erosiva flows med en viss partikelsortering som kan resultera i normal gradering. Det utbildas en starkt prefererad partikelorientering i flowriktningen.

2. Semi-plastiska flows. Dessa kännetecknas av tjockflytande, sig långsamt rörande erosiva debristungor. Även här kan partikelsortering förekomma där de grövsta fraktionerna samlas vid flowbotten. Det översta skiktet kan utsättas för resortering genom smältvatten. Veckningsstrukturer och svag partikelorientering kan utvecklas.

3. Krypning. Dessa kännetecknas av en långsam rörelse nerför sluttningar som inte är synlig med blotta ögat. Deponeringsprocessen kräver ingen speciell kanalisering. Det utbildas sällan en erosiv bas och det förekommer ytterst sällan en orientering av partiklar i rörelseriktningen.

Att urskilja ovannämnda mekanismer i fält är nästa omöjligt. Istället presenterar sig flow till som en blandning av olika flows som varierar i form, sammansättning och lagring. Variationen återspeglas även i fabric-datan genom en stor spridning i partikelorienteringen. Dowdeswell & Sharp (1986) iakttog att denna spridning ökade med utvidgning av mätarean. Bland V_1 -värden mättes genomsnittliga avvikelser från isrörelseriktningen med 68° . Låga S_1 -värde och höga S_3 -värde utmärker de flesta fabricanalyserna, men utesluter inte förekomsten av starkt prefererade orienteringar i riktningen med flow-paketet. Det finns ett samband mellan en ökande fabricstyrka och en ökande vattenhaltrelation. Konsolideringsgraden är mestadels låg även om det kan förekomma hårt packade flow-paket. Strukturer som små veck vid basen av flow-paketet samt erosiva kontakter till underlaget förekommer (Bennet & Glasser 1996).

Dreimanis (1993) undersökte bl a deformationsstrukturer som relateras till massrörelse eller gravitationsstyrda depositioner (se även föregående beskrivning av deformerad lodgement till). Typiska strukturella kännetecken för massrörelse styrda deformationer (Dreimanis 1993):

- a) sedimentlinser med sinusliknande former som lyfts (tiltas) upp i flowens nerförsiktning eller med konvexa banan- eller korvformer
- b) överskjutna liggande veck visar i de flesta fall kontakt med antiklinaler, flata undersidor och en böljande terminus
- c) belastningstrukturer som load cast och förkastningar är frekvent förekommande
- d) stor spridning i stressvektorers orientering

Supraglacialt komplex. För bildning av ett supraglacialt komplex krävs transport av debris upp i en englacial position och även upp till isytan (Shaw 1985). Detta kan ske genom mekanismer som kompressivt flöde, skjuvning eller veckning. Materialet frigörs inledningsvis huvudsakligen genom utsmältning (se melt-out till) men omdeponeras sedan i de allra flesta fall. Omdeponeringar är

styrda genom massrörelseprocesser och inverkan av rinnande smältvatten. Litofaciesvariationer som kan påträffas i ett supraglacialt komplex beror på relationen mellan deposition av diamikta och sorterade sediment (Paul 1983). Differentieringen i utsmältningsprocessen resulterar i utveckling av ett relief med sänkor och höjder på isytan. Sedimentackumuleringen riktas ner mot depressionerna vilka samtidigt skyddas från vidare ablation. Däremot fortsätter ablation av omgivande höjder och bildar nya depressioner som på nytt fungerar som sedimentfällor. Flera generationer av sedimentomlagringar kan uppstå innan isens botten är nådd (Shaw 1985).

Den primära bildningen av skjuvningsplan eller veck i dödisen inducerar ett speciellt deponeringsmönster av debris som fokuseras till zoner parallellt med iskanten. I detta supraglaciala utsmältningsskomplex styr iskärneryggarna smältvattdräneringen. Vattnet rinner parallellt med rygarna. Under speciella förutsättningar kan även glaciolakustrina förhållanden uppstå i detta dödislandskap.

4 Lokalbeskrivning, resultat, diskussion och lokal tolkning

Den karterade 8,2 km långa kuststräckan mellan Lubmin och Naturskyddsområdet "Die Lanken" sträcker sig i ONO-VSV riktning (figurer 1 & 5). I det följande kommer lokalangivelse att anges efter kilometerskalan i figur 5, t ex Loissin vid km 6,7. Kustens överyta är relativt flack och mjukt formad. Dess högsta nivå ligger vid 8 m ö h. Genomsnittshöjden ligger mellan 3 och 5 m. På några ställen sjunker nivån ända ner till havets. Där det påträffas inskränningar i topografin finns ofta mindre bäckar som mynnar i vattnet. Många kustavsnitt övertäcks av vegetation i form av träd, buskar eller lägre växter som exempelvis gräs. En del av vegetationen är planterad för att motverka den på många ställen mycket påtagliga erosionen av kusten. Vattnet utmed hela kustavsnittet är långgrunt. Sandackumuleringen är störst vid Gahlkower Haken vid 4,6 km. Glacialt abraderade stenar och block av varierande bergarter från skandinaviskt urberg över till paleozoisk och mesozoiska sedimentära bergarter finns nästan längs med hela kusten vid stranden och i vattnet. Klasternas uppträdande vid stranden kan delvis avslöja den bakomliggande klintens litologi. Men det gäller inte för de på några ställen påträffade större sten- och blockanhopningarna. De är av antropogent ursprung och i skyddssyfte mot vågerosionen.

I en grov överblick så finner man vid kusten avsnitt med bara sorterade sediment, med enbart morän och avsnitt med komplexa litologier. De första 700 m västerut efter träbron i Lubmin utgörs av horisontellt lagrade massiva sandenheter. Topografin sänks vid utloppet av en liten bäck. Den upp till 20 m breda stranden utgörs av enbart sand, som till stor del består av uppsolat material.

På en ändring i litografin tyder efter 0,7 km stenar och block i vattnet. De blottade kustavsnitten visar en diamikt sammansättning. Övergången mellan tidigare sorterade sediment och de följande diamikta enheterna kan på återfyllningsmaterial och vegetationstäckelse inte klart avgöras. Men det mesta tyder på att moränen bildar basen till sandenheten. Även om vegetation och ett och annat mindre ras ibland förhindrar genomgående insyn så fortsätter moränen att dominera i kustklintarna ända fram till Loissin vid 6,8 km. En undre massiv sandig matrixstödd morän överlagras ofta av komplex med blandade diamikta och sorterade enheter som varierar kraftigt i både mäktighet och utseende. Ett sådant komplex formar hela kustklingen vid km 6,8 och fortsätter ända fram till Grosses Holz där kustens höjd sänks nästan ner till havets nivå och sedan efter cirka 150 m mot väster långsamt stiger i höjd igen. Bakom km 7,7 återkommer den

massiva moränen med den komplexa diamikta enheten på toppen. För första gången blir här basen till den undre moränen synlig i form av en sandig enhet (foto 1, bilaga 2:1). Undersökningsområdet gränsar efter 8,6 km väster om Lubmin mot ett flackare skogstäckt kustavsnitt "Die Lanken".

För att undersöka de enskilda enheterna mera i detalj valdes lokaler vid Vierower Hafen, Loissin och Grosses Holz. Lägesangivelser i beskrivningen för profiler ges med hänvisning till figurer 5 & 6.

4.1 Vierower Hafen

Väster om hamnanläggningen finns det en nästan 1 km lång kustkling (foto 4, bilaga 2:2). Stora delar av klingen frilades i samband med en vinterstorm 1996. Stranden varierar i bredd, den mäter som minst 2 m och som mest 10 m. På de ställen där stranden smalnar av tar vattnet snabbt hand om de lossbrutna diamikta lagren. De grova fraktionerna lämnas kvar vid stranden.

Klingen som når sin största höjd av 8 m direkt vid hamnen minskar långsamt i höjd mot väster. Efter 200 m har höjden fallit ner till 5 m och fortsätter sjunka mot 0,5 m efter 1 km. Klintens litostratigrafi studerades i detalj vid de större profilerna A och B (figurer 7 & 11) och ett antal mindre skärningar, profil C, D, E och F (figurer 15, 16, 17 & 18).

Det urskiljdes tre olika moränenheter I, II och III nerifrån räknat. Den undre huvudsakligen massiva diamikttona enheten I finns i den nedre delen av klingen utmed hela sträckan. Enhet II visar däremot en större erosionsbenägenhet (foto 7, bilaga 2:4). Stora delar av enhet II kan ha brytits loss medan underliggande enhet I finns kvar orörd. Den mera komplexa diamikttona enheten III på toppen av lagerföljden är inte lika uthållig i sin laterala och vertikala utbredning. Sedimenten visar även på stora spridningar i sina texturella och strukturella sammansättningar.

Profilbeskrivningar

Profil A. - Profil A (figur 7) befinner sig 170 m väst om hamnens pir och mätte 1 m i bredd och 5 m i höjd. I denna profil påträffas alla tre här definierade enheter av moränklingen. Det påträffas ingen bas för enhet I som befinner sig i botten av skärningen. Gränsen för enhet I mot enhet II lades vid 2 m. Vid 3,5 m lades gränsen mellan enhet II

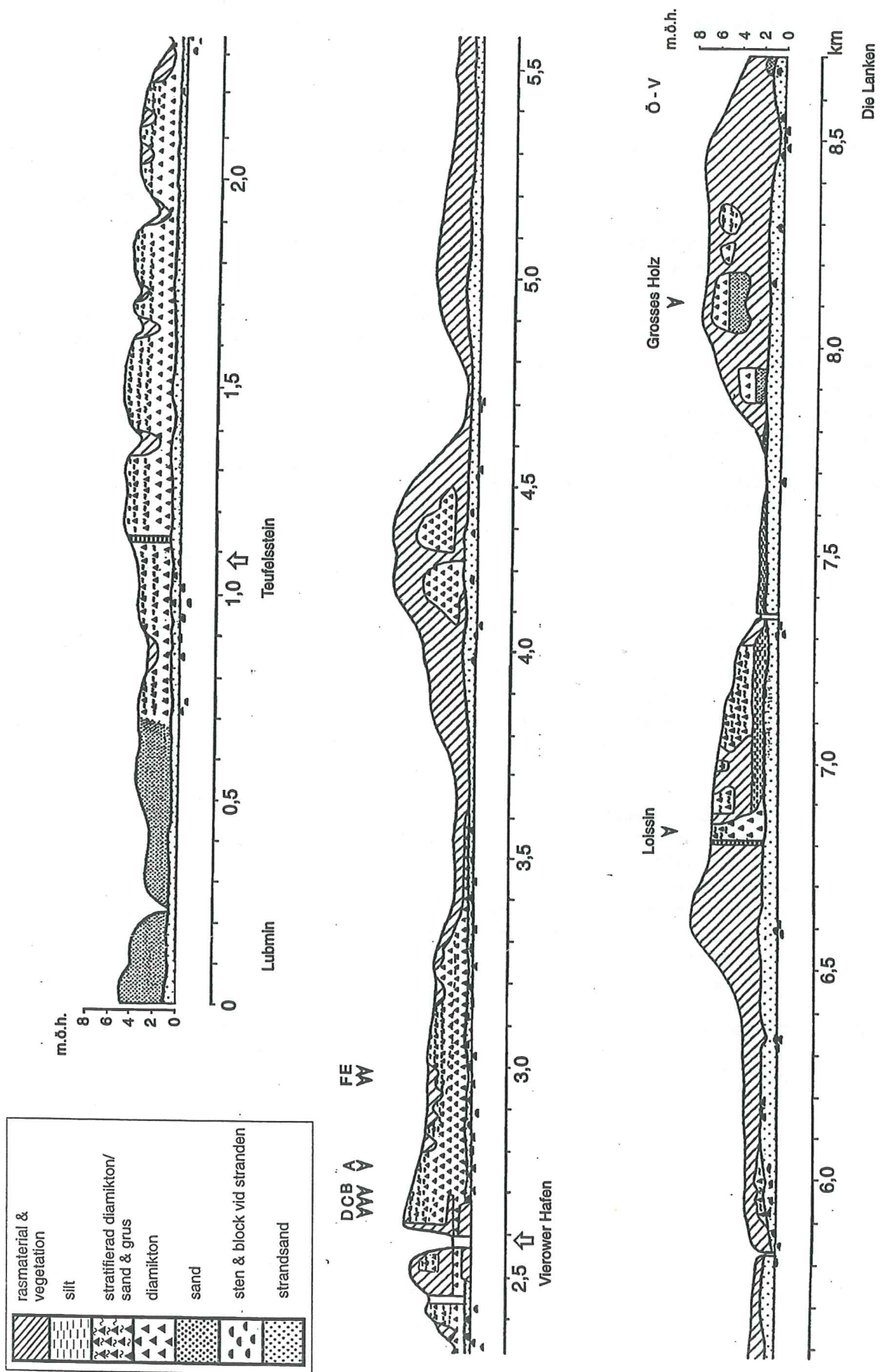


Fig. 5. Kuststräcka mellan Lubmin och "Die Lanken" med lokal- och profilangivelser.

