



STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE

RAPPORT
REPORT No 11b

Tuveskredet
Geologi

LINKÖPING 1981



STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE

RAPPORT
REPORT No 11b

Tuveskredet
Geologi

Denna rapport har delvis finansierats av
Statens råd för byggnadsforskning
(forskningsanslag 801192-1).

LINKÖPING 1981

ISSN 0348-0755

Tryck-Center AB Linköping 1981

FÖRORD

Efter skredet i Tuve 1977-11-30 fick Geologiska institutionen vid Chalmers tekniska högskola/Göteborgs universitet i uppdrag att utföra dels en sammanställning av ögonvittnesrapporter från skredförloppet, dels en dokumentation av skredområdets morfologi. Dessa rapporter har publicerats i Geologiska institutionens publikationsserie B (Fält, U, 1978: Tuveskredet, intervjuer med ögonvittnen. Publ B 107 samt Fält, L-M, 1978: Tuveskredet, geologisk dokumentation. Publ B 108).

Regeringen uppdrog 1978-06-08 åt Statens geotekniska institut, SGI, att undersöka de geotekniska förhållandena kring Tuveskredet. Från regeringsbeslutet citeras:

"Regeringen uppdrar åt Statens geotekniska institut att i samråd med Sveriges geologiska undersökning, institutionerna för geoteknik och geologi vid Chalmers tekniska högskola samt Göteborgs kommun utreda de geotekniska förhållandena som förelåg i Tuve vid skredtillfället och vilka faktorer som kan ha utlöst skredet. Sådana resultat som är av betydelse för bedömning av skredrisker inom andra områden bör särskilt redovisas. Institutet bör till Statens planverk redovisa om undersökningen ger anledning till överväganden om revidering eller komplettering av gällande föreskrifter, råd och anvisningar till 9 och 16§§ byggnadsstadgan."

SGI föreslog tillsättandet av en styrgrupp för att leda utredningsarbetet. Styrgruppen skulle vara sammansatt av representanter från de i regeringsuppdraget nämnda institutionerna.

För att utreda de geologiska förhållandena utsåg Chalmers tekniska högskola (CTH) professor K Gösta Eriksson vid geologiska institutionen och Sveriges geologiska undersökning (SGU) utsåg 1 statsgeolog Curt Fredén vid SGU:s Göteborgsfilial.

Följande arbetsuppdelning gjordes: Geologiska institutionen skulle svara för en beskrivning av geologin, varmed avsågs en allmän beskrivning med karta av berg- och jordarter samt en detaljerad beskrivning av lagerföljden inom skredområdet. SGU gavs i uppdrag att utreda lerans sedimentationsmiljö. Undersökningarna har bedrivits i nära samarbete.

I arbetet vid Geologiska institutionen har medverkat fil kand Lars Magnus Fält och fil kand Kjell Ove Häger. För denna del av arbetet ställdes 15.000 kr till institutionens förfogande.

Inom SGU bildades en intern skredgrupp med Fredén som sammankallande och med följande deltagare: laborator Ann Marie Brusewitz, Geokemiska laboratoriet, statsgeolog Ingemar Cato, Skredriskkarteringen inom O- och P-län, geolog Dag Fredriksson, Jordartslaboratoriet, avd dir Erik Fromm, Kvartär- och Hydrogeologiska byrån, avd dir Gert Knutsson, Hydrogeologiska karteringen, avd dir Ernest Magnusson, Jordartskarteringen, 1 statsgeolog Urve Miller, Mikropaleontologiska laboratoriet och 1 statsgeolog Staffan Modig, Brunnsarkivet.

Av kostnadsskäl gjordes av SGU översiktliga analyser på prover från borrhålen 5, 18 och 20. Resultaten bildade underlag för diskussioner och fortsatta undersökningar. En interimrapport lämnades till styrgruppen 1979-03-14. På det föreliggande materialet verkade vissa analyser kunna bidra till förståelsen av de olika faktorer, som påverkar lerors stabilitetsförhållanden. Proverna var dock för fåtaliga för att tillåta bärkraftiga slutsatser. Samtliga kostnader hade dittills belastat SGU:s karteringsanslag. Vidare belastning av detta anslag skulle komma att försena den fastlagda karteringsverksamheten i Västsverige till nackdel för kunskapen bland annat om lerornas utbredning och geologiska egenskaper. SGU fann det därför nödvändigt att verket tilldelades medel för

att under den tidsram, som gällde för styrgruppens arbete, kunna fullfölja de i interimrapporten behandlade undersökningarna.

SGU anhöll därför hos SGI om institutets medverkan till att SGU tilldelades medel för att kunna utföra det kompletterande analysarbete, som ej ingick i det ursprungliga planerade programmet. Genom regeringsbeslut 1979-06-07 erhöll SGU 50.000 kr för att slutföra undersökningarna.

Utöver kompletterande analyser på prov från borrhålen 5, 18 och 20 gjordes senare även vissa kornstorleksanalyser på prover med gles provtagning från borrhål 26.

Undersökningarna för en rekonstruktion av de geologiska förhållandena vid Tuve har koncentrerats till prover från borrhålen 18 och 20. Båda borrhämnarna har tagits i ostörda lagerföljder, och utgör referensmaterial. Borrpunkt 18 är belägen i Kvilledalen norr om skredområdet på en nivå av 3 m ö h och borrpunkt 20 ligger väster om skredområdets bakkant på en nivå av 27 m ö h. Borrhämnarna 18 och 20 når ned till jorddjup av 26,5 respektive 14 m.

SGU:s interna skredgrupp har efter genomgång av analysmaterialet funnit, att ett forskningsprogram angående främst mikrofossilanalysens användbarhet vid beskrivning av lerornas egenskaper är angeläget. SGU avser därför att ingå med ansökan om medelstilldelning från BFR eller annan FoU-stödjande institution. Ett sådant forskningsprogram måste planeras på längre sikt och har således ej kunnat utvecklas närmare i föreliggande rapport.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

	Sid
Sammanfattning	9
Den senkvartära utvecklingen i Västsverige med särskild hänsyn till lersedimentationen vid Tuve <i>Curt Fredén</i>	17
Berggrunden vid Tuve <i>Lennart Samuelsson</i>	43
Jordarternas utbredning <i>Kjell-Owe Häger</i>	51
Beskrivning av jordlagerföljden i borrhärnorna 18 och 20 <i>Kjell-Owe Häger</i>	55
Röntgendiffraktionsanalys av några lerprover <i>Ann Marie Brusewitz</i>	79
Kemiska och fysikaliska undersökningar <i>Ingemar Cato</i>	85
Foraminiferundersökning <i>Lars-Magnus Fält</i>	109
Diatomeanalytisk undersökning <i>Urve Miller</i>	113
Pollenanalytisk undersökning <i>Urve Miller</i>	133
Rekonstruktion av sedimentationsförhållandena vid Tuve <i>Ingemar Cato</i> <i>Curt Fredén</i> <i>Kjell-Owe Häger</i> <i>Urve Miller</i>	141
Jordartsgeologisk jämförelse mellan Tuve- och Surteskreden <i>Curt Fredén</i>	145
BILAGA: Förslag till geologiskt handlingsprogram vid inträffande av skred <i>Curt Fredén</i>	149

SAMMANFATTNING

Berggrunden i Tuve karaktäriseras av nordsydliga stråk stupande mot väster med huvudsakligen gnejsig struktur och granitisk sammansättning samt en diabasgång, Tuvegången, i västnordvästlig-ostsydostlig riktning. Av avgörande betydelse för hydrologin i berggrunden är fördelning, orientering och vattenledande förmåga hos förekommande sprickor och krosszoner. På basis av kännedomen om berggrunden på Hisingen och fältgeologisk erfarenhet kan man anta att vattenförande stråk finns i nordsydlig utsträckning något tiotal m väster om Nya Tuvevägen och längs den ena eller längs båda kontaktzonerna mellan Tuvegången och omgivande bergarter. Inom skredområdets mellersta och östra delar är berggrunden sprickrik och grusvittring förekommer. Permeabiliteten bör vara hög och genom stora korsande spricksystem kan hydraulisk förbindelse finnas med ett stort dräneringsområde.

Jordartsgeologin inom skredområdet har rekonstruerats med hjälp av kornstorleksanalyser, kemisk-fysikaliska bestämningar och biostratigrafiska undersökningar av prover tagna i och utanför skredområdet. Främst har prover studerats från två borrhärlor (18 och 20), som tagits i av skredet opåverkad jord i närheten av skredområdet. Den ena borrhärlan är belägen i Kvilledalen och den andra ovanför skredets bakkant. Av undersökningsresultaten har det därvid framkommit att jordlagren i borrhärla 20 motsvaras av den undre delen av jordlagerföljden i borrhärla 18. Den i skredområdet upptagna borrhärla 5, visar i sin tur överensstämmelse med lagerföljden i borrhärla 20. Detta innebär att jordlagren, där borrhärla 5 är upphärlad, ursprungligen har legat på en högre nivå i slutningen.

På basis av de i undersökningen erhållna resultaten och den kännedom man f n har om Västsveriges geologiska utveckling under de senaste 13 000 åren kan man få en god uppfattning om de sedimentationsförhållanden som rådde vid jordarternas avsättning. En principskiss över jordlagerföljden visas på Fig 1.