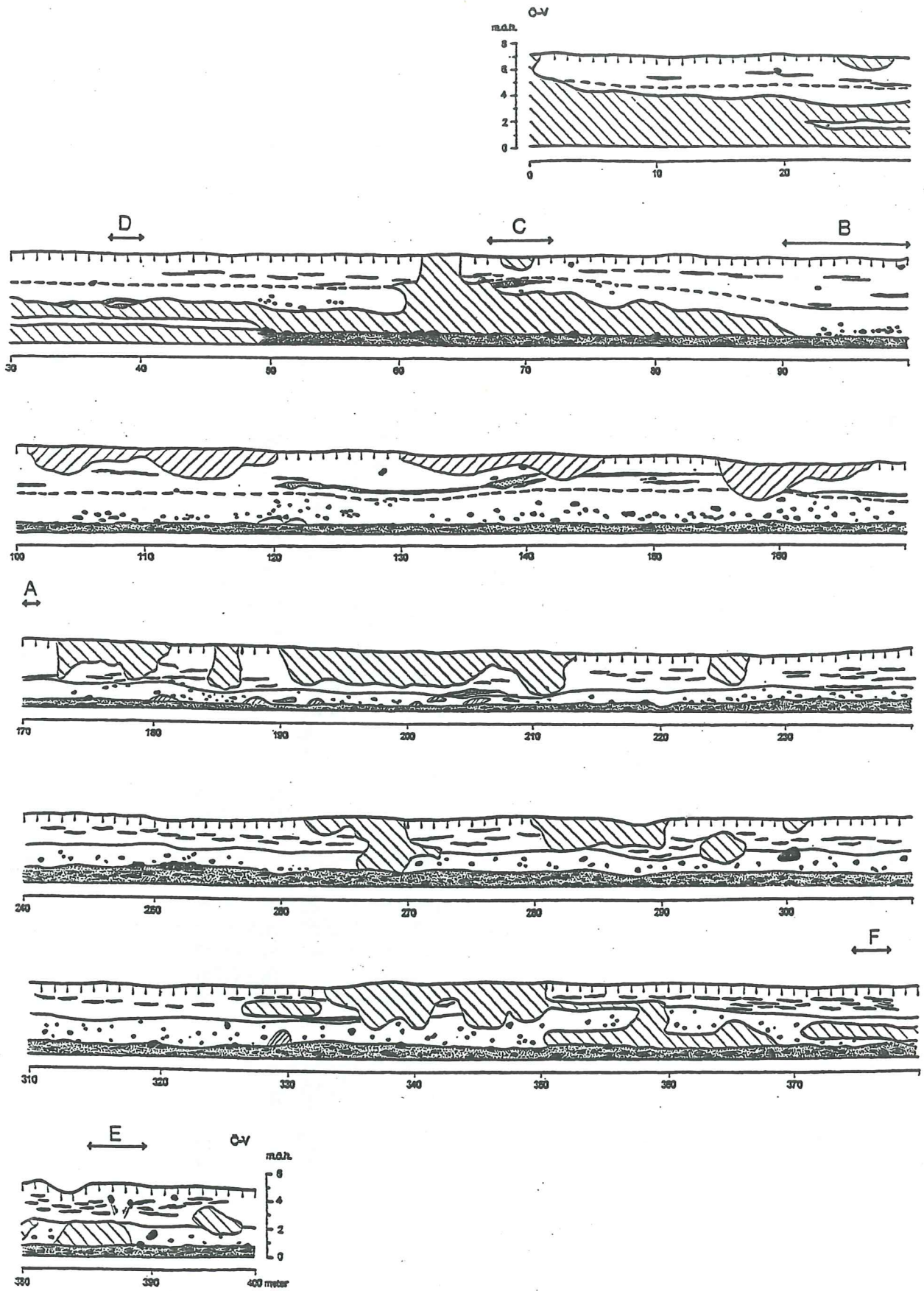


Fig. 6. Kuststräcka (400 m) väster om Vierower Hafen. Bokstäver anger profilernas position. En heldragen linje visar gränsen mellan enhet I och II som ofta även sammanfaller med en skillnad i erosionsbenägenheten. Den sträckade linjen anger ett mera osäkert förlopp. För teckenförklaring se figur 8.

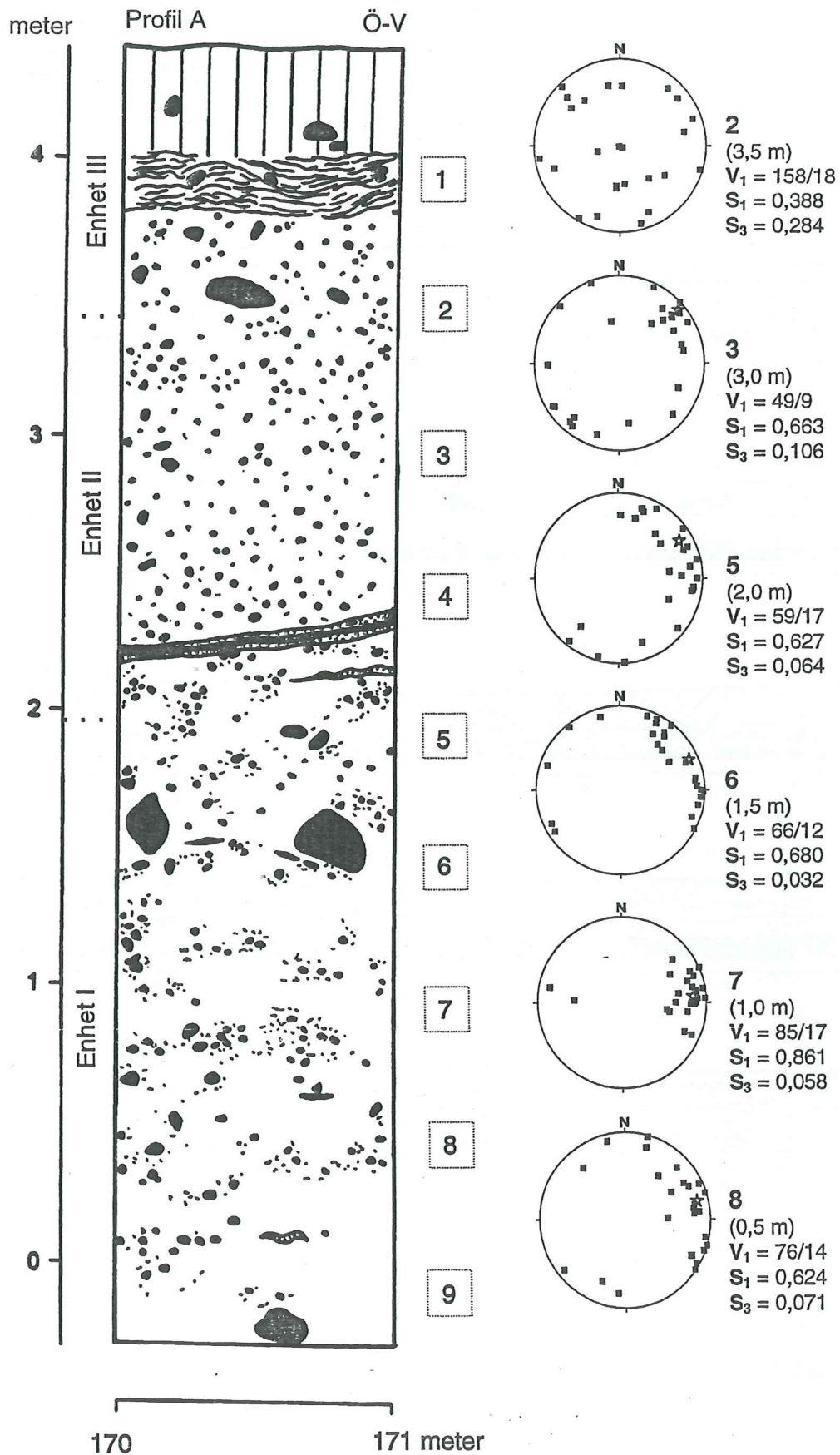


Fig. 7. Profil A vid Vierower Hafen visar enhet I, II & III samt fabric. För teckenförklaring se figur 8.

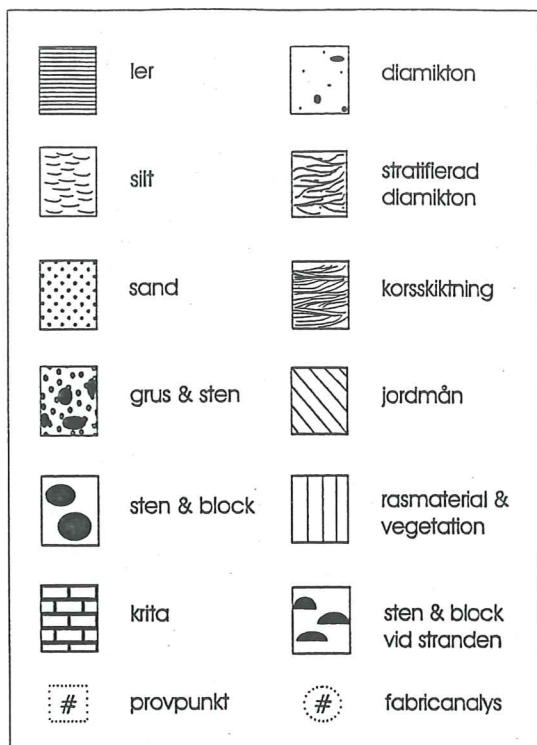


Fig. 8. Teckenförklaring till figurer 8, 11, 15-19. Observera att viss avvikelse i skalan kan förekomma.

och enhet III. Den senare enheten begränsas uppåt av ett 30 cm mäktigt horisontellt jordmånslager. Närheten till humustäcket orsakar förekomst av rötter och annat organiskt material i de två översta enheterna. Även utfällningar av kalk iaktas i enheterna II och III men når aldrig enhet I. Kalken urlakas ofta i sprickor eller tunna sandskikt.

Enhet I är en matrixstött sandig diamikt enhet som är fattig på klaster. Färgen är grå i botten och skiftar mot olivgrön-grå uppåt. Enheten är fransett några mindre sandlager och -linser i huvudsak homogen och massiv. De små, maximalt 10 cm långa och maximalt 1 cm höga, massiva sandlinserna är ofta veckade och omböjda. I den orensade skärningen kunde en liten fissilitet (≈ 1 cm) uppmärksammas som blev mindre synlig efter rensningen. Packningsgraden för enhet I var hög.

Övergången mot enhet II är inte skarp utan kontinuerlig. Enhet II är också en matrixstött sandig diamikt enhet men som skiljer sig tydligt i ett strukturellt avseende, de mest planlaminerade eller massiva sandlinserna är här inte veckade eller störda. Diamiktonens gråbruna färg som blir ljusare uppåt i skärningen skiljer sig något från enhet I. Tydligast är färgskillnaden innan rensningen av profilen. Utmed hela skärningen förekommer det en del järnutfällningar som ibland gör det svårt att tyda den primära färgnyansen av enheterna. Ett kontinuerligt planlaminerat sandlager genomskär enheten II vid 2,2 m. Sandlagret är treskiktat. Det understa skiktet består utav fin- och mellansand. Det mellersta har en grövre sammansättning, grov-

och mellansand, och i det tredje skiktet överväger fin- och mellansanden igen. Sandlagret som lutar några grader österut kan följas 10 m åt öster och 3 m åt väster. Liknande sandband återfinns i ungefär samma nivå på andra ställen längs med kustavsnittet vid Vierow. Övergången mellan enhet II och enhet III är kontinuerlig. I enhet III blandas massiva eller stratifierade matrixstödda diamikta bäddar med huvudsakligen massiva sorterade sandiga eller siltiga lager av varierande mäktighet. Även inbördes lutningen av sedimentlagren varierar mycket.

Resultat. - Kornstorleksanalysen utmed hela profilen (figur 9) ger ingen väsentlig differens mellan enheterna I och II. Andelen sand utgör med cirka 60% den största posten, därefter följer andelen silt med cirka 25%. Leran med cirka 10% och gruset med 3-5% utgör minsta andelarna i moränen. Det översta provet i enhet III visar i jämförelse med de två tidigare nämnda enheterna en mycket större andel sand, 71%, på bekostnad av andelen lera 3% och grus 2%.

Rikttningsanalys. 20 m västerut från profil A hittades ett räfflat block 0,5 m ö h *in situ*. Moränen som blocket befann sig i kan korreleras med enhet I. Den 30 cm långa a-axeln visar en NO orientering (49°). De parallella isräfflorna visar riktningar från 59° till 63° .

Fabricanalyser utfördes på 6 nivåer (figur 7). Signifikansvärden av rikttningsanalysen är relativt

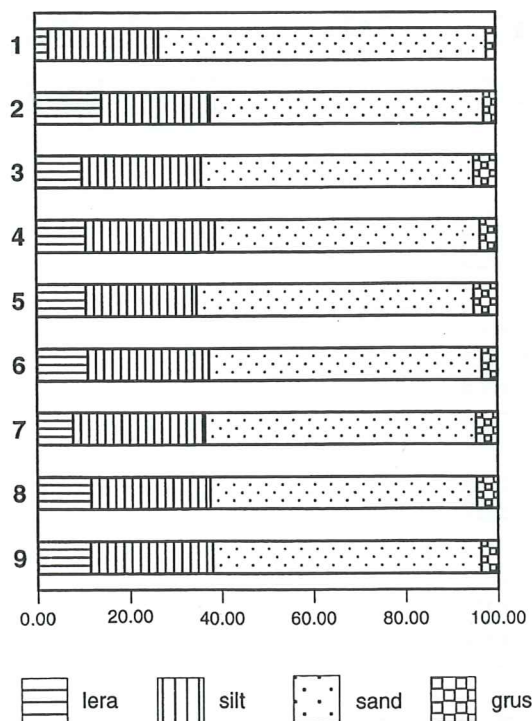


Fig. 9. Stapeldiagrammen visar den procentuella kornstorleksfördelningen i profil A för prov 1, 2 (enhet III), prov 3, 4 (enhet II) och prov 5-9 (enhet I).

höga förutom i den översta nivån. Riktningen visar längst ner en östlig orientering men svänger uppåt mot ONO. Prov 6 (1,5 m) har en bimodal riktning (figur 7). De först inmätta partiklarna (cirka 25%) visar en mera ONO orientering, medan partiklarna i djupet visar rakt mot ost. Prov 2 som representerar enhet III visar ingen prefererad orientering ($S_1=0,39$).

Grussammansättningen undersöktes i hela profilen (figur 10). Kristallint material och paleozoisk kalksten dominerar i de flesta nivåer upptill prov 2. Här ökar den kristallina andelen betydligt på bekostnad av den paleozoiska kalkstenen. I prov 1 saknas komponenten paleozoisk kalksten helt. Kvartsitisk sandsten utgör en relativt liten post. Största andelen nås i prov 1. Paleozoiska skiffer

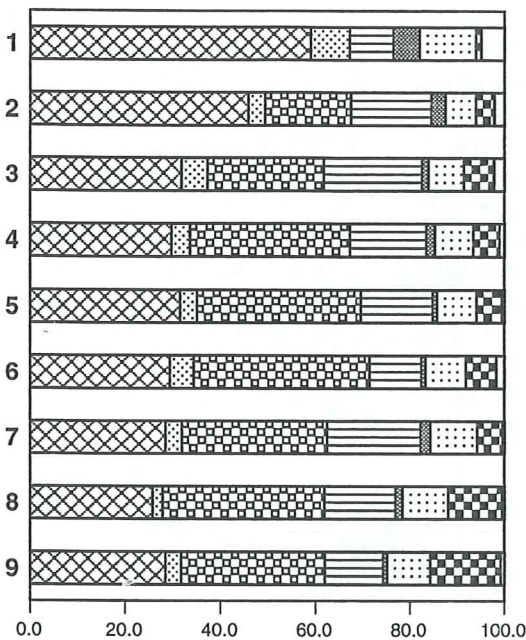


Fig. 10. Stapeldiagrammen visar bergarternas procentuella fördelning i profil A för prov 1, 2 (enhet III), prov 3, 4 (enhet II) och prov 5-9 (enhet I).

varierar mycket i hela skärningen. En ökning sker från prov 9 till prov 7 där andelen utgör 20%. Men redan i nästa nivå (prov 6) minskar andelen med 9% för att sedan stiga igen till 21% i prov 3. I den översta nivån (prov 1) sjönk andelen igen till 9%. Komponenten kvarts utgör en obetydlig andel förutom i prov 1 (5%). Andelen silt och sandsten ligger relativt konstant mellan 8-10% i proverna 4-9. Efter en minskning vid prov 3 och 2 stiger andelen upp mot 12% i prov 1. De två nedersta proverna 9 och 8 innehåller mest lokal berggrund (15% och 11%) av alla prover. Andelen krita minskar sedan uppåt. I prov 1 finns bara den vittrings-resistenta flintan kvar i denna grupp. Gruppen övrigt är störst i prov 1.

Profil B. - Profil B (figur 11; foto 5, bilaga 2:3) sträcker sig från 90 m till 100 m väst om hammens pir. Skärningens höjd når upp till 6,5 m. Moränkskärningen byggs upp av i två enheter, där enhet I överlagras av enhet II.

Den olivgrön-grå färgade enheten I består av en sandig huvudsakligen massiv matrixstödd diamikton med ett flertal linser och körtlar av sorterade deformerade eller odeformerade sediment där sandfraktionen överväger. En större klasteransamling finns i den undre västra delen av skärningen. Strax ovanför befinner sig en anhopning av sand- och siltlinser samt lerkörtlar inbäddade i diamiktonen. Alla dessa lager visar tydliga tecken på deformation. Primära strukturer kan inte längre urskiljas. Vissa skikt verkar avklippta eller utsmetade, andra omböjda eller veckade. På några ställen kan en delvis uppblandning med den omgivande diamiktonen iakttas. Också den större massiva fin/mellansandlinsen på höjden 2,7 m mellan 95-96 m visar tecken på deformation. Att bestämma den exakta riktningen för deformationstrycket var inte möjligt eftersom veckaxelns rätta orientering inte kunde avgöras.

Gränsen mot enhet II är inte skarp utan flytande och anges som en övergångszon mellan höjderna 2,8-3,1 m. Det mest avgörande kriteriet för gränsdragningen är förekomsten av enbart ostörda sandlinser ovanför gränazonen i den sandiga massiva matrixstödda diamiktonen. Färgskiftningen mot grå-brunt är ytterligare ett kriterium för gränsdragningen mellan enheterna. Enheten II uppfattas dessutom som mera sammankittad än enhet I, gör nästan ett cementerat intryck. Järn- och kalkutfällningar är i stort begränsad till enheten II. De bandade sandskikten är ofta horisontellt och parallellt lagrade och kan sträcka sig över flera meter. Avstånden mellan de tunna mestadels enbart 1 cm tjocka sandbanden eller -linserna är ringa.

En enhet III som i profil A har inte kunnat urskiljas. Den översta metern till den horisontella markytan har i stor grad påverkats av jordmånsprocesser och var därmed svår att avgränsa. Att det förekommer större sorterade skikt med en låg kon-



Fig. 11. Profil B vid Vierower Hafen visar enhet I & II. Pilar och den sträckade linjen anger enhetsgränsens ungefärliga läge. För teckenförklaring se figur 8.

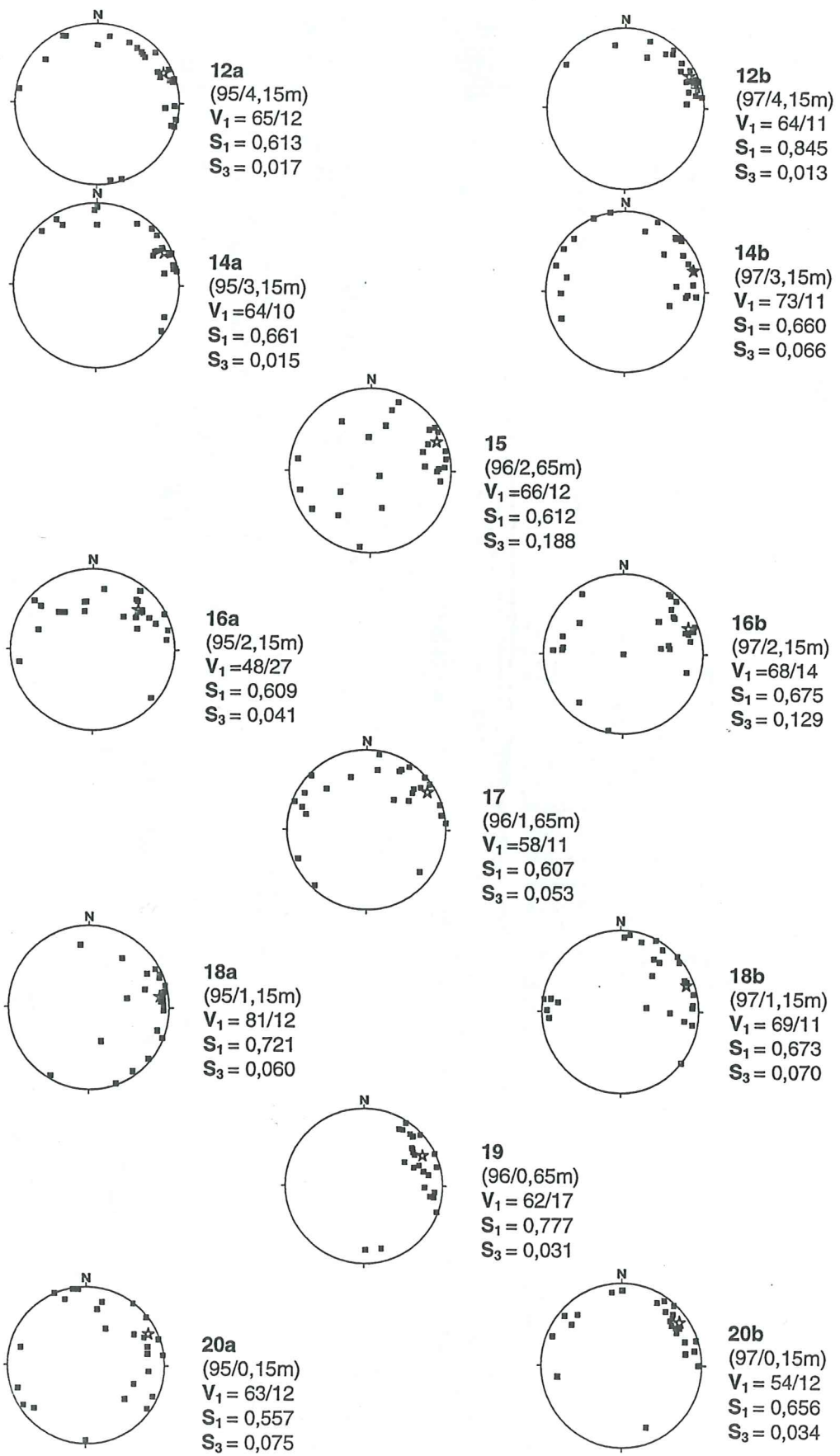


Fig. 12. Fabricanalyser som genomfördes i profil B. För provtagningsnivåer se även figur 11.

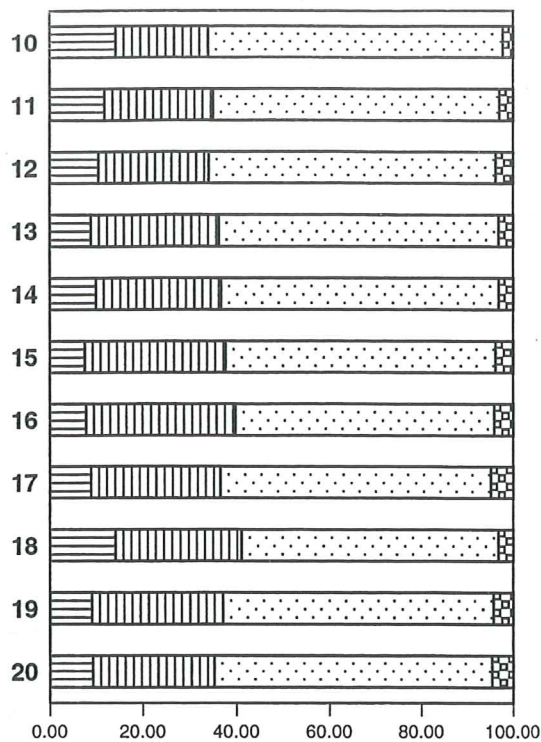


Fig. 13. Stapeldiagrammen visar den procentuella kornstorleksfördelningen i profil B för prov 10-14 (enhet II) och prov 15-20 (enhet I). För teckenförklaring se figur 9.

solideringsgrad även i den översta metern antyd- des genom ett flertal svalbon strax under humus- skiktet (foto 5, bilaga 2:3).

Resultat. - Kornstorleksanalysen (figur 13) visar tydligt att andelen sand är störst i alla prov (55%). Som näst största fraktion kommer silt och sedan lera. Kornstorleksfördelningen i enheterna I och II är ganska lika. Förutom att andelen grus minskar något uppåt i skärningen. De värden som avviker mest ifrån de övriga finns i prov 18. I prov 18 ökar andelen lera med 5% i jämförelse med det undre prov 19. I det överlagrande prov 17 har lerandelen sjunkit igen mot 9%.

Rikttningsanalys på en räfflad sten av paleozoisk skiffer i 2 m-nivån visade en sista räffelriktning från ONO. Den 18 cm långa a-axeln visade där- emot rakt österut.

Fabricanalyser på 8 nivåer finns redovisade i figur 12 (se även foto 6, bilaga 2:3). Signifikans- värden visar på tydliga orienteringar. Värden för S_1 ligger förutom på en nivå (prov 20a, $S_1=0,56$) alla över 0,60. Den prefererade orienteringen visar på de flesta nivåerna mot ONO. Bara i nivån 1,15 m visar analysen en klar svängning ($S_1=0,72$) rakt mot öster för att sedan i nästa högre nivå på bara 0,5 m avstånd från den förra inta den tidigare riktningen mot ONO.

Grussammansättningen analyserades i 11 prov från nivå 0,15-5,15 m (figur 14). Andelen kristal- lint material ökar uppåt i skärningen. I det understa

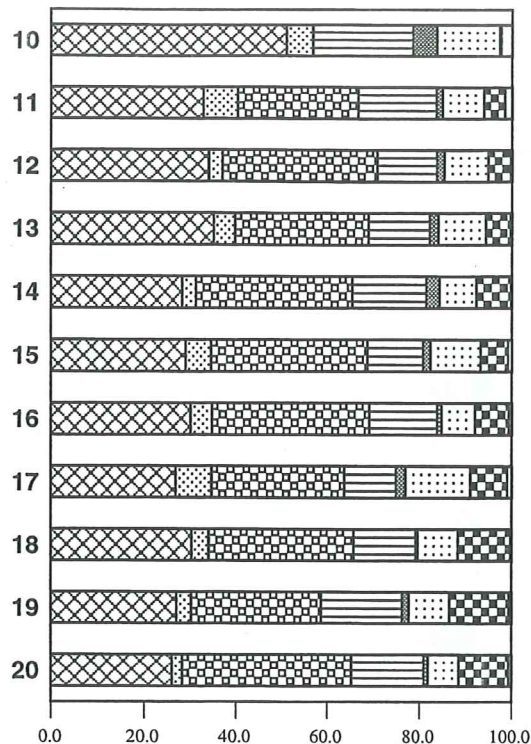


Fig. 14. Stapeldiagrammen visar bergarternas procentuella fördelning i profil B för prov 10-14 (enhet II) och prov 15-20 (enhet I). För teckenför- klaring, se figur 10.

provet 20 utgör den bara 26%, medan den vid 3,65 m i prov 13 utgör den största enheten med 35%. I det översta provet 10 utgör den kristallina kompo- nenten över hälften av alla räknade gruspartiklar. Komponenten paleozoisk kalksten är inte heller konstant utmed skärningen. I prov 20 utgör paleo- zoisk kalksten den största andelen medan den i prov 11 bara intar andra platsen bakom det kristal- lina. I prov 10 saknas kalksten. Andelen kvartsitisk sandsten ökar märkbart i prov 17 och i prov 11. Andelen paleozoisk skiffer varierar mellan 11% (prov 17) och 22% (prov 10). Andelarna kvarts är mycket ringa med värden mellan 1-3%. Enbart i prov 10 överskrider den knappt 5%. Sand- och siltstenar ökar i prov 17 och 10. Kritan och Dani- enkalkstenen når sina högsta värden i de tre under- sta proven 20, 19 och 18 för att sedan successivt minska uppåt. Gruppen övrigt ligger förutom i de två översta proven under 1%.

Profil C. - Profil C (figur 15) befinner sig 20 m öster om profil B, 67-71 m väst om hamnanlägg- ningen. Hela klintens höjd mäter 6 m, men bara de översta 2,5 m av den diamikta skärningen är fri- lagda. Nedanför består branten av 4 m rasmaterial ända ner till stranden. I den övre delen av skärning- en påträffas ett mindre skred. I den 4 m breda skärningen återfinns enhet I och II. Nivån för grän- sen mellan båda enheterna läggs strax ovanför sandskiktet vid 4,2-4,5 m höjd. Övergången är även här successiv och inte skarp.