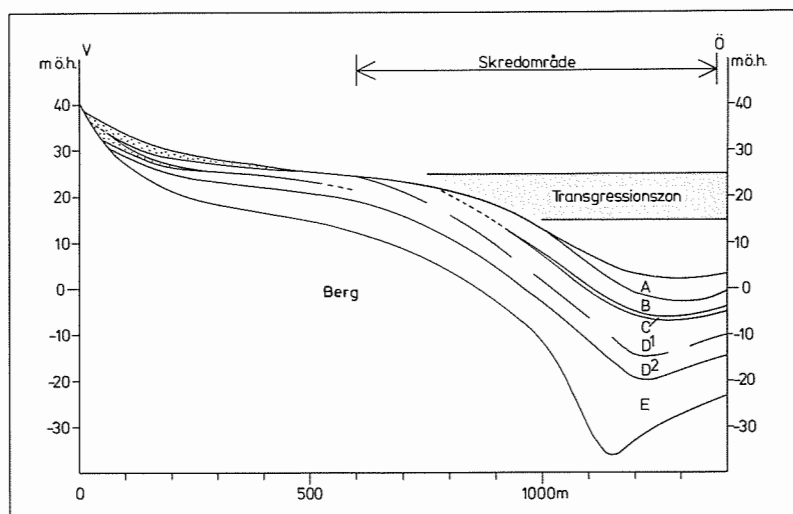


Fig. 1. Generaliserad jordartsprofil över skredområdet i Tuve. Närmast berget i väster förekommer sandskikt (prickat) i och på leran.

För ca 13 000 år sedan frilades Kvilledalen från landisen. Landet var då nedpressat av denna och större delen av nuvarande Hisingen låg under havsytan. I Kvilledalens djupaste delar var vattendjupet nära 150 m. Huvuddelen av lersedimenten avsattes under en period av knappt 4 000 år. Genom sedimentationen och landhöjningen som börjat under isavsmältningen och som pågår än idag ehuru med avtagande hastighet, minskade vattendjupet gradvis så att allt större områden av Kvilledalen och dess närhet höjdes ur havet och slutligen hela området blev land.

Sedimenten har avsatts i en marin miljö med varierande salthalt, djup- och strömförhållanden samt närhet till stranden. Sedimenten är mäktigast där vattendjupet varit störst. Allteftersom partiklarna sedimenterade på den dåvarande havsbotten, packades de redan avsatta allt tätare - kompakterades - till följd av trycket från de överlagrande sedimenten. Lagerställningen blev starkt

beroende av bottenreliefen och följaktligen lutade lerlagren mot den del där berggrunden ligger lägst. Inom skredområdet var detta fallet vid Tuve kyrkväg.

De omväxlande sand/silt- och lerskikt, i vertikalprofilen benämnd jordartszon E (Fig 1), i lagerföljdens understa del avsattes nära landisens front. Efter skredet konstaterades att dessa silt/sandlager var starkt vattenförande och att de hade en lutning parallell med de glidytor som framträdde invid skredväggarna.

Allteftersom landisens front drog sig tillbaka norrut ifrån området till följd av klimatförändringar blev sedimentationsförhållandena i Kvilledalen stabilare. Den styva leran i jordartszon D (Fig 1) avsattes därmed. Förekomsten av marin-arktiskt diatomeplankton i lerans mellersta och övre del (D 2) visar att sedimentationen ägt rum i ett ishav med marint dominerad miljö och stort vattendjup.

Jordartszon C karaktäriseras av siltskikt i leran. Även enstaka grövre partiklar har observerats. Sådana skikt kan genom sin vattentransporterande förmåga inverka på lerans stabilitet. Zonen representerar en fas i utvecklingen med väsentligt förändrade hydrografiska förhållanden, som inte kan förklaras genom lokala förändringar, utan måste härledas till det initiala skedet av inlandsisens tillbakadragande från Billingsens nordspets och den därmed påbörjade dräneringen av Östersjöbäckens uppdämda vattenmassor. Variationer i den initiala dräneringen och de därmed sammanhängande skiftningarna i ström-, erosions- och avlagringsförhållandena i Östersjöbäckens uppkomna förbindelse med Västerhavet förklarar växellagringen i jordartszon C (Fig 1). Planktondiatomeerna i jordartszon D har i jordartszon C till stor del ersatts av bottenlevande arter (typiska för strandzonen). I zonens övre del sker bland mikroorganismer en markant nedgång av de saltvattenkrävande arterna och en motsvarande uppgång för sötvattenarterna.

Uppgången når sitt maximum i jordartszon B, där bl a en sötvattendiatome, *Melosira islandica*, förekommer så ymnigt i undre delen av leran att de i vissa mm-tjocka skikt (mikrovarv) upptar en avsevärd del av volymen i dessa. Vad detta förhållande kan innebära ur stabilitetssynpunkt är inte känt.

Leran i jordartszon B skiljer sig inte bara ifrån de övriga jordlagren genom sin höga koncentration av sötvattendiatomeer, utan också genom sin högre lerhalt och extremt låga karbonathalt. Huvuddelen av lerpartiklarna härrör från landisens avsmältning i norra Vänerområdet. Stora sötvattenöverskott - med lerslam - avbördades från Östersjöbäckenet genom sund i Mellansverige via Vänerbäckenet till Västerhavet. På grund av landhöjningen koncentrerades dessa vattenmassor till Göta älvdalen vars bredd efterhand avtog, vilket medförde att genomströmningsarean blev allt mindre. I det utströmmande vattnet transporterades stora mängder lerpartiklar och sötvattendiatomeer. Vid mynningen kunde sötvattnet spridas över stora arealer, strömhastigheten avtog, partiklarna och organismerna kom i kontakt med det underliggande tyngre havsvattnet och sedimenterade. Trots den sötvattenprägel som leran har, så är den avsatt i en relativt grund (estuarin) miljö som dominerats av havsvatten. Detta indikeras bl a av lerans innehåll av Cl, Mg, Na, bentiska foraminiferer och - parallellt med sötvattendiatomeer förekommande - salt- och brackvattendiatomeer, som är typiska för strandnära miljöer (s k grundbottenformer).

Den yngsta jordarten, zon A, förekommer endast i Kvilledalens lägsta del. Jordarten har en hög organisk halt som orsakats av att havsytan ånyo steg och översvämmade av landhöjningen tidigare torrlagda områden, varvid marken eroderades och organiskt material och lerpartiklar transporterades till lägre nivåer. Vidare förekom ett rikt organiskt liv i det grunda, relativt varma och lugna sund, som Kvilledalen utgjorde vid denna tid. Vågor kom dessutom att erodera marken. Denna

översvämning har berört områden inom nivåerna ca 15-25 m ö h, se Fig 1. Inom denna översvämningszon har således långvariga grundvattenförändringar skett och två havsstadier åtskilda av mellanliggande landstadium har påverkat den övre delen av lagerföljden i området.

Sedan sluttningen vid Tuve kyrkväg slutligen torrlagts och blivit land har den bäck som dränerar Tuveområdet eroderat ut en mindre ravin. I samband med områdets bebyggelse kulverterades bäcken fram till och med Tuve kyrkväg. Erosionsbasen vid kulvertens mynning har legat nära siltskikten i jordartszon C. Det är inte osannolikt att någon del av dessa skikt kan ha blottlagts genom ytterligare erosion.

Stora delar av bl a Västsveriges leror, däribland lerorna i Kvilledalen har således avsatts i en marin miljö, där lerpartiklarna har sedimenterat i flockulerat (aggregat) tillstånd till följd av de i havsvattnet lösta salterna. Lerjordsskelettet har därmed fått en porös struktur i vilken lerpartiklarna sammanlänkats genom elektriska ytladdningar.

Genom den alltjämnt fortgående landhöjningen har stora lerområden torrlagts. Grundvatten - speciellt vid artetiskt tryck - och nedsipprande regnvatten har i olika hög grad kunnat urlaka lerorna på dess salter och därmed försvagat bindningarna mellan lerpartiklarna. Denna process kan, om flervärda joner neutraliserats eller komplexbundits, med tiden medföra en reducerad skjuvhållfasthet och ökad sensitivitet hos lerorna. Mekaniska störningar av leror i ett dylikt tillstånd och vid högt portryck kan medföra en kollaps av lerskelettet varvid lerans hållfasthet sjunker.

Lerornas sensitivitet beror således till mycket stor del på porvattnets totala saltinnehåll men också på vissa specifika joner (med hög valens) som t ex Ca, Mg, Al och Fe. De senare jornernas betydelse för hållfastheten ökar vid en totalt sett låg porvattensalinitet.

På basis av salternas koncentrationsändringar som funktion av djupet i borrhärna 18 har följande framkommit. De undre jordlagren (zonerna D och E) har underifrån urlakats på salter till följd av ett artesiskt tryck hos grundvattnet. Det översta jordlagret (zon A) förefaller däremot att antingen tidvis ha urlakats genom nedsippande regnvatten eller urlakats genom horisontella grundvattenströmningar under torrskorpan varvid salterna till del har anrikats i den underlagrande sötvattenpräglade styva leran (jordartszon B). Man kan inte heller utesluta att vägsalt infiltrerats till jordartszon B. Den silt- och sandförande jordartszonen C uppvisar ett markerat koncentrationsminimum till följd av jordarternas större vattengenomsläpplighet och sämre jonbindningsförmåga. Urlakning av Mg har förmodligen till del kompensrats genom ett visst tillskott av Mg till porvattnet som ett resultat av en svag upplösning av lerans kloritmineral.

Den låga kvoten Mg:Na i jordartszon B kan tyda på en sensitiv lera och bör uppmärksammas, då en låg kvot mellan divalenta och monovalenta katjoner på andra håll påvisats i sensitiva leror. I Borrhärna 20 är halterna av Cl och Na anmärkningsvärt låga, vilket kan indikera en sensitiv lera. De låga halterna tillskrivs urlakningsprocessen.