Profil C

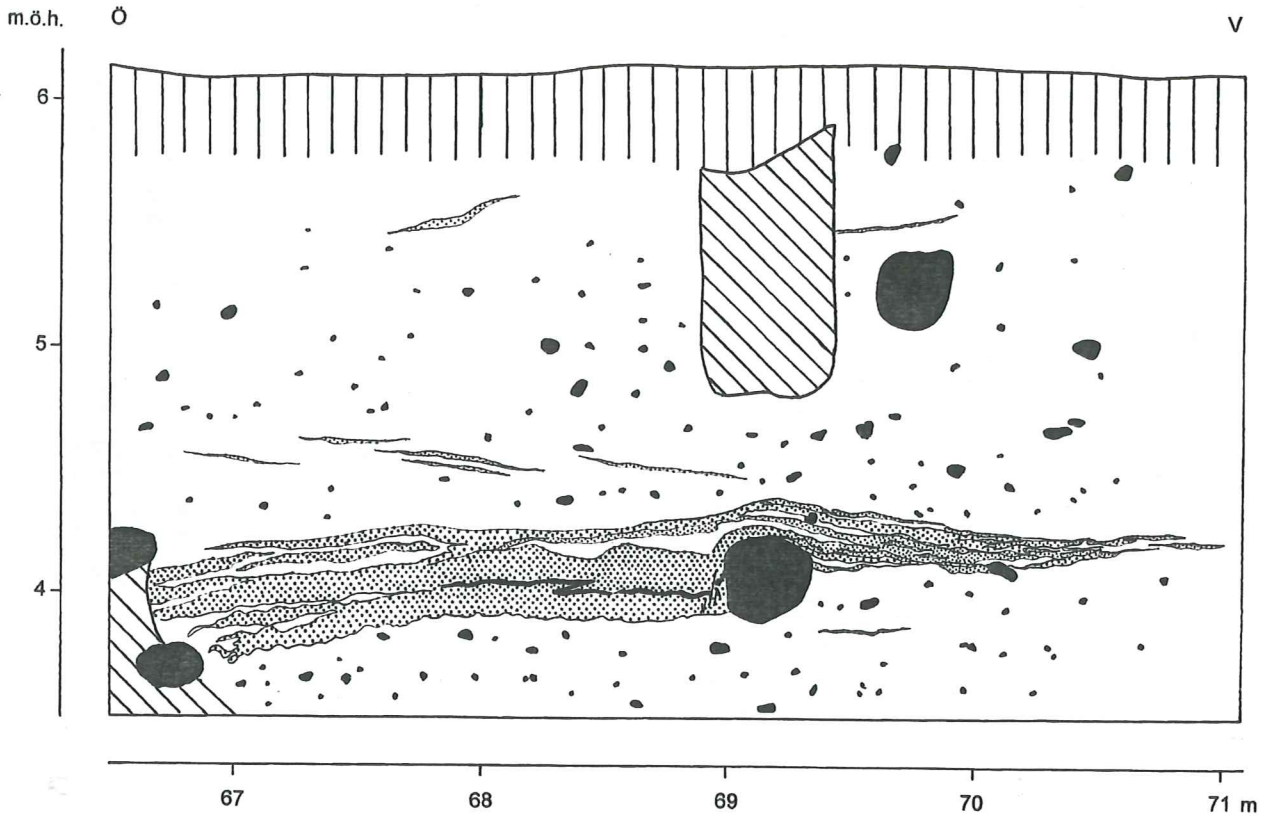


Fig. 15. Profil C vid Vierower Hafen visar enhet I & II. För teckenförklaring se figur 8.

Enhet I representeras här av deformerade sorterade sedimentlager som är inbäddade i massivt sandigt diamikt material. Sandskikten dyker i öster upp bakom en rasbrant. De ljusa, sorterade, massiva sedimenten interfingrar tydligt med det mör-

kare diamikta materialet. De enskilda sorterade sedimentens mäktighet varierar kraftigt från 1 cm till maximalt 20 cm. Förutom en viss gradering inom sedimentskikten saknas primära sedimentstrukturer. Det påträffas flera små liggande veck

Profil D

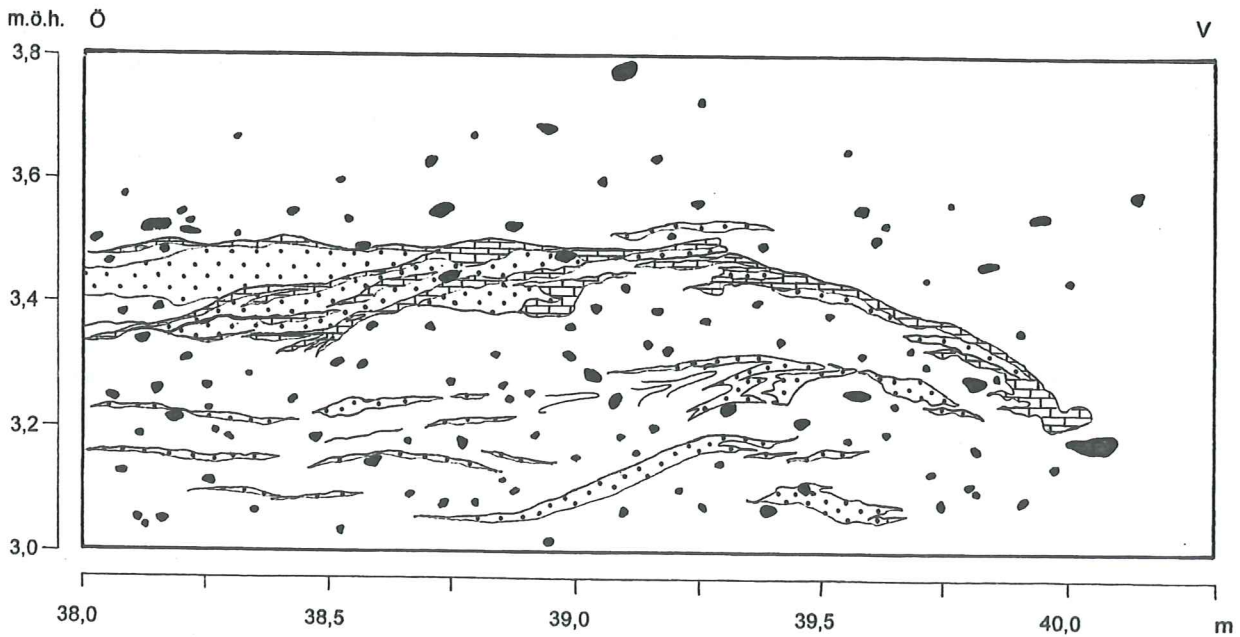


Fig. 16. Profil D vid Vierower Hafen visar enhet I. För teckenförklaring se figur 8.

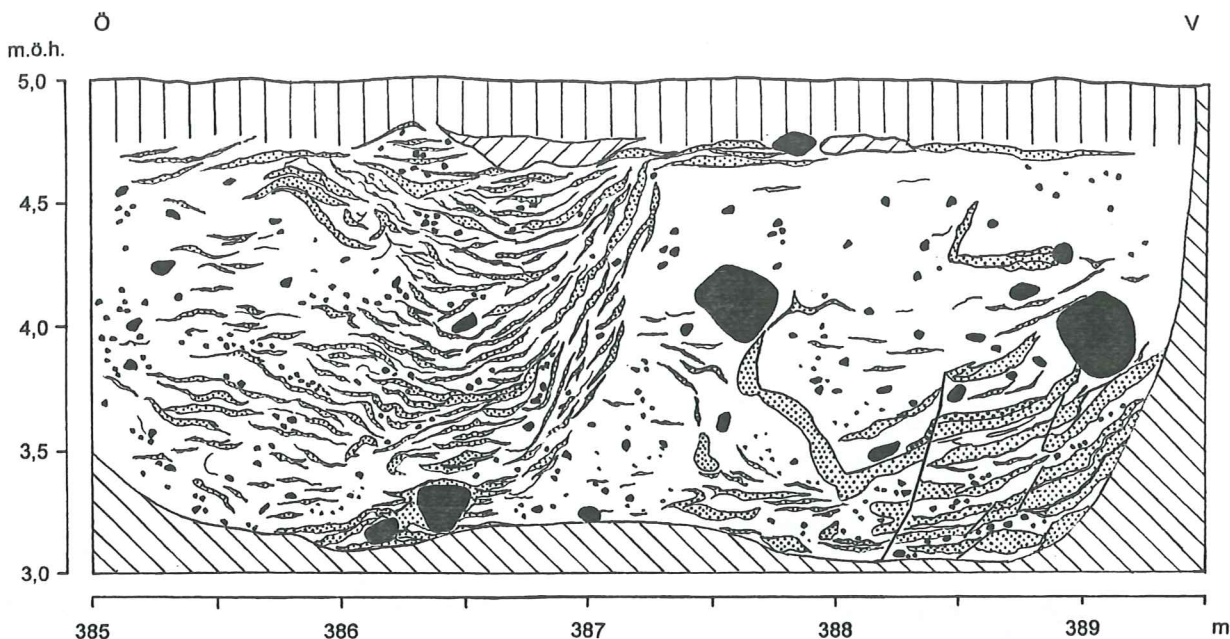


Fig. 17. Profil E vid Vierower Hafen visar enhet III. För teckenförklaring se figur 8.

med en nord-sydlig orienterad veckaxel som tyder på ett horisontellt tryck ifrån öster. I anslutning till ett kantavrundat granitblock återfinns en 2 cm stor normalförkastning i ett sandskikt. Sandlagret följer blockets överyta konformt för att sedan kila ut mot väster och försvinna i diamikt material.

Enhet II består av en brunfärgad, massiv diamikton som uppfattas som starkt konsoliderad. Tunna sandband eller -linser förekommer men dessa visar inga tecken på sekundär deformation som i enhet I. Enhet II avslutas uppåt med en raspåverkad jordmånshorizont. Men även här tyder flera svalbon på möjligheten till förekomst av sorterade lager och en lösare packningsgrad.

Profil D. - Profil D (figur 16) visar en 2,25 m bred och 0,8 m hög sektion 3 m ö h i en 8 m hög diamiktionskärrning som befinner sig 38 m väster om Vierower Hafen. Klinten täcks ovan- och nedanför skärningen av både vegetation och rasmaterial. Den utvalda sektionen exemplifierar enhet I. Massiva sandlager tillsammans med lager av kritkalksten finns inbäddade i grå-brunfärgad massiv matrixstött diamikton med hög konsolideringsgrad. Olika deformationstrukturer iaktas i den vita skrivkritan och de massiva sandskikten. Lossbrutna, fragmenterade kritklaster smetas ut, interfingerar med sandlager och diamiktonen eller återstår bara som ett tunt vitt band. Liknande deformationsstrukturer återfinns i de sorterade lagren. Det föreligger en komplex veckbildning där deformationstryckets huvudriktning tyvärr inte kunde urskiljas.

Profil E. - Profil E (figur 17; fotos 9 & 10, bilaga 2:5; foto 11, bilaga 2:6) visar den översta kom-

plexa enheten III i en 2 m hög och 4,5 m lång skärning 385 m väster om Vierower Hafen. Klinten är i sin helhet 5 m hög. De nedersta 3 m täcks av rasmaterial. Mot den horisontella överytan avgränsas enheten av ett 30 cm mäktigt jordmånslager. Rötter och recenta kalkutfällningar finns insprängda i skärningen.

Enheten III består huvudsakligen av sandig stratifierad matrixstött diamikton som är mycket lågt konsoliderad. Komplexiteten i sedimentens textur ger upphov till en stor färgvariation från gråvit över grå till brun. I den östra delen av skärningen syns en mängd kraftigt lutande nästan vertikalt lagrade småskaliga sorterade linser och körtlar av silt och sand som interfingerar med den omgivande diamiktonen. Fler veckningsstrukturer i de sorterade sedimenten förekommer. I den västra delen av skärningen finns två grusvittrade amfibolitblock i den gråbruna diamiktonen. Mellan och nedanför blocken sträcker sig flera kraftigt lutande sorterade sand- och grusskikt inbäddade i diamikton. De sorterade sedimentens mäktigheter varierar starkt. Utefter flera plan finns det dels decimeter- och dels centimeterstora normalförkastningar. I anslutning till förkastningsplanen påträffas flera kompressionsveck.

Profil F. - Profil F (figur 18; foto 12, bilaga 2:6) finns 7 m öster om profil E och representerar ytterligare en bild av den komplexa enheten III. Skärningen utgörs av de översta två metrarna av en 5 m hög kustklint. Även här täcks de nedre delarna av rasmaterial.