En stor del av lerornas Ca-innehåll härrör ifrån upplösningen av i sediment förekommande kalciumkarbonat (CaCO_2). På flera nivåer i samtliga borrhärnor har låga CaCO_3 -koncentrationer uppmätts. Speciellt leran i den ca 3 m mäktiga jordartszonen B, borrhärna 18, har en mycket låg koncentration och i vissa fall en total avsaknad av CaCO_3 . Tillskottet av Ca till dessa zoners porvatten har varit marginellt och i vissa fall obefintligt. Detta förhållande bör observeras mot bakgrunden av den betydelse som de divalenta katjonerna tillskrivs för bibehållandet av en låg sensitivitet och icke reducerad skjuvhållfasthet hos salturlakade marina leror.

Geologiska undersökningar av inträffade skred i Väst-sverige har tidigare förekommit endast i samband med utredningen av Surte-skredet 1950. Vid en översiktlig jämförelse mellan analysresultaten (undersökningarna har bedrivits på olika sätt och med olika metoder) från de båda skredplatserna har vissa likheter i jordarts-förhållandena kunnat konstateras. Skredet vid Tuve accentuerar således behovet av geologiska undersökningar av grundforskningskaraktär. Det är av fundamental betydelse att den geologiska utvecklingen och sedimentationsmiljön är känd för att de olika undersökningsparametrarna skall kunna ge ledtrådar för fortsatta forskningsinsatser i utredningen om bl a kvicklerebildningen. Undersökningarna, som bör behandla såväl de stratigrafiska förhållandena som de fysikaliskt-kemiska egenskaperna i lersedimenten bör lämpligen samordnas med förekommande stabilitetsundersökningar.

DEN SENKVARTÄRA UTVECKLINGEN I VÄSTSVERIGE MED SÄRSKILD HÄNSYN TILL LERSEDIMENTATIONEN VID TUVE.

*Curt Fredén**

De jordlager - kvartära bildningar som förekommer med växlande mäktighet i Tuveområdet, är dels glaciala bildningar, dvs jordarter som avsatts direkt av landisen eller dess smältvatten, dels postglaciala bildningar, som tillkommit genom omlagring och nybildning efter landisens avsmältning. Huvuddelen av alla jordarter härstammar från landisens avsmältningsskede.

ISTIDEN

Under den senaste nedisningen var hela Sverige täckt av en landis. Den slutliga isavsmältningen i norra Europa började för knappt 20.000 år sedan. Isavsmältningen gick långsamt och i etapper fram till för ca 10.000 år sedan då en markant klimatförändring innebär att landisens front snabbt drog sig tillbaka mot Norrlands inland. De sista resterna av landisen försvann för knappt 9.000 år sedan.

LANDHÖJNING OCH HAVSYTEFÖRÄNDRINGAR

Under istiden var jordskorpan belastad med landisens tryck, motsvarande 2.000-3.000 m mäktig is inom istäckets inre delar vid dettas maximala utbredning. Belastningen medförde en nedpressning av den yttre jordskorpan. Då istäcket minskade i mäktighet på grund av ändrade klimatförhållanden strävade jordskorpan att återta sin ursprungliga form - landet höjde sig. Eftersom istäcket varit mäktigast i Skandinavien centrala delar var nedpressningen störst där. Landhöjningen är således större i norr än i söder. Under isavsmältningsskedet intogs stora delar av den nedpressade jordskorpan av havet. De i dag högst belägna märkena efter forna strandnivåer antages ha bildats invid den vikande iskanten. Den högsta nivå till vilken havet har nått kallas högsta kustlinjen (HK).

*Sveriges geologiska undersökning
Kungsgatan 4, 411 19 Göteborg

Märken efter forna strandlägen förekommer från HK och ned till nuvarande havsyta. Isolinjer för HK i Västsverige visas på Fig 1.

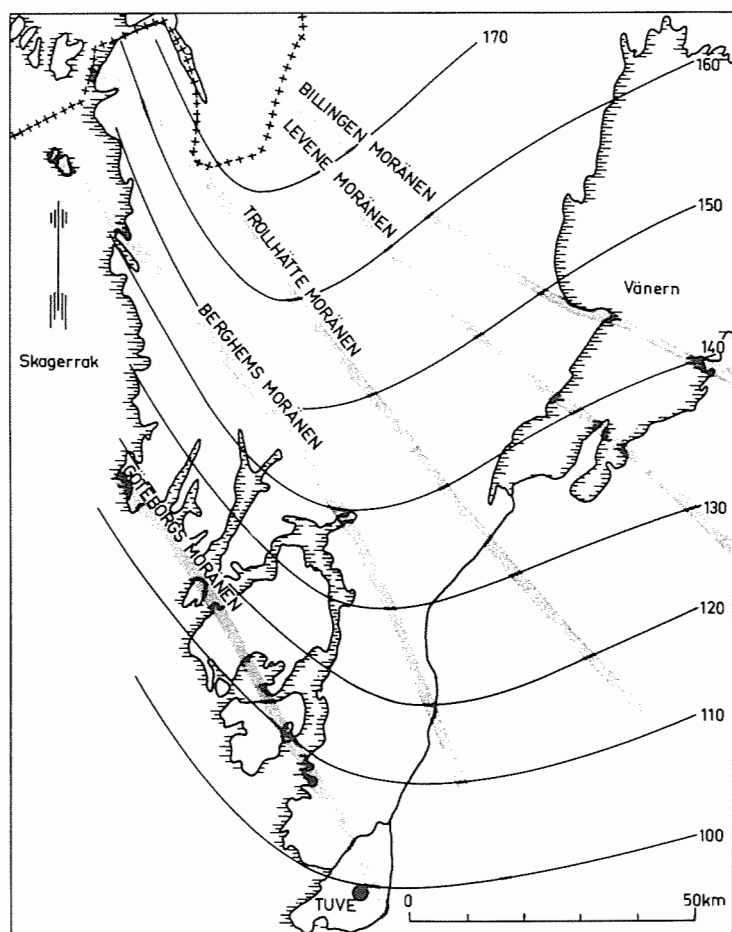


Fig.1. Några huvuddrag av Västsveriges senkvartära utveckling. Isolinjerna anger landhöjningsbeloppet (Högsta kustlinjen) efter isavsmältningen. De breda linjerna visar utsträckningen av viktiga randbildningar.

Under istiden stod havsytan åtskilliga tiotals meter lägre än nu och större delen av Nordsjöbäckenet var landområde, vilket innebar att ännu under isavsmältningsskedet så var England förbundet med kontinenten liksom även Sydsverige och de danska öarna. Från Atlanten sträckte sig en fjordliknande havsarm in i Skagerraksområdet med ett tröskeldjup utanför Stavanger på ca 200 m och ett största djup på drygt 600 m i Norska rännan.

När landet började befrias från isen höjde sig havsytan på grund av de väldiga vattenmängder som tillfördes från smältande landisar. Havsyttans höjning kunde i början dock inte uppväga landhöjningen och resultatet blev därför att landet steg ur havet. När Göteborgstrakten frilades från ismassan beräknas landhöjningen ha varit drygt 30 mm/år för att successivt avta fram till den nuvarande landhöjningshastigheten som är ca 2 mm/år.

I tidigt frilagda områden kom så småningom landhöjningen att avta så mycket att det stigande havet började vinna på landet. För ca 9.500 år sedan inträffade detta längs kusten söder om Ljungskiletrakten, varför låglänta delar i bl a södra Bohuslän åter dränktes. En stigning av havsyttan kallas transgression. Det motsatta förloppet benämns regression. Den transgression som berör Västkusten kallas vanligen Tapestransgressionen efter musslan Tapes decussatus, vars skal är vanliga i strandvallar från denna tid. För drygt 7.000 år sedan började landet ånyo att vinna på havet, emedan havets stigning avtog, och sedan dess har en regression rått i Göteborgstrakten, dvs strandlinjen flyttas gradvis ut mot havet.

LANDISENS AVSMÄLTNING

Av klimatiska orsaker skedde flera temporära uppehåll av iskanten under avsmältningsskedet i Västsverige. Ismassans rörelse framåt motsvarades under en tid, ca 50 till 200 år, av den frontala avsmältningshastigheten. Inom en begränsad zon kom därför en hel del moränmaterial, sand och grus att hopas framför iskanten i en eller flera ryggar. Dessa mer eller mindre sammanhängande ryggformar kallas för randbildningar. Ofta har de namngivits efter någon ort som berörs av stråket, se Fig 1. Dateringen av dessa randbildningar är avgörande för att fastställa Västsveriges utveckling i detalj.

LERSEDIMENTATION

GLACIAL LERA

Inlandisens smältvatten bildade isälvar som under stort tryck rann i tunnlar under isen. Isälvarnas transportkapacitet var stor och allt från block till lerpartiklar fördes med vattenmassorna. Vid tunnelporten upphörde trycket, strömhastigheten avtog och det transporterade materialet började sedimentera. Närmast iskanten avsattes de grövsta partiklarna medan finkorniga partiklar spred sig solfjäderformigt bort från tunnelmynningen. Lerpartiklar fördes således ut i havet med isälvarna.

I sött vatten håller sig de små partiklarna - mindre än två tusendels mm - länge svävande och sedimentationen sker långsamt. Beroende på årstidsväxlingar i vattenföringen kan en regelbunden sedimentation ske - under våren och sommaren avsättes relativt grövre lerpartiklar medan finare partiklar avsätts under höst och vinter. Vanligen är det grövre skiktet ljust och det finare mörkt. En sådan regelbunden växling mellan ljusa och mörka skikt kallas varvig lera. Ett varv utgörs av ett ljust och ett mörkt skikt och motsvarar sedimentationen under ett år. Genom att räkna antalet varv kan man få fram en kronologi för landisens avsmältning. Varvigheten utbildas endast i sött vatten.