I botten av skärningen finner man en massiv matrixstött rostbrunfärgad diamikton. Grundmassan i diamiktonen består av sand och är förhållan-

Profil F

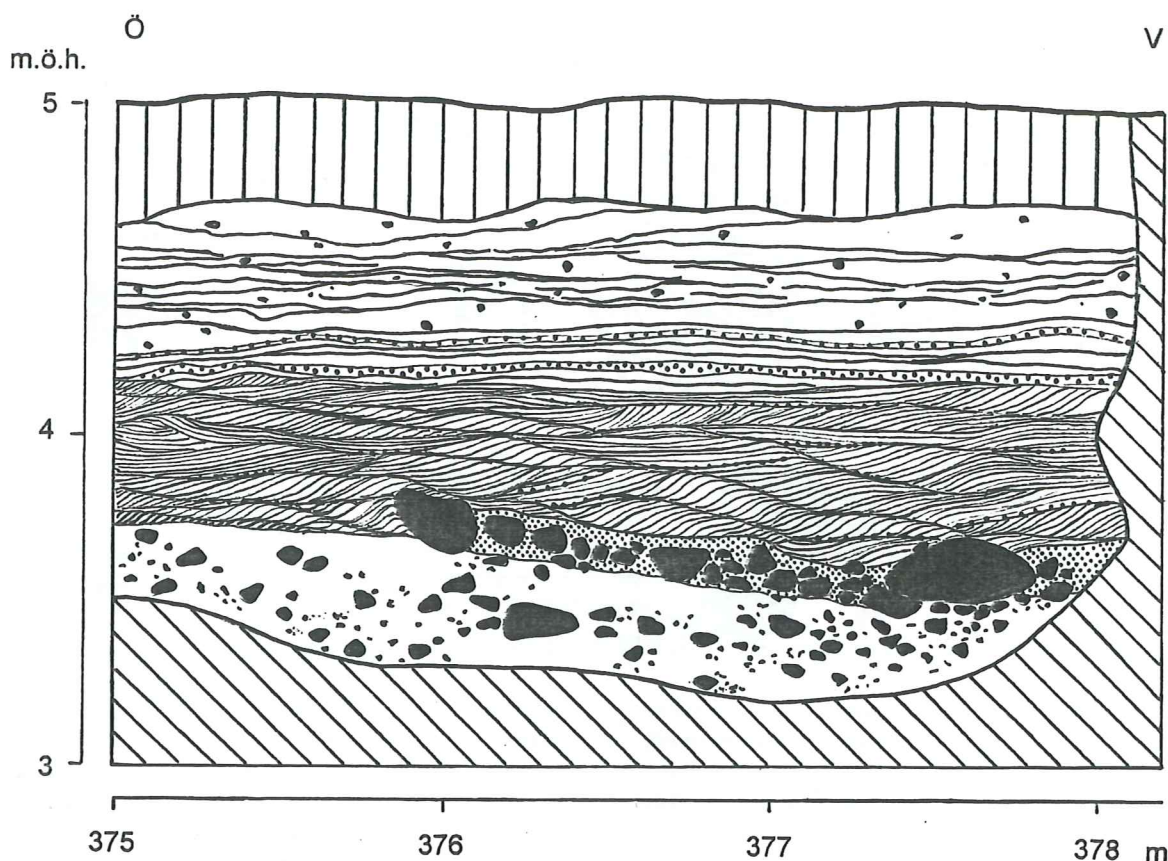


Fig. 18. Profil F vid Vierower Hafen är enhet III. För teckenförklaring se figur 8.

devis klasterrik. Packningsgraden är mycket låg. Ovanpå det massiva lagret följer på ett västerut lutande plan ett en till två decimeter tjockt skikt med grus, sten och block i ett massivt sandigt matrix. Kontakten mellan den massiva diamiktonen och de sorterade sedimenten avtecknar sig skarpt och är delvis erosiv. Det massiva sandlagret avbryts uppåt av ett 50 cm mäktigt lagrat sandskikt. Underst finner man lagringsstrukturer som tyder på korsskiktning. Strukturen i de sandiga sedimenten ändras uppåt till planlaminerade horisontella till svagt lutande lagerenheter. Sandlamina visar på en inbördes normalgradering. Konformt på sandlagret följer en 40 cm mäktig brunfärgad stratifierad sandig diamikton med låg kompakteringsgrad. Skärningen begränsas uppåt av en 40 cm mäktig jordmånshorisont.

Lokal tolkning

Enhet I och enhet II tillhör den subglaciala depositions miljön medan enhet III tillhör det supraglaciala systemet. Den genetiska enhetsgränsgörningen mellan enheterna I och II genomförs p g a skillnader i konsolideringsgraden, erosionsbenägenhet, färgskiftningen och framför allt tydliga tecken på deformation.

En objektiv bedömning av enheternas primära konsolideringsgrad kunde inte genomföras p g a avvikelser i uttorkningsgraden. Men även skillnader i uttorkningsgraden tillåter en genetisk tolkning. Den fuktigare enheten I lär troligen primärt ha uppvisat en högre konsolideringsgrad än den i torrare enheten II. Båda enheterna, som varken skiljer sig i kornstorleks- eller bergartssammansättning och därmed har liknande förutsättningar beträffande dränerings- eller uttorkningsbenägenhet, representerar olika deponeringsprocesser. Även färgskiftningen mellan enheterna talar för skillnader i konsolideringsgraden. En luckrare kompaktering gynnar en starkare oxidering av sedimenten som sedan återspeglas i en brunfärgning. Liknande parallell tillåts dras mellan packningsgraden och de recenta kalkutfällningarna som bara uppmärksammats i enhet II och III.

Enhet I tolkas som en subglacial deformerad bottenmorän. Faktorer som den huvudsakligen homogena texturen och strukturen och partiklarnas tydliga orientering spelar en avgörande roll. De sorterade subglacialt bildade sandlagren deformerades under en aktiv is (fotos 7 & 8, bilaga 2:4). Deformationstryckets riktning kan antas vara från O till NO. För en subglacial miljö talar även glacialt abraderade klaster och fissiliteten.

Enhet II representerar en subglacial utsmältningmorän. Även här finner man en homogenitet i den strukturella och texturella sammansättningen. Stabila partikelorienteringar i hela enheten talar för en subglacial miljö. Att enheten tolkas som en utsmältningmorän från en stagnant is kan föras tillbaka till avsaknaden av tydligt deformerade sorterade sediment samt den primära lägre packningsgraden.

Enhet III byggs upp av sorterade och diamikta sediment med stora vertikala och laterala variationer som deponerades i ett supraglacialt komplex. Förutom den stora inblandningen av sorterade sediment stöds tolkningen av den låga konsolideringsgraden samt enhetens läge i lagerföljden. Differensierad tillgång på smältvatten har varit en av de mest styrande faktorerna. Gravitationspåverkade flytmoräner finns nästan vid sidan om fluviala depositioner. Förekomsten av förkastningar tyder på inblandning av dödis under sedimentens deponering. Den stora spridningen i partiklarnas orientering i profil A tyder här på en flytmorän.

Grussammansättningen visade på relativt stabila förhållanden. De översta proven i profil A och profil B visar troligen inte den primära sammansättningen. Den tidigare deponerade kalken lär ha urlakat sekundärt med hjälp av jordmånsprocesser. De övriga proven visade den för regionen "typiska" N-NO-sammansättningen (Cepek 1972) som då domineras av kristallint urberg och paleozoisk kalksten med ytterligare uppblandning av den lokala berggrunden.

Den ostliga svängning som kunde uppmärksammas i partikelorienteringen återspeglar sig inte i bergartssammansättningen. Riktningvariationen lär därför vara av lokal och inte av regional karaktär.

4.2 Loissin

Väster om tältplatsen Loissin, 6,7 km väster om Lubmin (figur 5) påträffas de diamikta enheterna från Vierower Hafen i en 3-5 m hög kustklint. Öster om skärningen, bakom en trappnedgång till stranden, täcker ras och vegetation den vid km 6,5 upp till 8 m höga klinten. Sandstranden är cirka 10 m bred och höjer sig i genomsnitt 1 m ö h. Ovanför skärningen gränsar ett stugområde direkt mot kustbranten. På ett flertal ställen har man med återfyllningsmaterial försökt att stoppa den här kraftiga tillbakadragningen av kusten. Stenar och block har rensats ifrån stranden och lagts upp i form av vallar vid vattenbrynet.

Skärningen som även här sträcker sig i ost-västlig riktning är cirka 500 m lång, mellan km 6,7 och 7,2. Överytans högsta nivå över havet befinner sig direkt vid början i den östra änden. Här är skär-

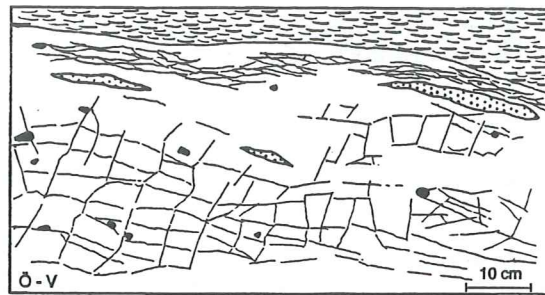


Fig. 19. Sprickmönster i enhet I vid Loissin, km 6,9. Diamiktonen överlagras av ett siltlager (enhet III). För teckenförklaring se figur 8.

ningen 5 m mäktig mätt ifrån stranden. Mot sin västra ände tappar skärningen i höjd och mäter 3 m vid 7,2 km.

Profilbeskrivning

På en 100 m lång sträcka, mellan km 6,7 och 6,8 finns en 4 m hög grå massiv matrixstödd diamikton som är fattig på klaster. De sparsamt spridda småskaliga sandlinser som påträffas i diamiktonen visar i de understa 2 m delvis tecken på deformation. Det sammanfaller med en tydligt utvecklad storskalig fissilitet som kan iaktas i diamiktonens undre del. Avståndet mellan sprickplanen mäter i genomsnitt 3-4 cm. Sprickmönstret redovisas i detalj i figur 19. I de övre 2 m av diamiktonen är skalan på fissiliteten betydligt mindre. Dessutom minskar konsolideringsgraden uppåt i skärningen. Mellan km 6,7 och 6,8 övergår moränen uppåt i lagerföljden med en undulerande icke erosiv gräns till en komplex diamikt enhet. I denna enhet interfererar sorterade sediment, som huvudsakligen består av massiv fin- och mellansand, med diamikta lager. Lagren är av varierande mäktighet med stora spridningar även i lagringsstrukturer. Horisontell planlaminerad eller korsskiktad sand med normalgradering mellanlagras eller avklippas av massiva ibland starkt lutande diamikta lager med ibland erosiva baser. Hela enheten har en ytterst låg kompakteringsgrad.

Den undre moränenheten kilar ner vid km 6,8 till stranden och följs uppåt av ett massivt siltlager. I övergångszonen till siltlagret syns tydligt hur skalan av moränens fissilitet minskar uppåt. De massiva mellansandlinserna i diamiktonen visar inga tydliga tecken på deformation.

Det massiva siltlagret övergår uppåt i lagerföljden i de tidigare beskrivna interfingerande sandiga och diamikta lagren. Kustklinten mellan km 6,8 och 7,2 byggs upp enbart av detta komplex med det massiva siltlagret underst vars mäktighet uppgår till 1,5 m och som följs uppåt av diamikta och sorterade sediment med varierande mäktigheter (1-3 m).

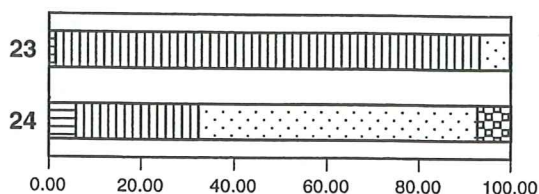


Fig. 20. Stapeldiagrammen visar den procentuella kornstorleksfördelningen i Loissin för prov 23 (enhet III) och prov 24 (enhet I). För teckenförklaring se figur 9.

På stranden 2 m framför klinten ungefär vid km 7,1 påträffas ett vindslipat granitblock. Västerut km 7,2 sjunker kustens höjd ner till strandens nivå. Siltlagret kan följas lateralt som ett tunt lager bakom strandsedimenten fram till km 7,55.

Resultat. - Kornstorleksanalys (figur 20) genomfördes på silten (prov 23) och den diamikta enheten (prov 24) som underlagrade silten vid km 6,8. Siltfraktionen utgör 92% i prov 23, sanden representeras med enbart 7% och andelen ler- och grusfraktion är försumbart liten. I det diamikta prov 24 utgör sanden den största procentandelen med 60%, följd av silten med 27%. De mindre andelarna består av 7% grus och 6% ler.

Grussammansättningen analyserades i prov 24 (figur 21). Andelen paleozoisk kalksten med 36% följs tätt av andelen kristallint urberg med 33%. Kvartsitisk sandsten utgör även här med 4% en liten andel. Paleozoisk skiffer intar en mellanstor andel med 11%. Därefter återstår bara mindre kvantitativa grupper med 5% kvarts, 6% sand- och siltsten och 3% krita och Danienkalksten. Gruppen övrigt intar 1%.

Lokal tolkning

De diamikta lagerenheterna korreleras på grund av de texturella och strukturella uppbyggnaderna med enhet I, II och III vid lokalen Vierower Hafen.

Den undre delen av den massiva diamiktonen korreleras med enhet I som då tolkades som subglacial deformerad bottenmorän med hjälp av lagrets storskaliga fissility och höga konsolidering. Stor överensstämmelse i kornstorleksammansättningen samt grussammansättningen stöder denna korrelering. En ytterligare aspekt för tolkningen är tecknen på deformerade sandlinser. Eftersom det

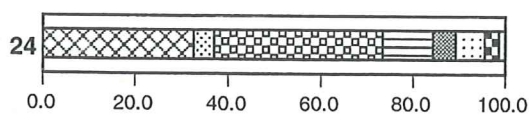


Fig. 21. Stapeldiagram visar bergarternas procentuella fördelning i Loissin för prov 24 (enhet I). För teckenförklaring se figur 10.

saknas spår av deformation i den övre delen samt att fissilityns skala minskar uppåt korreleras detta avsnitt med enhet II som tolkades vid Vierower Hafen som en subglacial utsmältningmorän. Även den stratigrafiska positionen är också den samma. Den uppmärksammade lägre konsolideringsgraden i denna enhet stöder den genetiska tolkningen.

Den strukturella och texturella variationen i lagerföljdens översta sediment samt dess position tillåter en korrelering med den komplexa enhet III som utgörs av en supraglacial deglaciationssekvens och tillhör deglaciationsfasen.

Det massiva siltlagret tolkas som en underenhet till den komplexa enheten III och understryker genom en ytterligare variation på den komplexa depositions miljö som råder i det supraglaciala systemet. I en smältvattenfylld depression deponerades under en inledande fas siltiga sediment. Sedimentationsregimen byter sedan karaktär under uppgrundingens gång. Det rinnande smältvattnet tar över. Samtidigt med sorterade sediment avsätts osorterade sediment i form av gravitationsstyrda flytmoräner.

4.3 Grosses Holz

Vid km 7,7 stiger kustens topografi ifrån stranden upp 6-7 m mot väster på en sträcka av 20 m (figur 5). Stranden är i genomsnitt 10 m bred och uppvisar bara få stenar och block. Vid km 8,0 kan kustavsnittets litologi studeras i de översta 4 metrarna i en 6 m hög klint (foto 1, bilaga 2:1).

Profilbeskrivning

Skärningens understa enhet består av ett upp till 2 m mäktigt löspackat sandlager. Sandens lagringsstrukturer är planlaminering med normalgradering eller korsskiktning. Inga primära sedimentära strukturer finns närmast kontakten. Kontakten mellan den undre sandenheten och den ovanpå följande starkt konsoliderade massiva diamikta enheten är erosiv (foto 2, bilaga 2:1). På undersidan av diamiktonen uppmärksammas ett flertal små parallella fåror. En fragmenterad sten av amfibolit befinner sig direkt i övergången mellan enheterna (foto 3, bilaga 2:2).