I salthaltigt vatten däremot attraheras de negativt laddade lerpartiklarna av havsvattnets katjoner. Laddningsjämvikten hos lerpartiklarna störs, vilket resulterar i att dessa flockas samman till större aggregat och sjunker snabbt till botten. Någon varvighet utbildas ej. Under landisens avsmältning i Västsverige fanns hela tiden en förbindelse med Atlanten och därmed tillgång på havsvatten, som, beroende bl a på närheten till isfronten och bottenkonfigurationen, hade skiftande salthalt i såväl vertikal som horisontal led.

Lersedimentationen är således avhängig av landisens avsmältning och havets utbredning. Lerpartiklar kan sedimentera ända upp till HK, dock - naturligt nog

med tanke på landhöjningen - med ringa mäktighet. Omvänt gäller att de största lermäktigheterna påträffas där det varit stora vattendjup. Av mycket stor betydelse för lersedimentationen är de hydrografiska förhållandena, dvs temperatur och salinitetsförhållandena, på sedimentationsplatsen. Smältvattnet från landisen rörde sig som ett ytvatten mot väster under viss uppblandning med det underliggande bräckta vattnet. Vid en salinitet mellan 2 och 5 promille flockulerar lerpartiklarna och bottenfälls. Under en snabb isavsmältning är sötvattentillskottet stort, blandningen mellan sött och bräckt vatten sker på ett visst avstånd från iskanten. Dock skall man hålla i minnet att även under en kraftig avsmältning så sker denna cykliskt, dvs med litet smältvattentillskott under höst och vinter kan det bräckta vattnet ligga nära eller ända invid iskanten.

Under sedimentationen av ishavsleran kan denna uppblandas med andra partiklar beroende på hydrografiska och topografiska förhållanden. På stora vattendjup med relativt stabila sedimentationsförhållanden blandas lerpartiklarna med rester av organiskt material, s k gyttjesubstans, som främst består av döda mikroorganismer. Beroende på halten av organiskt material övergår en lera till gyttjelera utan okulärt skarpa gränser. Gyttjelera innehåller 2-6 viktsprocent organiskt material. Närhet till en kust kan medföra att grövre partiklar, som eroderats och transporterats av vågor och strömmar, kan sedimentera tillsammans med lerpartiklar från landisen. Under förändrade hydrografiska förhållanden, orsakade av t ex ett djupt lågtryck, kan grövre partiklar än ler föras långa sträckor och i stor mängd och således bäddas in i leran som skikt.

POSTGLACIAL LERA

Vid landhöjningen utsattes tidigare avsatta jordlager för vågornas påverkan med en mer eller mindre genomgripande omlagring som följd. Det utsvallade materialet

avlagrades vid och närmast utanför stränderna med i princip från stranden avtagande kornstorlek. Den fin-kornigaste omlagringsprodukten, leran, avsattes på botten av fjärdar och vikar som postglacialt havs-sediment. Den postglaciala leran saknar i allmänhet tydlig skiktning. I regel underlagras den av glacial lera. Den postglaciala lerans mäktighet är starkt växlande beroende på läge i terrängen och tillgång på äldre jordarter.

Under stabila sedimentationsförhållanden t ex i stora bassänger och i grunda vikar blandas lerpartiklarna med gyttjesubstans. På grunt vatten består den främst av finfördelade växtfragment. Beroende på humushalten indelas leran i gyttjelera (2-6 viktsprocent) och lergyttja (6-30 viktsprocent).

METODER FÖR DATERING OCH TOLKNING

Huvuddelen av de västsvenska lerorna saknar varvighet och därav följer att det mest eleganta sättet, ler-varvsmätning, för datering av isavsmältningen saknas.

Kännedomen om den senkvartära utvecklingen och tidsställningen av olika händelser i samband med isavsmältningen är främst knuten till absolut åldersbestämning av organiskt material med kol 14-metoden, en dateringsmetod som började användas på 1950-talet och som sedan dess utvecklats och förfinats alltmer.

Kol 14-metoden är en absolut dateringsmetod med vars hjälp organiskt material kan åldersbestämmas. Alla levande organismer innehåller radioaktiva isotopen ^{14}C . När organismen dör upphör tillförsel av ^{14}C och isotopen sönderfaller med känd halveringstid. Genom att mäta återstoden av ^{14}C kan man således beräkna ett föremåls ålder. Beroende på organismens levnadsförhållanden måste korrektioner av erhållen ^{14}C -ålder göras.

En relativ dateringsmetod är pollenanalys. Metoden bygger på att växternas pollenkorn är mycket beständiga och bevaras i de avlagringar de en gång inbäddats i. Genom att artbestämma och räkna pollenkorn från prover på olika nivåer i en lagerföljd kan man avgöra hur växtligheten förändrats på platsen och med hjälp av kol 14-metoden kan man erhålla absoluta dateringar. Pollenanalys görs företrädesvis på organiska sediment i sjö- och torvmossebacken. I marina sediment brukar pollenfrekvensen avta med stigande vattendjup och avstånd till stranden. Ofta är långtflygande pollen överrepresenterade i dessa sediment.

Andra relativa dateringsmetoder som belyser utvecklingen i ett område är foraminifer- och diatoméanalys. Den förra anger enbart förändringar i saltvattensmiljö, medan den senare kan indikera både salt, bräckt och olika typer av sött vatten och sålunda belysa utvecklingen i ett sjöbäcken ända fram till nutid.

Även fynd av makrofossil bidrar till kännedomen om den senkvartära utvecklingen. Artbestämningar och kol 14-dateringar av molluskskal och av subfossila skelettdelar av marina ryggradsdjur ger inte enbart en bild av faunautvecklingen och utan också - beroende på fyndets läge i lerlagerföljderna och fyndlokaler - nas nivå i förhållande till högsta kustlinjen - en god indikation på fördelning av land, is och vatten vid olika tidpunkter.

DEN SENKVARTÄRA UTVECKLINGEN

Uppfattning om isavsmältningsförloppet i Västsverige varierar mellan olika forskare. Sedd ur sedimentationssynpunkt för Kvilledalen spelar de skiljaktiga meningarna inte så stor roll eftersom åsikterna främst gäller tidsställningen av israndlägena fram till Billingenmoränen, för vilken nästan total enighet råder.

I det följande beskrivs de händelser som har haft en avgörande inverkan på sedimentationen på Hisingen. För att ge en ungefärlig uppfattning om isavsmältningen och faunans utbredning redovisas de kol 14-dateringar som hittills föreligger från Göta älvdalen och Vänerbäckenet, se Fig 2, 4 och 6.

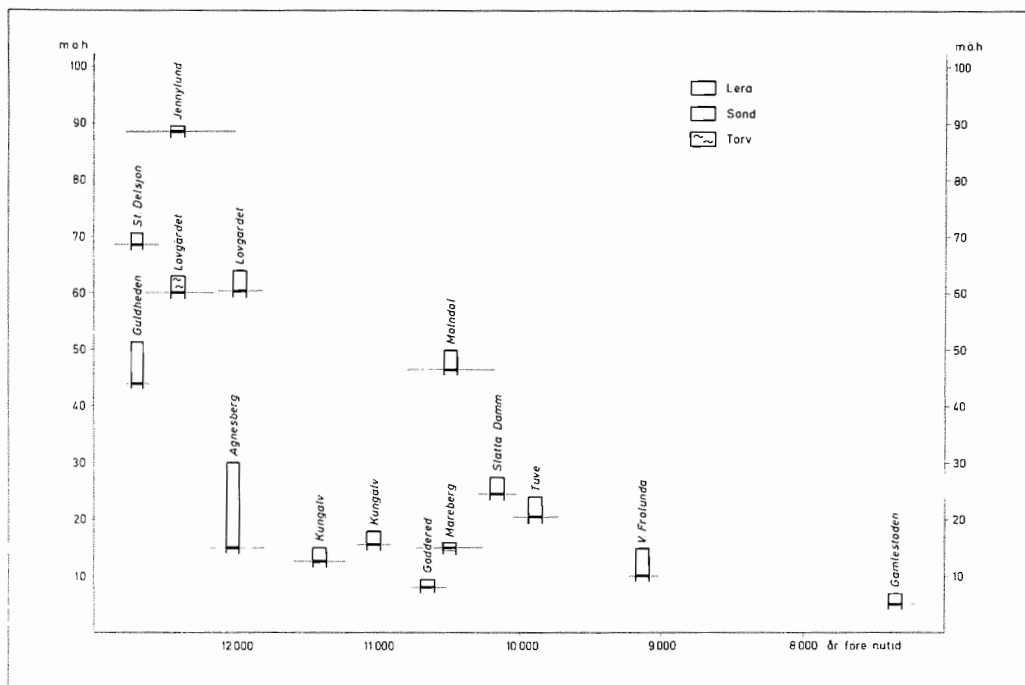


Fig. 2. Översikt av kol 14-dateringar av marina ryggradsdjur och mollusker i Göteborgstrakten. Staplarna visar lagerföljden på fyndlokalen, det tjocka strecket fyndets läge och det tunna horisontella strecket anger felmarginalen för resp provs kol 14-datering. Det geografiska läget av lokalerna framgår av fig. 4 och 6.

Faunasammansättning, utbredning och förekomst av jordfynd av marina djur lämnar värdefulla upplysningar om det forna djurlivet och dess utveckling och utgör goda indikationer på de hydrografiska förhållanden som rådde under isavsmältningsskedet. I den översikt över kol 14-dateringar som ges i det följande, måste särskilt betonas att fyndplatser av mollusker och av skelettdelar av marina ryggradsdjur är mång-

falt större än de redovisade dateringarna. Huvuddelen av dessa kommer från en inventering av skallokaler i Vänerbäckenet och från den pågående karteringsverksamheten i Västsverige. Flertalet av uppgifterna är opublicerade. Detaljuppgifter om dateringarna kommer att redovisas i SGU-publikationer. Vidare bör framhållas att endast kol 14-dateringar, som har direkt anknytning till Göta älvdalen och Vänerbäckenet redovisas. I många fall har dateringar gjorts av mer än en fraktion av skalprov. De återgivna resultaten anger medelvärdet av dateringar på samma prov. Beroende på felkällor vid dateringsförfarandet redovisas de daterade proverna inom vissa tidsintervall. Samtliga dateringar är korrigerade för ^{13}C och havsvattnets skenbara ålder (-400 år).

I sammanhanget måste påpekas en viktig skillnad vid tolkningen av jordfynd. De marina ryggradsdjuren förflyttar sig långa sträckor och kan under sin jakt efter föda förrirra sig in i en för dem olämplig miljö medan molluskerna kräver en viss tid med likartade förhållanden för att en stadigvarande kolonisation skall ske.

En kort tid efter det att Kvilledalen blivit fri från landisen för ca 13.000 år sedan skedde ett temporärt stillestånd av isfronten och under en tidsrymd av 50 till 100 år bildades Göteborgsmoränen, en israndbildning som är mycket markant i norra Halland. Under den tid som denna israndbildning avsattes låg således iskanten bara några km från Kvilledalen, vilket ur sedimentationssynpunkt innebär att - beroende på smältvattentillförseln - sedimentation av främst sand och silt och ler ägde rum. Allteftersom avståndet till iskanten ökar, reduceras inslaget av sand och silt och leret kommer att helt överväga i sedimenten.

Allt medan iskanten retirerar mot norr sker en landhöjning i de frilagda områdena. När Hisingen hade blivit frilagd täcktes den inte helt av det dåtida

ishavet. De högsta partierna av höjdområdet mellan Tuve och Rödbo bildade en ögrupp som växte samman till en allt större ö i mynningen av den dåvarande djupa vik, som upptog Göta älvs dalgång, se Fig 3.

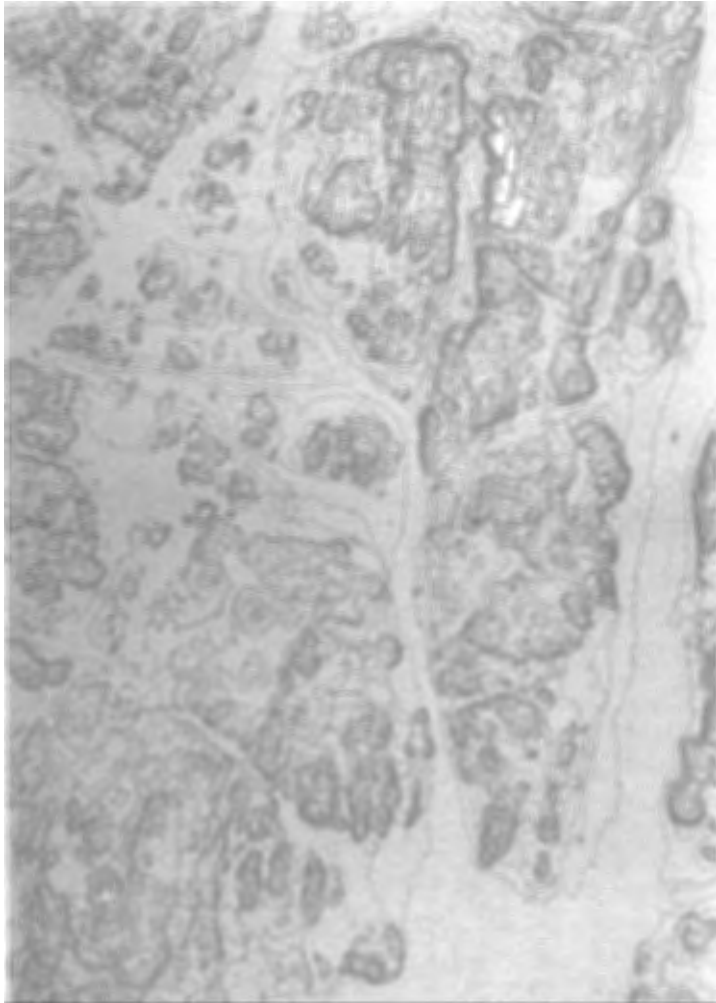


Fig.3. Fördelning av land och vatten när landisen lämnat Hisingen. Underlaget utgörs av den topografiska kartans nivåkurvekartbild med 5 m ekvidistans. Någon korrektion för djupskillnaden inom jordtäckta områden, t ex Kvilledalen, har inte gjorts. Göta älv-dalen finns i höger bildkant och Nordre älv-dalen i övre vänstra hörnet. I bildens mitt framträder Kvilledalen med en nord-sydlig sträckning.

Under hela isavsmältningsskedet rådde marina förhållanden med en arktisk karaktär invid iskanten. Iskantens reträtt och den marina faunautvecklingen i Göteborgstrakten och i Göta älvdalen framgår till viss del av kol 14-dateringar, som redovisas på Fig 4A.

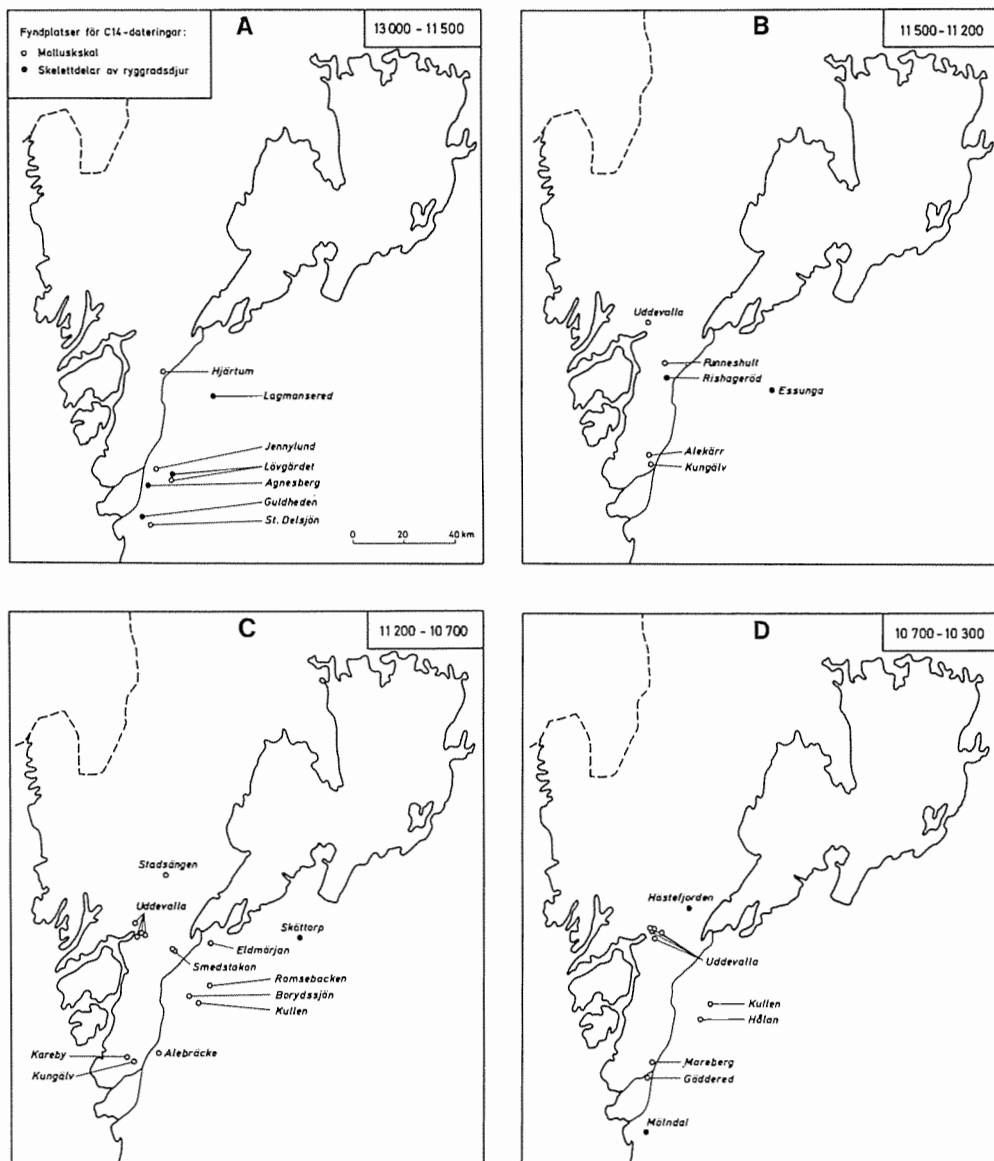


Fig.4. Kol 14-dateringar i Göta älv-dalen och Vänerbäckenet. Tidsintervallen är angivna i övre högra hörnen.

12.640 $\pm$ 110 år Skelettdelar av en grönlandsval hittat på 9 m djup i lera på Guldheden i Göteborg (Fredén 1975). Fynden påträffades i nedre delen av lerlagerföljden, som underlagrades av morän. Genom sin tyngd har skelettdelarna sjunkit ned i leran vid sedimentationstillfället. Läget i lagerföljden tyder på att grönlandsvalen dött ganska nära iskanten.

Ett hundratal år äldre är blåmussleskal funna i lera vid St. Delsjön (Wedel opubl).