I de understa 20 cm av den bruna massiva matrxstötta moränenheten avtecknar sig en storskalig fissility liknande den som iaktogs vid km 6,8. Ovanpå följer en texturell liknande moränenheten men en mindre fissility. Gränsen mellan stor- och småskalig fissility avtecknar sig skarpt. Den massiva diamikta enheten avbyts uppåt i lagerföljden

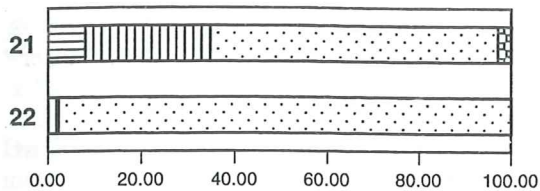


Fig. 22. Stapeldiagrammen visar den procentuella kornstorleksfördelningen i Grosses Holz för prov 21 (enhet I) och 22 (enhet S). För teckenförklaring se figur 9.

av en komplex enhet med diamikta och sorterade lager. Kompakteringsgraden i den övre diamiktonen är mycket mindre än i den understa.

I ett 50x100 m stort övergivet grustag cirka 500 m söderut in mot landet från skärningen Grosses Holz vid km 8,0 befinner sig ett cirka 0,5-1,0 m mäktigt diamikt sediment ovanpå en cirka 3 m mäktig sandenhet som visar korsskiktade lagringsstrukturer. Vid undersökningstillfället var grustagets botten vid 4 m djup vattenfyllt. Sandenhetens bas kunde därför inte urskiljas. De ofta kraftigt lutande diamikta sedimenten på toppen av lagerföljden visar ibland på erosiva baser mot underliggande sandlager. Kompakteringsgraden är mycket låg för alla sediment.

Resultat. - Kornstorleksanalys (figur 22) utfördes på sedimentprov av den understa moränenheten (prov 21) och av den underliggande sandenheten (prov 22) vid km 8,0.

Fraktionernas procentuella fördelning i prov 21 visar att sanden utgör med 62% den största andelen i moränen. Därefter följer siltfraktionen med 27%, lerfraktionen med 8% och till sist grusfraktionen med enbart 3%. Sanden i prov 22 visar sig vara mycket väl sorterad. Förutom en 2%-ig siltandel utgörs enheten enbart av fraktionen sand.

Riktningsanalys. De cirka 1 cm djupa och 2 cm breda fåror på diamiktonens undersida uppvisar en lätt (2°) stupning mot NO. Även amfibolitfragmenten efter krossningen i gränsen mellan sand- och moränenheten tyder på ett deformationstryck från NO.

Grussammansättningen analyserades i 4 olika sedimentprov vid km 8,0 (figur 23). Prov 21a och 21b representerar båda den undre diamikta enheten. Prov 22a och 22b är exempel på sandenhetens grussammansättning. Prov 21a och 21b skiljer sig något i fördelningen av de olika bergartsgrupperna. I båda framstår andelen kristallint material som den största gruppen med 45% (21a) och 43% (21b). I den mindre gruppen med kvartsitisk sandsten avviker proven inte heller mycket från varandra (3% resp 5%). I prov 21a utgör den näst största gruppen paleozoisk kalksten med 20%, följd av paleozoisk skiffer med 16% och gruppen kvarts med 3%. I prov 21b däremot intar den paleozoiska skiffern samma andel som den paleozoiska kalkstenen, båda med 12%. Kvartsandelen är 7% högre

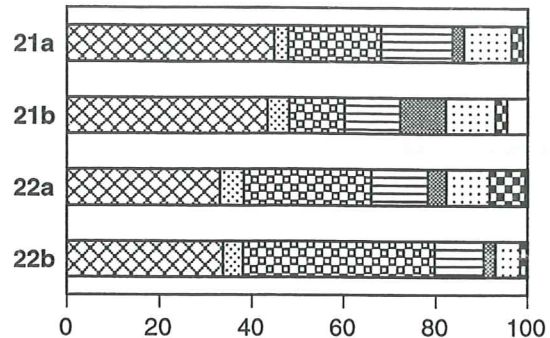


Fig. 23. Stapeldiagrammen visar bergarternas procentuella fördelning i Grosses Holz för prov 21a & 21b (enhet I) och 22a & 22b (enhet S). För teckenförklaring, se figur 10.

än i prov 21a, där det intar 10% av provet. Andelen av lokala bergarter är lika i båda proverna med 3%. Även i prov 22a och 22b uppträder avvikelse i sammansättningen. Andelen kristallint material är ganska lika med 33% i 22a och 34% i 22b. Också gruppen kvartsitisk sandsten överensstämmer bra med 5% i 22a och 4% i 22b. Paleozoisk kalksten utgör den andra största andelen med 28% i 22a, medan den i 22b intar den största andelen med 42%. Liknande fördelningar visar värden för paleozoisk skiffer, med 12% i 22a och 11% i 22b, och för kvarts med 4% i 22a och 3% i 22b. Ytterligare avvikelse påträffas i andelen för sand- och siltsten som går upp till 10% i 22a och som halveras till 5% i 22b. Även den lokala berggrunden representeras olika i proven. Andelen krita och Danienkalksten går upp till 8% i 22a och utgör enbart 1% i 22b.

Lokal tolkning

De undre sandlagren vid Grosses Holz kan inte korreleras med några tidigare definierade enheter och bildar därför en självständig enhet S. Sanden avsattes genom rinnande vatten. De diamikta enheterna som överlagras enhet S korreleras med de tidigare definierade och beskrivna enheterna I, II och III.

Homogeniteten i den undre diamiktonen talar för en subglacial deponeringsmiljö. Den erosiva basen tyder på existensen av en aktiv is. Avsaknaden av primära sedimentära strukturer i enhet S vid kontakten till diamiktonen kan ytterligare stödja närvaron av en glidande isbas. Detsamma gäller för den genom skjuvning roterade amfibolitstenen (foto 3, bilaga 2:2). Den storskaliga fissiliteten, den höga kompakteringsgraden och överensstämmelsen i kornstorlekssammansättningen medger därför korrelation med enhet I vid Vierower Hafen och enhet I vid Loissin. Diamiktonen som innehar den tydligt småskaliga fissiliteten och som saknar erosiva strukturer kan korreleras med den subglaciala

utsmältningsmoränen, enhet II. Den översta diamikta enheten korreleras med den komplexa enheten III p g a den stora inblandningen av sorterade sediment, den låga konsolideringsgraden samt dess vertikala läge.

De diamikta och sorterade sedimenten i grustaget korreleras med enheten III. Grustagets lagerföljd är ett ytterligare bevis för enheten III's komplexitet. Flera meter mäktiga sandlager som avsatts genom rinnande smältvatten överlagras av ett lager med flytmoräner.

5 Borrprotokoll

Det föreligger två borrprotokoll som kan ge information om byn Vierows lagerföljder. Vierow ligger 1,5 km söderut ifrån hamnanläggningen Vierower Hafen. Det första protokollet (VEB Geologische Erkundung Nord Schwerin 1964) som uppfördes i samband med borring efter grundvatten i Vierow ger följande profil:

<i>Djup(m)</i>	<i>Mäktighet (m)</i>	<i>Beskrivning</i>
0,4	0,4	jordmån
1,0	0,6	sandig diamikton
2,0	1,0	ler/silt
4,0	2,0	diamikton
5,4	1,4	finsand
29,0	23,6	sandig diamikton
34,0	5,0	finsand

Ytterligare en borring genomfördes i Vierow i samband med projekteringen av kärnkraftverket Lubmin (VEB Geologische Erkundung Nord Schwerin 1966). Vid denna borring nåddes även den kretaceiska berggrunden:

<i>Djup (m)</i>	<i>Mäktighet (m)</i>	<i>Beskrivning</i>
0,4	0,4	jordmån
1,0	0,6	finsand
3,0	2,0	mellansand
6,8	3,8	finsand
36,8	29,8	sandig diamikton
58,0	21,4	skrivkrita

6 Sammanfattande tolkning

Kustklintarnas lagerföljder vittnar om bara *en* glaciäröverskridning. Inga *hiatus* iaktogs i den diamikta lagerföljden. Den sista aktiva isrörelsen skedde från ONO. Efter depositionen av en aktiv is stagnerade rörelsen. Ett dödislandskap formades. Deponeringen skedde i ett supraglacialt komplex med huvudsakligen flow tills vid sidan om glacifluviala samt glacialakustrina sediment. Deponeringen skedde i ett dödislandskap med varierande topografi.

Enhet I reflekterar glaciärens aktiva fas. Enheter II och III återspeglar stagnations- och deglaciationsfasen.

Aktiva fasen. - Enhet I tolkas som en lodgement till *sensu latu* som delvis har utsatts för deformation. Konsolideringsgraden talar tydligt för en subglacial deponeringsmiljö där glaciärens belastning och dynamik svarade med vattenavgång för en hård packning. Partiklarnas form samt sedimentets homogenitet vittnar om en basal transport och en gradvis deponering av debris, som resulterade i en fixering av partiklar i underlaget efter den basala utsmältningen. Räfflingen på ovansidan av partiklarna vittnar om överskridningen av den aktiva isen efter deponeringen.

De erhållna fabricvärdena överensstämmer med riktvärden för en lodgement till (Dowdeswell & Sharp 1986). Plottningen av signifikansvärden S_1 och S_3 visar samma mönster (figur 24). Därför kan det utgå från att V_1 -värden återspeglar glaciärens aktiva rörelse från O eller NO jämte övergångar med bara lite avvikelse. Att deformation åstadkom en reorientering av partiklarna är mindre troligt p g a kontinuitet i partikelorienteringen lateralt och även vertikalt.

De massiva sandlinserna kan ha bildats i en basal zon i ett av Bennet & Glasser (1996) beskrivna subglaciala dräneringssystem. Men även andra sedimentationsmiljöer tillhörande tidigare nedsnings- eller isfria perioder är tänkbara. Deformationen skedde troligen i samband eller nära anslutning till enhetens deponering, eftersom det finns både deformerade och odeformerade sandlinser sida vid sida. Deformationsstrukturer i ett flertal av de sorterade sedimenten t ex liggande veck som fortfarande har kontakt med sina "rötter" tyder på relativt måttliga och kortvariga skjuvningskrafter. Existensen av ett breccierat och delvis utsmetat kritklastar är möjligen ytterligare ett exempel på deformationens kortvarighet och måttliga styrka. Kraftiga och långvarande deformationer medför ofta laminisering eller homogenisering av sedimenten (Hart & Boulton 1991). Den aktiva glaciärens skjuvningskraft avtecknar sig även genom en viss fissilitet. Att en ändring i fissilitetens

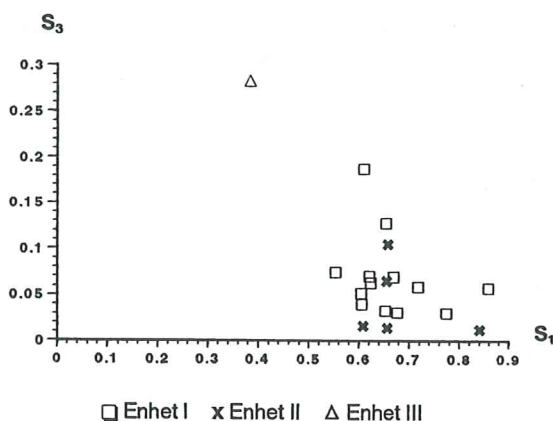


Fig. 24. Diagrammet visar översiktlig varje fabrics styrka i signifikansvärden S_1 och S_3 . Den grafiska fördelningen motsvarar det morängenetiskt relaterade mönstret som redovisas av Dowdeswell & Sharp (1986).

storlek även kan tyda på en ändring i enhetens genes, har visats bl a i undersökningen av diamikta lager i Skåne (Malmberg Persson & Lagerlund 1994). Där sammanföll en minskning i fissiliteten med övergången från aktiva till stagnanta isförhållanden, d v s övergång mellan lodgement till och melt-out till. Denna tolkning är möjligen även användbar för den strukturella ändringen i enheten som iaktogs vid lokalen Loissin (figur 19). Den iaktagna subglaciala deformationen kan vara ett tecken på glaciärens randområden med ofta höga porvattentryck och tunna istäcke (Hart & Boulton 1991).

Stagnationsfasen. - Enhet II tolkas som subglacial melt-out till från en materialbemängd stagnant is. Fabricen visar den sista aktiva isrörelsen innan isen stagnerade. Även här stöder signifikansvärdens diagrammönstret (figur 24) med höga S_1 - och låga S_3 -värden den genetiska tolkningen (Dowdeswell & Sharp 1986). Partiklarnas orientering är konform med de underlagrade aktivt deponerade partiklarna i lodgement till.

Den glaciala rörelsen kan ha fortgått under deponeringen i en aktiv zon ovanför det avsnörda ispaketet. Men den höga bevaringspotentialen av de englacialt bildade vattensorterade sedimenten talar mera för en slutlig stagnation av isen, en övergång till deglaciationsfasen. Bevarandet av englaciala strukturer i form av sorterade sediment som avsattes i englaciala dräneringskanaler talar för låga porvattentryck under deponeringen.

Deglaciationsfasen. - I enhet III talar ändring i partiklarnas orientering (figur 24), sedimentens lägre konsolideringsgrad och lagringsstrukturer

för en övergång till supraglaciala förhållanden. Om det i denna dödismiljö fanns primär möjlighet till bildning utav melt-out till är sannolikheten för en sekundär omlagring av sedimenten genom gravitations- och smältvattenstyrda massrörelser mycket stor. Med ledning av detta tolkas de påträffade diamiktona sedimenten i denna enhet som flow till som med sina kaotiska lagringsstrukturer indirekt vittnar om dödisens existens. Den höga smältvattenhalten åskådliggörs i form av frekvent uppträdande vattenavsatta sediment. Vid sidan om glaci-fluviala former finner man även suspensionsavsatta glaciolakustrina sediment. Supraglaciala smältvattensjöar bildades i isdämda depressioner. Sedimenten i Loissin vittnar om en gradvis igenfyllning av en sådan dödisdepression med ett siltigt lager i botten. Suspensionsavsättningen överges under framskriden uppfyllning. Flow till avslutar lagerföljden på toppen. Minskad vattenhalt minskar inslaget av sorterade sediment och gynnar samtidigt bildning av flow till. Grus-tagets i Grosses Holz lagerföljd exemplifierar dessa förhållanden.