Några hundratals år yngre än Guldhedenvalen är ett revben av en vitval från Agnesberg (Fredén 1975), blåmussleskal från Lövgärdet (Magnusson 1979) och ett käkben av en grönlandsval från Lövgärdet (Fredén 1975).

11.565 $\pm$ 100 år Blåmussleskal i lera vid Hjärtum (Hillefors 1969). Fyndet gjordes i varvig lera på sluttningen av den mäktiga jordryggen. Blåmusslan torde ha levt ganska nära iskanten.

Ungefär samma ålder hade skelettdelar av en storsäl funnen på 6,5 m djup i lera i närheten av Lagmansereds ödekyrka (Fredén 1975).

För den fortsatta sedimentationen i Göta älvdalen och i Tuveområdet har utvecklingen av Vänerområdet en avgörande betydelse. Södra Vänerbäckenet är flackt med relativt små nivåskillnader om man undantar platåbergen Halle- och Hunneberg samt den sedimentfyllda förkastningssprickan längs västra Vänerstranden. Det maximala vattendjupet har varit drygt 150 m. Större nivåskillnader förekommer i Göta älvdalen söder om Trollhättan och i Uddevallatrakten vid Byfjorden. Vänerbäckenets två huvudförbindelser med Västerhavet utgjordes under en lång tid av Uddevallasundet, som är den kortaste vägen mellan Vänern och Skagerrak, och Göta älvdalen. Den senare hade en betydligt större kapacitet genom större bredd och djup än Uddevallasundet, som närmast Uddevalla är smalt och har en kuperad relief.

De faktorer som bestämde vattenomsättningen var söt-vattenstillrinning, strömmar, tröskeldjup och meteorologiska förhållanden (lufttryck, vindar). Vänerbäckenets trösklar till Västerhavet i Uddevallatrakten

och på båda sidor om Hunneberg har haft ett största djup av ca 90 m. Det utgående sötvattnet blandades successivt med den underliggande kompensationsströmmens salthaltiga vatten. Blandningsprocessen var i första hand avhängig av sötvatntentillrinningen. När denna var mycket stor pressades fronten mellan sött och salthaltigt vatten ut mot havet och ned mot botten. Å andra sidan när sötvatntentillförseln var liten kunde fronten ligga nära eller intill iskanten och det utströmmande sötvattnet uppblandades ända uppe i ytan på kort avstånd från iskanten.

En artrik molluskfauna koloniserade tröskelområdena när de hydrografiska förhållandena blivit optimalt gynnsamma. Med gynnsamma faktorer menas stabila hydrografiska förhållanden, havsvatten med viss salinitet och temperatur. Dessa faktorer är i sin tur avhängiga av avståndet till iskanten, isavsmältningens dynamiken och vattendjupet, som är beroende av landhöjningen.

För ca 11.500 år sedan började en arktisk till arktisk-boreal molluskfauna att kolonisera Uddevalla-trakten och Göta älvdalen.

11.380 $\pm$ 150 år Molluskskal från Funneshult, ca 10 km SSO om Uddevalla. Skalen låg i sand ovanpå lera på en nivå ca 90 m ö h. Samma ålder hade skal från Skälebräcke i Kungälv. Dessa påträffades i riklig mängd på drygt 2 m djup i lera.

11.300 $\pm$ 135 år Skal i lera på nära 2 m djup vid Alekärr, ca 7 km NO om Kungälv. Ungefär samma ålder har skal från en liten skalfyndighet i sand på lera vid Råhagen, norr om Uddevalla. Denna datering är den hittills äldsta i Uddevalla-trakten och molluskerna i denna avlagring på drygt 90 m ö h kan sägas vara pionjärerna till de stora molluskkolonierna som senare bildade de bekanta skalbankarna i Uddevalla.

Delar av ett kranium av en grönländssäl, funnet i ett skalförande skikt i lera på 3,6 m djup vid Essunga kyrka, visade sig också ha en liknande ålder (Fredén 1975). Den totala lermäktigheten på fyndplatsen är inte känd. En kota av en annan grönländsval, funnen vid Rishagerödsvatten på 2 m djup i lera, hade i stort sett samma ålder (Fredén 1975).

För drygt 11.000 år sedan var de hydrografiska förhållandena sådana att en massproduktion av mollusker ägde rum. Artrikedomen och sammansättningen i Uddevalla skalbankar är unik. I hela Uddevallaområdet har drygt 100 olika molluskarter bestämts. Alla levde inte samtidigt utan kolonier med skiftande artsammansättning har avlöst varann. Så långt in i landet som på Hunneberg (Eldmörjan, 96 m ö h) har 13 arter identifierats. De många dateringarna från denna tid (Fig 4C) tyder på stabila hydrografiska förhållanden, vilket ur geokronologisk synpunkt motsvaras av början av stadialen Yngre Dryas.

11.130 $\pm$ 140 år Mollusker funna vid Stadsängen, söder om Stigen, på 1,5 m djup i lera. Lokalen ligger ca 125 m ö h, vilket innebär ca 25 m under HK.

Ungefär samma ålder och förhållande till HK har skal från Smedstakan (två lokaler), - dessa ligger dock i sand på lera, dvs mollusker har levt på det intilliggande berget fram till dess att lersedimentationen avslutats på denna nivå.

Liknande åldrar har skal från lägre nivåer i Uddevallatrakten, och från Eldmörjan på Hunneberg.

11.050 $\pm$ 125 år Skal i lera på 2 m djup vid Munkegärde i Kungälv, 18 m ö h, på drygt 1 m djup i lera nordväst om Alebräcke, Alafors, och på ca 1 m djup i lera på botten av Visslaån vid Ramsebacken.

Något yngre är skal från Uddevalla skalbankar, skal från Kareby, nära 25 m ö h, på nära 2 m djup i lera och skelettdelar av en grönländssäl i Sköttorp vid Lidan (Fredén 1975). Fynden av den senare påträffades i samband med Sköttorpsskredet 1946 och enligt vittnesuppgifter låg skelettdelarna underst i leran, dvs grönländssälen har dött i början av lersedimentationen vilket innebär att den befunnit sig nära intill iskanten.

10.735 $\pm$ 140 år Skal på drygt 1 m djup i lera vid Borydssjön och vid Kullen.

Allteftersom landhöjningen fortsatte så förändrades de ekologiska förhållandena. Landhöjningen innebar också att smältvattenströmmarna från landisens front

i Vänerbäckenet koncentreras successivt till Göta älvdalen. Under senare delen av Yngre Dryas förändras således betingelserna för djurlivet i Göta älvdalen och Vänerbäckenet.

10.675 $\pm$ 145 år I en mindre skalbank väster om Hålan har olika arter daterats separat. Att olika arter koloniserat samma plats vid olika tillfällen är även känt från den näraliggande lokalen Kullen, se nedan, och från skalbankarna i Uddevallatrakten.

Vid grävningar för Futtanken mellan Ö och St. Hästefjorden påträffades åtskilliga skelettdelar på olika nivåer i leran, bl a påträffades fyra nästan kompletta skelett av grönlandssäl. Det djupast belägna, 6,8 m under ytan, hade en ålder kring 10.600 år (Fredén 1975).

Något yngre är det nästan fullständiga skelettet av en vikaresäl, funnet på 2,5 m djup i lera i Mölnadal (Fredén 1975).

10.450 $\pm$ 125 år På nordligaste delen av Hisingen vid Göddered finns flera skalförekomster i sandiga - grusiga sediment på lera. Samtliga fyndplatser ligger nära flacka bergsluttningar. Skal från en lokal ca 5 m ö h har daterats.

Likartade förhållanden och ungefär samma ålder har skal från Mareberg (Magnusson 1979). Ungefär samma ålder har Astarte-skal från Kullen. Dessa påträffades i ett skikt i lera på ca 1 m djup. Tidigare redovisade datering härrörde från skal i ett skikt i leran ca 10 cm längre ned.

I Uddevallatrakten förekom ännu mollusker i sådana mängder att skalbankar kunde bildas på olika platser.

När iskanten lämnade Billingsens nordspets för ca 10.200 år sedan förändrades hydrografen avsevärt i Vänerbäckenet och därmed även i Göta älvdalen. Iskantens reträtt innebar bl a att Baltiska issjöns vattenyta sänktes med 26 m. Förloppet kring denna tappning är oklart men händelsen som sådan är i allmänhet accepterad. Hydrografiskt sett innebar förbindelsen att - utöver de stora volymer sötvatten som temporärt avbördades västerut för att Baltiska issjöns vattenyta skulle komma i nivå med Västerhavets - Väner-

bäckenet kom att genomströmmas av vattenmassor från Östersjöbäckenets dräneringsområde och från den avsmältande iskanten längs åtskilliga 10-tals mil. Isavsmältningen norr om Billingen gick snabbt och utan större temporära avbrott. Vattenföringen i Göta älvdalen mångdubblades samtidigt som genomströmningsarean minskade successivt genom landhöjningen. Uddevallasundet hade blivit allt mindre varför huvuddelen av allt vattenutbyte mellan Vänerbäckenet och Västerhavet skedde genom Göta älvdalen. På grund av det stora sötvattentillskottet låg Östersjöbäckenets vattenyta något högre än Västerhavets. Med kraftiga strömmar bortfördes landisens smältvatten. Effekterna av den kraftiga sötvattensutströmningen reduceras när ytvattnet kan spridas över stora arealer, t ex vid mynningen av en långsträckt vik. Små lerpartiklar kunde på detta sätt transporteras långa sträckor innan de kunde sedimentera, huvudsakligen genom flockulering.