För tolkningen av sanden i Grosses Holz, enhet S, finns det flera alternativa bildningsmiljöer. Glaci-fluvium kan bildas t ex subglacialt, englacialt, supraglacialt eller proglacialt. En deponering under enhet I-glaciärens deglaciationsfas verkar utesluten genom den erosiva kontakten till enhet I. Sanden kan ha bildats under en äldre glaciation eller deglaciation. Andra primära sediment som möjligen överlagrade enhet S kan ha eroderats bort av enhet I-isen. Även en icke-glaciärrelaterad bildningsmiljö, under ett tidigare isfritt skede, kunde vara ett möjligt alternativ. Tolkningen måste lämnas öppen tills vidare.

Även med tanke på den låga upplösningen och låga precisionen av data från borrhprotokoll kan informationen ändå vara ett ytterligare hjälpmedel till tolkningen av kvartära lagerföljder. Båda borrhningarna i Vierow visar på enheten III's karakteristik med diamikta och sorterade sediment av varierande mäktighet som utgörs av de översta metrarna i båda borrhningarna. Utbildningen av glaciolakustrina förhållanden antyds genom ett 1 m mäktigt ler/siltlager. Lagerföljden ner till den kretaceiska berggrunden vid ca 37 m bildas av mäktiga sandiga och diamikta sediment. Korrelation med tidigare undersökta enheter eller vidareförande tolkning av borrhprofilerna undviks beroende på borrhningsteknikens datafelkällor. Utöver det saknas all strukturell information om lagren.

Den litologiska sammansättningen visar en blandning av övervägande långtransporterat med

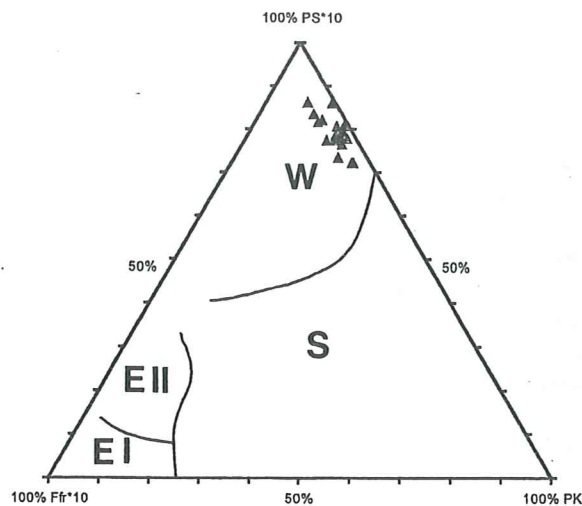


Fig. 25. Diagram visar grusräkningsprovets (enhet I & II) position i ett triangeldiagram på tre urvalda bergartsgrupper som sedan statistisk behandlades enligt tyska standardmetoden TGL 25232 (1980). W=Weichsel, S=Saale, E=Elster, Ffr=flinta, PK=paleozoisk kalksten, PS=paleozoisk skiffer.

en mindre andel lokalt material. Det finns mindre avvikelser bland de procentuella grupp-fördelningarna varvid dock de övergripande trenderna inte nämnvärt ändras. Detta kan vara ett bevis för "transportbandets" riktningstabilitet. Bergarts-sammansättningen i enhet I återspeglar sig i stort sett i enhet II's sammansättning. Det ger ytterligare en indikation för tolkningen att depositionen sker under en och samma nedisningsfas. Att koppla vissa procentuella avvikelser till ändrade förhållanden i glaciärens dynamik anses mycket hypotetiskt i detta läge.

Bergarternas fördelning, t ex låga dolomitvärden, höga andelar av kristallint urberg, paleozoisk skiffer och kalksten samt mesozoiska kalkstenar tyder generellt på en regional transport från N-NO (Cepek 1972). Höga andelar dolomit och lägre andelar kristallint urberg hade däremot indikerat en mera östlig transport. Fabricdata i denna undersökning motsäger möjligen dessa generellt tolkade transportriktningar. Enligt den tyska metoden som exemplifieras i ett triangeldiagram (figur 25), visar moränen en tydlig Weichselålder (TGL 25232 1980). En närmare relativ åldersbestämning görs med hänsyn till lokalens position norr om Mecklenburg-randläget (figur 2). Eftersom klintarna representerar den yngsta deglaciationsfasen i området kan man utgå ifrån att även moränen tillhör den yngsta Weichsel-nedisningsfasen (W3).

7 Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Studie war die Untersuchung einiger Kliffe an der Südküste des Greifswalder Boddens. Die Kliffe, welche dem Weichsel-Spätglazials (W3) zugeordnet werden, wurden im Detail an repräsentativen Abschnitten mit Hilfe von lithologischen und textuellen Darstellungen, Geschiebeeinregelung und Probenahme für Korngrößenverteilung und Geschiebeanalyse untersucht, um danach eine genaue Differenzierung des Moränenschutts vorzunehmen und deren Relation zueinander feststellen zu können.

Zwischen drei Moräneneinheiten mit verschiedenartiger Genese, I, II und III, konnte unterschieden werden. Die Einheiten I und II bestehen hauptsächlich aus massiven, sandigen Geschiebemergeln, wohingegen sich die oberste Einheit III aus einem Komplex von unsortierten und sortierten Sedimenten (Sande und Schluffe) zusammensetzt. Der Übergang von Einheit I zu Einheit II ist fließend und wird prinzipiell durch Veränderungen in der Farbgebung (Einheit I grau bis olivgrün, Einheit II graubraun bis hellbraun), im primären Grad der Konsolidierung (Einheit I kompakter als Einheit II) und Deformationstexturen (deformierte Sandlinsen beschränkt auf Einheit I) angezeigt. Die unterste Einheit I wird als Bodenmoräne, lodgement till, interpretiert und deren Geschiebeeinregelung der Einheit I verweist auf Fließrichtungen

der Eismassen von Ost und NO. Auf Grund der in Einheit II vermißten Anzeichen von subglazialer Deformation, Erosion oder Schiebung, die ausserdem von einer geringeren Dichte begleitet werden, kann diese als subglaziale Ausschmelzmoräne, basal melt-out till, ein Relikt des mit glazialem Schutt beladenen Eises interpretiert werden. Die Geschiebeeinregelung dieser Einheit illustriert die letzte Fließrichtung des Eises von ONO. Die Geschiebezusammensetzung, die als "N-NO-Typ" gedeutet werden kann, ist im großen und ganzen an allen untersuchten Aufschlüssen konstant. Die zusammengesetzte Einheit III wird als Toteiskomplex interpretiert, die aus Fließmoränen, flow tills, glazifluviatilen und glazilakustrinen Sedimenten besteht, die in einer supraglazialen Position gebildet werden. Damit repräsentiert Einheit III im Untersuchungsgebiet gleichzeitig auch die letzte Deglaziationsphase.

Einheit I spiegelt die aktive Glazialphase, Einheit II die Stagnationsphase wieder, Einheit III dagegen die des Zerfallprozesses der stagnierenden Eismassen. Lücken in der Sedimentation wurden nicht angetroffen und zusammengefaßt deuten die Ergebnisse darauf hin, daß die moränalen Kliffe nur im Verlauf einer einzigen Vereisung mit dazugehörigem Rückgang des Eises geformt wurden.

Tack

Främst vill jag gärna tacka Erik Lagerlund för all uppmuntrande och stödande handledning som jag fått motta och för att min önskan om fältstudier i nordöstra Tyskland kunde förverkligas. Ett stort tack även till Joachim Albrecht som hjälpte mig både i fält och med analyserna i Lund. Dessutom tackar jag hela personalen vid kvartärgeologiska institutionen vid Lunds universitet för all hjälp, råd och konstruktiva diskussioner. Kay Krienke från Greifswalds universitet tackar jag för hans

insatser vid inhämtning av alla tillstånd hos de tyska myndigheterna samt hans hjälp med litteraturreferenserna.

Ett speciellt tack riktas till mina föräldrar Ingrid och Lutz Brüggemann som hjälpte mig några dagar i fält när det behövdes som mest. Till sist vill jag tacka min man Thomas Eriksson för all hans förståelse och uppmuntran under arbetets gång samt för granskningen av textens stavning.

Referenser

- 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. 1996: *Ice sheets and landforms*. John Wiley & Sons, Chichester, 364 sidor.
- Cepek, A.G. 1972: Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald* 21:1, 11-21.
- Dowdeswell, J.A. & Sharp, M.J. 1986: Characterization of pebble fabrics in modern terrestrial glacial sediments. *Sedimentology* 33, 699-710.
- Dreimanis, A. 1988: Tills: Their genetic terminology and classification. Publicerat i: *Genetic Classification of Glaciogenic Deposits*, 17-84. Redaktörer: Goldthwaith, R.P. & Matsch, C.L., Balkema, Rotterdam.
- Dreimanis, A. 1993: Small to medium-sized glaci-tectonic structures in till and in its substratum and their comparison with mass movement structures. *Quaternary International* 18, 69-79.
- Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern 1994: *Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Übersichtskarte (1:500000), Quartärgeologische Strukturkarte von Mecklenburg-Vorpommern*.
- Haldorsen, S. & Shaw, J. 1982: The problem of recognizing melt-out till. *Boreas* 11, 261-277.
- Hart, J.K. & Boulton, G.S. 1991: The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Review* 10, 335-350.
- Lagerlund, E., Malmberg Persson, K., Johansson, P., Krzyszkowski, D., Dobracka, E., Dobracki, R. & Panzig, W.-A. 1995: Unexpected ice flow directions during the late Weichselian deglaciation of the south Baltic area indicated by a new lithostratigraphy in NW Poland and NE Germany. *Quaternary International* 28, 127-144.
- Lowe, J.J. & Walker, M.J.C. 1997: *Reconstructing Quaternary Environments*. Andra upplagan. Longman, London. 446 sidor.
- Malmberg Persson, K. & Lagerlund, E. 1994: Glacial dynamics and transport of debris during the final phases of the Weichselian Glaciation, southwest Skåne, Sweden. *Journal of Quaternary Science* 9, 245-256.
- Mark, D.M. 1973: Analysis of Axial Orientation Data, Including Till Fabrics. *Geological Society of America Bulletin* 84, 1369-1374.
- Müller, U., Rühberg, N. & Krienke, H.-D. 1995: The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern. Publicerat i: *Glacial Deposits of North-East Europe*, 501-514. Redaktörer: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Kozarski, S., A.A. Balkema, Rotterdam.
- Niedermeyer, R.-O., Kliewe, H. & Janke, W. 1987: *Die Ostseeküste zwischen Boltenhagen und Ahlbeck*. VEB Hermann Haack Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, 164 sidor.
- Panzig, W.-A. 1991: Zu den Tills auf Nordostrügen. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 19, 331-346.
- Panzig, W.-A. 1995: The tills of NE Rügen - lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the South-Western Baltic region. Publicerat i: *Glacial Deposits of North-East Europe*, 521-534. Redaktörer: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Kozarski, S., A.A. Balkema, Rotterdam.
- Paul, M.A. 1983: The supraglacial land system. Publicerat i: *Glacial Geology. An Introduction for Engineers and Earth Scientists*, 71-90. Redaktör: Eyles, N., Pergamon Press, Oxford.
- Paul, M.A. & Eyles, N. 1990: Constraints on the preservation of diamict facies (melt-out tills) at the margins of stagnant glaciers. *Quaternary Science Reviews* 9, 51-69.
- Peterss, K. 1995: Fabric analyses of Pomeranian and Late-glacial tills in Mecklenburg. Publicerat i: *Glacial Deposits of North-East Europe*, 535-546. Redaktörer: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Kozarski, S., A.A. Balkema, Rotterdam.
- Pettersson, G. 1997: Unexpected ice movement directions during the last deglaciation in Ujście, NV Poland - stratigraphical investigations. *Quaternary Studies in Poland* 14, 85-94.
- Reinicke, R. 1989: Der Greifswalder Bodden - geographisch-geologischer Überblick, Morphogenese und Küstendynamik. *Meer und Museum* 5, 3-7.
- Rühberg, N. & Bremer, F. 1995: Geological Mapping in Mecklenburg-Vorpommern. Publicerat i: *Glacial Deposits of North-East Europe*, 515-520. Redaktörer: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Kozarski, S., A.A. Balkema, Rotterdam.
- Schulz, W. 1992: *Geologische Kartierung des Steilufers bei Lubmin Kreis Greifswald*. Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin. 20 sidor.
- Shaw, J. 1985: Subglacial and ice marginal environments. Publicerat i: *Glacial sedimentary environments*. SEPM Short Course 16, 7-84. Redaktörer: Ashley, G.M., Shaw, J. & Smith, N.D.

Talme, O. & Almén, K-E. 1975: *Jordartsanalys - laboratorieanvisningar 1*. Kvartärgeologiska institutionen, Stockholms Universitet, 128 sidor.
TGL 25232 1980: *Analyse des Geschiebebestandes Quatärer Grundmoränen*. Verlag für Standardisierung, 25 sidor.
VEB Geologische Erkundung Nord Schwerin 1964: *Schichtenverzeichnis, Bohrung Vierow, Hy Wuu 64*.

VEB Geologische Erkundung Nord Schwerin 1966: *Schichtenverzeichnis, Bohrung Vierow, Hy Lbm 22/66*.
VEB Kartographischer Dienst Potsdam 1983: *Horizontkarte gE-Sv mit Darstellung der Quartärbasis 1:50000, Göhren 1268*.

Bilaga 1:1

Tabell 1. Förteckning över provtagningsnivåer och lokaler samt vilka analyser som genomfördes på proven.