Trots att marina förhållanden rått i Göta älvdalen med ett djupvatten av relativt hög salinitet har hydrografen varit sådan - stark utgående ytström med ingen eller låg salinitet, stor grumlighet som medför kraftig sedimentation vid kontakten med djupvatten med salinitet över $>5^0/00$ - att den tidigare blomstrande faunan nästan helt försvunnit (Fig 5).

10.180 $\pm$ 140 år Skelettdelar av en vitval funnen på drygt 2 m djup vid Slätta damm på Hisingen. Markytan på fyndplatsen ligger mellan 25 och 30 m ö h.

Ungefär samma ålder har skal från tre skal-förekomster i Uddevallatrakten, samtliga exponerade mot väster och har en boreo-arktisk till boreal faunasammansättning.

I bakkanten av ett släntskred invid Göta älv, väster om Heden, fanns ett 2-5 cm skalförande sandskikt på 2 m djup i leran. Faunasammansättningen hade en boreal prägel. I sandskiktet ingick även gruspartiklar och småstenar.

Kanske något yngre är dateringar av stenmussle-skal från två lokaler vid Hålan.

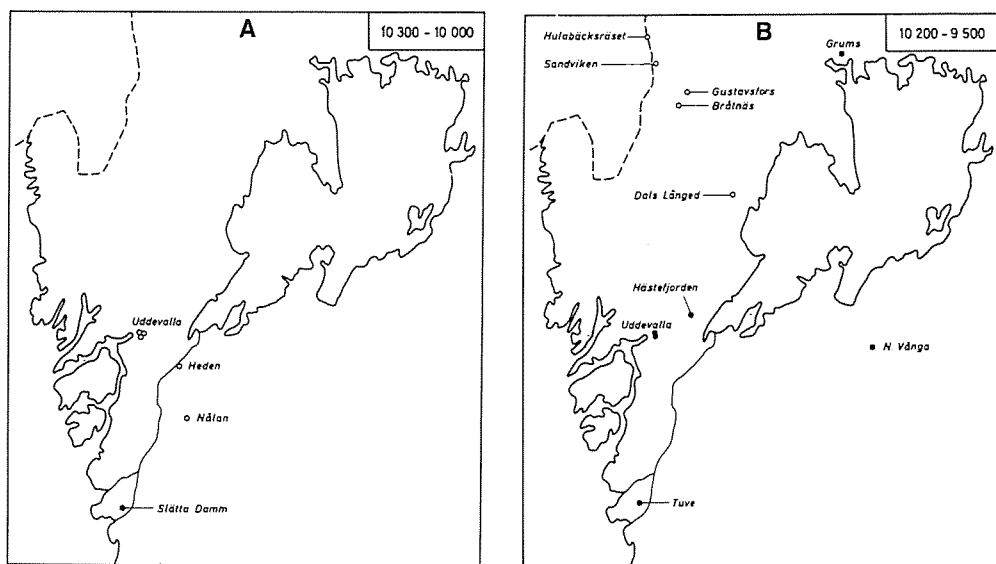


Fig.5. Kol 14-dateringar i Göta älv-dalen och Vänerbäckenet inom tidsintervallen 10 300 - 10 000 (A) och 10 100 - 9 500 år sedan. Teckenförklaring finns på fig. 4 A.

Som ovan nämnts gick isavsmältningen snabbt under Preboreal tid, dvs sedan landisen lämnat Billingsens nordspets. För ungefär 10.000 år sedan låg iskanten vid norra Vänern och vid norra kanten av Hjälmarsälarsänkan. Låglandet mellan Tiveden och Kilsbergen utgjorde ett sund - Närkesundet (Fig 7), ca 10 km brett och med ett största djup av drygt 60 m. Väster om Vänern hade ett sund av ungefär samma proportioner bildats vid nordvästra delen av St. Les sjösystem. Sundet har fått namn efter den norska gården Otteid (Fig 7), som ligger på lägsta delen av vattendelaren mellan Aremarksälvens och Stora Lelångens dräneringsområden. Genom detta sund tillfördes Vänerbäckenet salthaltigt vatten från sydöstra Norge (Oslofjorden, Idefjorden) och under några hundra år var de hydrografiska förhållandena på båda sidor om gränsen så gynnsamma att en molluskfauna vandrade in. Faunan spred sig inte ända ned till Vänern, där uppenbarligen bl a saliniteten varit

för låg. Strömningsmönstret i Vänerbäcken utgjordes sålunda av en ström från väster med ett vatten av hög salinitet och en ström från öster med låg salinitet. I Vänerbäcken blandades de båda och strömmade vidare söderut genom Göta älvdalen.

Samtliga daterade molluskfynd i Dalsland och Värmland ligger i sandiga-grusiga sediment ovanpå lera, dvs de olika platserna har koloniserats först sedan lersedimentationen avslutats.

9.950 $\pm$ 120 år Ett 15 cm mäktigt skalskikt i sand på en nivå av nära 160 m ö h. VNV om Bråtnäs. Lokalen ligger ca 15 m under HK.

Ungefär samma ålder har skelettdelar av följande ryggradsdjur (Fredén 1975):

Storsäl, Grums, funnen på några meters djup i lera.

Grönlandssäl, Hästefjorden, funnen på 2,4 m djup i lera.

Vitval, Uddevalle
Gråsäl, Uddevalle båda fynden gjorda nära markytan och skelettdelarna visade tydliga tecken på erosion, dvs de har legat strandnära.

Gråsäl, Tuve. Fyndet gjordes på 3,5 m djup i lera vid byggandet av Glöstorps centrum. Markytan på fyndplatsen är knappt 25 m ö h.

Gråsälens ankomst till Västkusten innebär att all arktisk inverkan har upphört.

9.755 $\pm$ 115 år Skalförande sand ca 15 m under HK (jfr Bråtnäs) 600 m söder om Hulabäcksröset.

Ungefär samma ålder har skalförekomsterna vid Dals Långed (Tusendalersbacken), Gustavsfors och Sandviken.

9.550 $\pm$ 330 år Swedenborgsvalen vid N Vånga (Fredén 1975). Skelettdelar funna 1705 i lera på flera meters djup. Dateringen är inte helt tillförlitlig p g a misstanke om att fynden har behandlats med någon organisk vätska. Största försiktighet iakttoogs vid laboratorieförfarandet men inverkan av främmande vätska kan ändå inte uteslutas. Av vad som framkommit av ovanstående dateringar borde fyndet på Västgötaslätten ha en minimiålder som ligger inom övre delen av felmarginalen.

Genom landhöjningen förändras fördelningen mellan is, land och hav. En ungefärlig paleografisk bild för knappt 10.000 år sedan visar kartan på Fig 6.

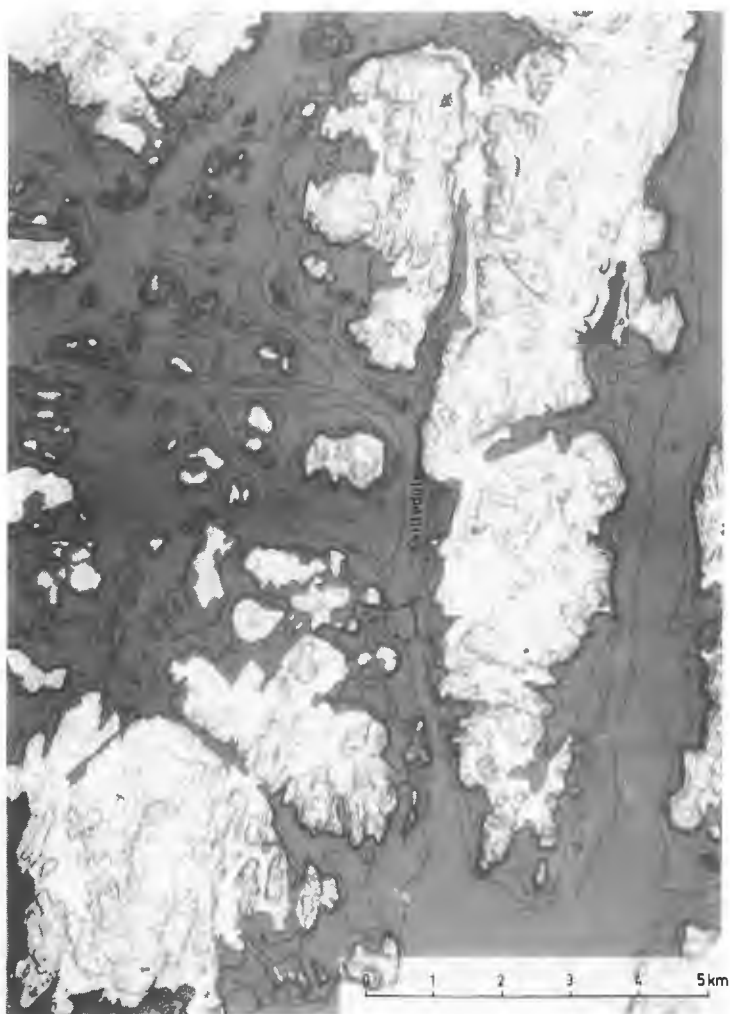


Fig.6. Fördelning av land-hav för drygt 10 000 år sedan. Strandkonturen har lagts efter 30 m kurvan. Kvilledalen är nu ett sund som genom landhöjningen blir alltmer markerat i norra delen. Fortsatt sedimentation sker i de djupast belägna partierna.