Prov no	Nivå (m)	Lokal	Enhet	Kornstorlek	Fabric	Grusräkning	Antal korn
1	4.00	A	III	x		x	434
2	3.50	A	III	x	x	x	433
3	3.00	A	II	x	x	x	516
4	2.50	A	II	x		x	624
5	2.00	A	I	x	x	x	573
6	1.50	A	I	x	x	x	790
7	1.00	A	I	x	x	x	607
8	0.50	A	I	x	x	x	857
9	0.00	A	I	x		x	1072
10	5.15	B	II	x		x	365
11	4.65	B	II	x		x	687
12	4.15	B	II	x	xx	x	722
13	3.65	B	II	x		x	895
14	3.15	B	II	x	xx	x	800
15	2.65	B	I	x	x	x	849
16	2.15	B	I	x	xx	x	722
17	1.65	B	I	x	x	x	778
18	1.15	B	I	x	xx	x	644
19	0.65	B	I	x	x	x	617
20	0.15	B	I	x	xx	x	530
21a		Gr.Holz	I	x		x	194
21b		Gr.Holz	I			x	396
22a		Gr.Holz	S	x		x	432
22b		Gr.Holz	S			x	1002
23		Loissin	III	x			
24		Loissin	I	x		x	365

Tabell 2. Resultat från fabricanalyser.

Fabric no	Nivå (m)	Profil	Enhet	V ₁	S ₁	S ₃	n
2	3,5	A	III	158/18	0.388	0.284	25
3	3,0	A	II	49/9	0.663	0.106	25
5	2,0	A	I	59/17	0.627	0.064	25
6	1,5	A	I	66/12	0.680	0.032	25
7	1,0	A	I	85/17	0.861	0.058	25
8	0,5	A	I	76/14	0.624	0.071	25
12 (95m)	4,15	B	II	65/12	0.613	0.017	25
12 (97m)	4,15	B	II	64/11	0.845	0.013	25
14 (95m)	3,15	B	II	64/10	0.661	0.015	25
14 (97m)	3,15	B	II	73/11	0.660	0.066	25
15 (96m)	2,65	B	I	66/12	0.612	0.188	25
16 (95m)	2,15	B	I	48/27	0.609	0.041	25
16 (97m)	2,15	B	I	68/14	0.657	0.129	25
17 (96m)	1,65	B	I	58/11	0.607	0.053	25
18 (95m)	1,15	B	I	81/12	0.721	0.06	25
18 (97m)	1,15	B	I	69/11	0.673	0.07	25
19 (96m)	0,65	B	I	62/17	0.777	0.031	25
20 (95m)	0,15	B	I	63/12	0.557	0.075	25
20 (97m)	0,15	B	I	54/12	0.656	0.034	25

Bilaga 1:2

Tabell 3. Provens procentuella kornstorleksfördelning.

Prov no	lera%	silt%	sand%	grus%
1	2.82	23.83	71.31	2.04
2	14.34	23.44	59.49	2.73
3	9.98	25.75	59.36	4.91
4	10.72	28.00	57.64	3.64
5	10.70	23.89	60.36	5.05
6	11.05	26.14	59.40	3.41
7	7.76	28.51	58.98	4.75
8	11.69	25.70	58.02	4.59
9	11.47	26.43	58.35	3.75
10	14.20	19.68	63.89	2.23
11	11.78	23.11	62.14	2.97
12	10.51	23.51	62.25	3.73
13	8.84	27.30	60.76	3.10
14	9.93	26.74	60.22	3.11
15	7.48	30.13	58.57	3.82
16	7.79	31.91	56.19	4.11
17	8.78	27.76	58.70	4.76
18	14.07	26.98	55.73	3.22
19	9.00	28.05	58.72	4.23
20	9.22	25.96	60.22	4.60
21	7.98	26.63	62.47	2.92
22	0.00	2.24	97.76	0.00
23	1.44	91.65	6.72	0.19
24	5.88	26.52	60.32	7.28

Tabell 4. Grusräkningsdata i antalet partiklar/bergartsgrupp samt deras procentuella fördelning.

Prov nr	Kristallint urberg	Kvartsitisk sandsten	Paleozoisk kalksten	Paleozoisk skiffer	Kvarts	Sand- & siltsten	Krita & Danienkst	Övrigt	Summa partiklar	% Kristallint urberg	% Kvartsitisk sandsten	% Paleozoisk kalksten	% Paleozoisk skiffer	% Kvarts	% Sand- & siltsten	% Krita & Danienkst	% Övrigt	% Summa
1	256	36	0	40	24	52	5	21	434	59.0	8.3	0.0	9.2	5.5	12.0	1.2	4.8	100
2	199	15	79	74	13	28	17	9	434	45.9	3.5	18.2	17.1	3.0	6.5	3.9	2.1	100
3	165	28	127	108	7	39	33	11	518	31.9	5.4	24.5	20.8	1.4	7.5	6.4	2.1	100
4	186	24	211	101	11	51	35	6	625	29.8	3.8	33.8	16.2	1.8	8.2	5.6	1.0	100
5	182	20	199	88	5	48	31	3	576	31.6	3.5	34.5	15.3	0.9	8.3	5.4	0.5	100
6	233	39	294	87	7	68	51	13	792	29.4	4.9	37.1	11.0	0.9	8.6	6.4	1.6	100
7	173	21	186	120	13	60	33	2	608	28.5	3.5	30.6	19.7	2.1	9.9	5.4	0.3	100
8	220	18	291	129	13	83	97	4	855	25.7	2.1	34.0	15.1	1.5	9.7	11.3	0.5	100
9	305	36	323	133	9	98	160	8	1072	28.5	3.4	30.1	12.4	0.8	9.1	14.9	0.7	100
10	187	21	0	79	19	50	1	9	366	51.1	5.7	0.0	21.6	5.2	13.7	0.3	2.5	100
11	226	51	181	116	9	62	31	11	687	32.9	7.4	26.3	16.9	1.3	9.0	4.5	1.6	100
12	246	21	244	93	12	68	36	2	722	34.1	2.9	33.8	12.9	1.7	9.4	5.0	0.3	100
13	315	42	261	119	16	93	48	3	897	35.1	4.7	29.1	13.3	1.8	10.4	5.4	0.3	100
14	226	24	273	128	23	64	60	2	800	28.3	3.0	34.1	16.0	2.9	8.0	7.5	0.3	100
15	251	48	295	104	14	94	52	7	865	29.0	5.5	34.1	12.0	1.6	10.9	6.0	0.8	100
16	218	33	248	106	7	52	53	5	722	30.2	4.6	34.3	14.7	1.0	7.2	7.3	0.7	100
17	215	62	232	89	16	113	64	8	799	26.9	7.8	29.0	11.1	2.0	14.1	8.0	1.0	100
18	193	24	201	85	3	56	72	2	636	30.3	3.8	31.6	13.4	0.5	8.8	11.3	0.3	100
19	167	20	175	108	9	55	79	4	617	27.1	3.2	28.4	17.5	1.5	8.9	12.8	0.6	100
20	146	13	207	88	5	38	60	4	561	26.0	2.3	36.9	15.7	0.9	6.8	10.7	0.7	100
21a	87	6	39	30	5	20	5	2	194	44.8	3.1	20.1	15.5	2.6	10.3	2.6	1.0	100
21b	172	19	47	48	39	43	10	18	396	43.4	4.8	11.9	12.1	9.8	10.9	2.5	4.5	100
22a	143	22	120	53	17	41	34	2	432	33.1	5.1	27.8	12.3	3.9	9.5	7.9	0.5	100
22b	339	42	418	107	26	54	14	2	1002	33.8	4.2	41.7	10.7	2.6	5.4	1.4	0.2	100
24	119	16	133	40	18	23	11	5	365	32.6	4.4	36.4	11.0	4.9	6.3	3.0	1.4	100



Foto 1. Bilden visar enhet S och enhet I, II & III vid Grosses Holz.



Foto 2. Närbild på foto 1 med erosiva kontaktytan mellan enhet S och enhet I vid Grosses Holz.

Bilaga 2:2



Foto 3. Ytterligare ett närbild på foto 1 som visar också kontaktytan mellan enhet S och enhet I vid Grosses Holz. Amphibolitstenen i övergången har krossats och skjuvats med en kraft som riktades från vänster mot höger i bilden. Närmast kontakten saknas p g a skjuvningen primära lagringsstrukturer i enhet S.



Foto 4. Stranden och skärningen väster om Vierower Hafen.

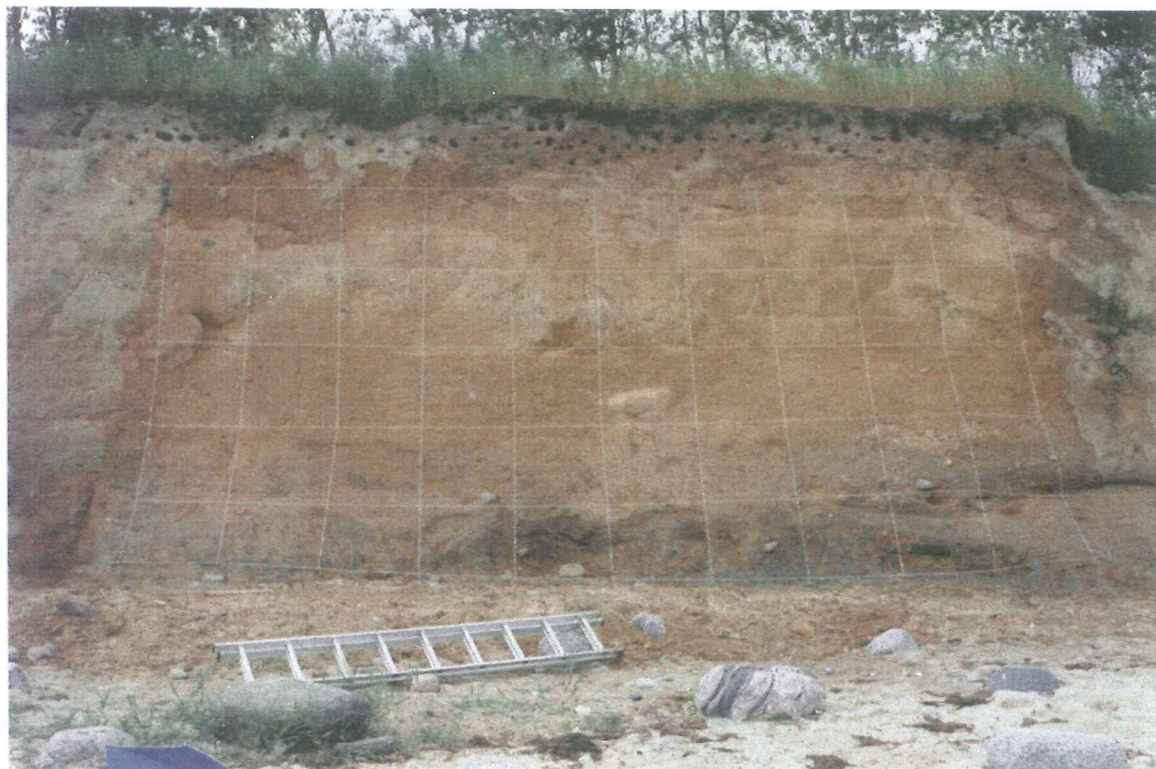


Foto 5. Profil B vid Vierower Hafen. Varje sida i rutnätet mäter 1 m.



Foto 6. Profil B efter genomföring av fabricanalyser och provtagning. Tumstocken i bilden mäter 60 cm.

Bilaga 2:4



Foto 7. Moränskärning bestående av enhet I & II cirka 210 m väster om Vierower Hafen. Sandskiktet i enhet I är deformerat av ett tryck från vänster mot höger i bilden. Att övergången mellan enhet I (lodgement till) och enhet II (melt-out till) ofta sammanfaller med en skillnad i erosionsbenägenheten syns här i övre vänstra delen av bilden. Tumstocken mäter 2 m.



Foto 8. Närbild på det deformerade sandskiktet i enhet I (se foto7). Tryckriktningen från vänster mot höger i bilden.



Foto 9. Profil E vid Vierower Hafen som exemplifierar enhet III. Tumstocken i bildens övre del mäter 2 m.



Foto 10. Detailbild på foto 9. Interfingrande diamikta (mörkare) och sorterade (avtecknar sig ofta ljusare än diamiktonen) sediment kan urskiljas. Lagren lutar ofta kraftig åt olika håll. Olika deformations-strukturer syns som exempelvis förkastningar och veckbildningar. Tumstocken mäter 1 m.

Bilaga 2:6



Foto 11. Närbild på foto10 med förkastningar, veckbildningar och kraftig lutande lager.



Foto 12. Del av profil F vid Vierower Hafen som illustrerar enhet III's mycket varierande sedimentfacies. Nederst syns ett mörkt diamikt lager som överlagras av ett sandigt, grusigt lager som i sin tur överlagras av ett lager med korskiktad sand. Stratifierade diamikta lager avslutar lagerföljden. Tumstocken mäter 50 cm.

1998-05-04

4 0 -50- 8668

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

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: Palaeospinacid 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, Patrich, 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 kustkrintar, NV Polen.
42. Hagin, Lena, 1992: Övergången mellan kornadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapsvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna.
43. Nilsson, Patrik, 1992: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides.
44. Nilsson, Pia, 1992: Lateritiserings - 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 Sjøelandselv 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 läsideskavit, Järnavik, S. Blekinge.
67. Andersson, Jenny, 1996: Sveconorwegian influence on the ca. 1.36 Ga old Tjärnesjö granite, and associated pyroxene bearing quartz-monzonites in southwestern Sweden.
68. Olsson, Ingela, 1996: Sedimentology of the Bajocian Fuglunda Member at Eriksdal, Scania, southern Sweden.
69. Calner, Hanna, 1996: Trace fossils from the Paleocene-Middle Eocene Monte Sporno flysch complex, Northern Apennines, Italy.
70. Calner, Mikael, 1996: Sedimentary structures and facies of fine grained deep-water carbonate turbidites in a Paleocene-Middle Eocene flysch complex, Monte Sporno, Northern Apennines, Italy.
71. Hesbøl, Ros-Mari, 1996: Retrograded eclogites of the Richarddalen Complex, NW Svalbard - Petrology and P/T-conditions.
72. Eriksson, Mats, 1996: Lower Silurian polychaetaspid and 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 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.
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 Bölets 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, jordmånsbildning 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 Brennvinfjorden 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 Boddens södra kust, NÖ Tyskland.