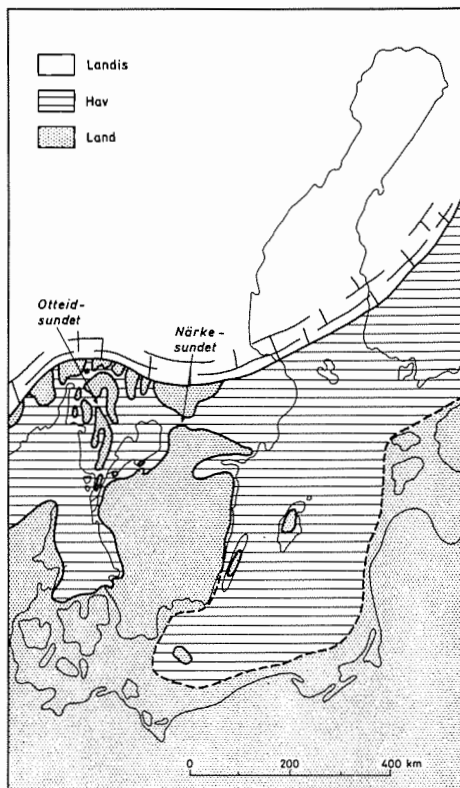


Fig.7. Huvuddragen av fördelning land, hav och is för knappt 10 000 år sedan.

Under ett par hundra år hade således Vänerbäckenet förbindelse åt väster, öster och söder. Genomströmningsarean i Närkesundet avtog successivt samtidigt som Östersjöbäckenets vattenmassor erövrade allt större områden i söder.

För drygt 9.000 år sedan var Otteidsundet torrlagt och för ca 9.000 år sedan hade även Östersjöbäckenets förbindelse med Västerhavet genom Mellansverige torrlagts. Östersjöns vattenöverskott avbördades därefter genom Bälten och Öresund på olika sätt beroende på havets nivåförändringar. Ungefär vid samma tidpunkt som Vänerbäckenet förlorade den östliga förbindelsen så isolerades det från Västerhavet, dvs

pasströsklarna vid Vargön hade kommit upp i vattenytan och Göta älvs äldsta fas hade börjat. Landisens indirekta påverkan på sedimentationsbetingelserna i Göta älvdalen hade upphört flera hundra år innan Närkesundet torrlades.

Vänerområdets påverkan av sedimentationsmiljön i Kvilledalen avtog successivt efter den dramatiska utvecklingen vid Billingen. För den fortsatta sedimentationen på Västkusten spelade landhöjningen och havsyteförändringar en avgörande roll.

Ännu för ungefär 10.000 år sedan fanns som ovan beskrivits ett borealt-arktiskt inslag på Västkusten till följd av det utströmmande smältvattnet, som emellertid snabbt blandades upp vid mynningen av Göta älvdalen. Den pågående klimatförändringen och transgressionen i Nordsjöbäckenet medförde att allt fler värmekrävande arter började kolonisera kustområdena.

För ungefär 9.500 år sedan hade landhöjningsintensiteten på Hisingen avtagit så mycket att havet genom de stora smältvattentillskotten runt om i världen började vinna på landet. Under en tidsrymd av ca 2.000 år steg havsytan i Kvilledalen och havet erövrade landområden inom en 10 m zon, se Fig 8. Man räknar med att den lägst belägna stranden fanns vid en nivå i dag av knappt 15 m ö h och den högst belägna vid en nutida nivå av ca 25 m ö h, se Fig 8. Ett rikt organiskt liv förekom i det grunda och skyddade sund som Kvilledalen utgjorde. När havet erövrade land eroderades den bevuxna marken och organiskt material blandat med bl a lerpartiklar fördes till de djupast belägna områdena, dvs dessa nybildade jordarter med högt organiskt innehåll återfinns i dalgångarnas centrum.

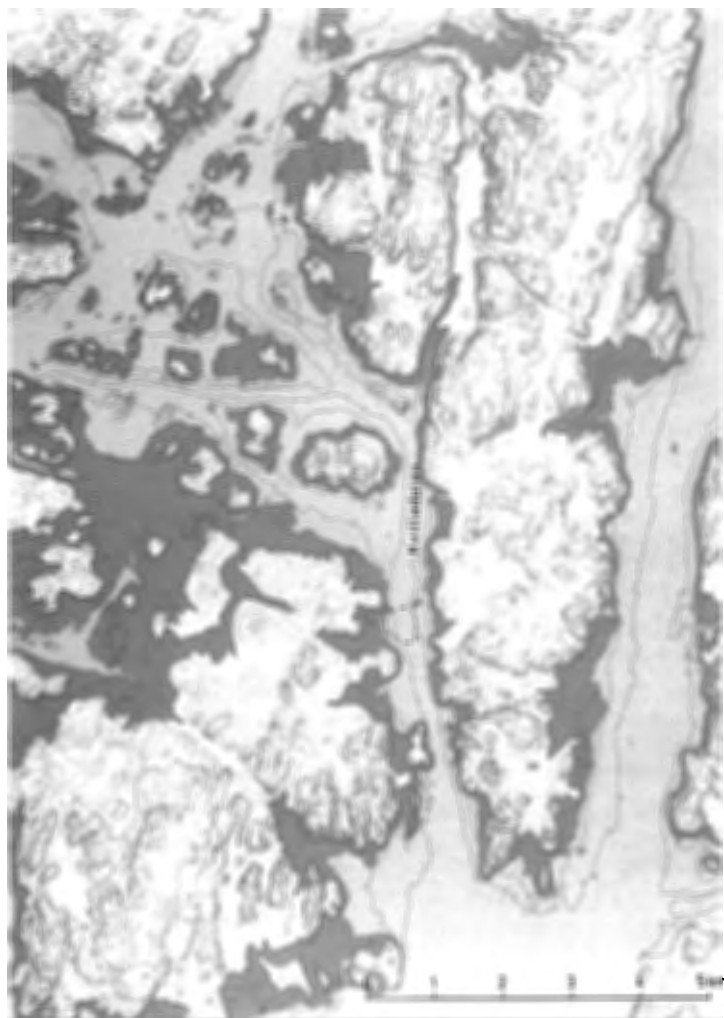


Fig.8. Fördelning mellan land och vatten under tidsintervallet ca 9 500 till ca 7 500 år sedan. Ljust skrafferat område anger de delar som berördes av transgressionen (översvämningen). Nivåkurvorna under vattenytan är i stort giltiga med undantag för de djupast belägna delarna av de större dalgångarna. Tuveskredets areella omfattning har markerats med taggig linje.

- 9.150 $\pm$ 100 år Skelettdelar av en gråsäl funna på 5,5 m djup i lera nordväst om Marconirondellen vid Dag Hammarskjöldsleden, V Frölunda (Fredén 1975, s 61).
- 7.350 $\pm$ 140 år Skelettdelar av tumlare påträffades 1916 på knappt två meters djup i lera vid byggnadsarbeten för kullagerfabriken i Gamlestaden (Fredén 1975, s 61).

Från tidpunkten ca 7.000 år sedan och fram till i dag har landhöjningen övervägt. För drygt 4.000 år sedan låg stranden ånyo vid nivån 15 m ö h och för ca 1.000 år sedan upphörde Kvilledalen att vara ett sund, dvs Hisingen blev slutligen den stora ö den är i dag. De förändringar som senare skett och sker har berört öns perifera delar, dvs Hisingen växer areellt men med en långsamt avtagande hastighet.

LITTERATUR

I nedanstående förteckning upptas skrifter som främst utgjort underlag för texten i översikten. Utförligare behandling av jordarterna och deras uppkomst ges i Lundegårdh-Lundqvist-Lindström: Berg och jord i Sverige.

Asklund, B, 1936, Den marina skalbärande faunan och de senoglaciala nivåförändringarna med särskild hänsyn till den gotiglaciala avsmältningen i Halland. Zusammenfassung. Sveriges geologiska undersökning, C 393.

Berglund, B E, 1976, The deglaciation of southern Sweden. Presentation of a research project and a tentative radiocarbon chronology. University of Lund, Department of Quaternary Geology, Report 10, Lund.

Brotzen, F, 1951, Bidrag till svenska marina kvartär-avlagringarnas stratigrafi. Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar, 73.

- Caldenius, C & Lundström, R, 1956, The landslide at Surte on the river Göta älv. With special chapters by B Fellenius and E Mohrén. Sveriges geologiska undersökning, Ca 27.
- Digerfeldt, G, 1978, The highest shore-line on Hunneberg, southern Sweden. Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar, 101.
- Fredén, C, 1975, Subfossil finds of arctic whales and sels in Sweden. Sveriges geologiska undersökning, C 710.
- Fredén, C, Marine shell deposits in the region of Uddevalla and Lake Vänern. Manuskript.
- Götaälvkommittén, 1962, Rasriskerna i Götaälvdalen. Statens offentliga utredningar 1962:48.
- Hillefors, Å, 1969, Västsveriges glaciala historia och morfologi. Meddelanden från Lunds universitets Geografiska Institution, Avhandlingar 60.
- Magnusson, E, 1978, Beskrivning till jordartskartan Göteborg SO. Sveriges geologiska undersökning, Ae 26.
- Miller, U, 1964, Diatom floras in the Quaternary of the Göta River valley. Sveriges geologiska undersökning, Ca 44.
- Mohrén, E, 1945, Något om de hydrografiska förhållandena i Göteborgstrakten vid övergången mellan sen- och postglacial tid. Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar, 67.
- Munthe, H, Johansson, H E & Sandgren, R, 1923, Göteborgstraktens geologi. Ingår i Göteborgstraktens natur. Göteborgs jubileumspublikationer.
- Persson, G, 1973, Postglacial transgressions in Bohuslän, southwestern Sweden. Sveriges geologiska undersökning, C 684.

Sandegren, R & Johansson, H E, 1931, Beskrivning
till kartbladet Göteborg. Sveriges geologiska
undersökning, Aa 173.

BERGGRUNDEN VID TUVE

*Lennart Samuelsson**

Nedanstående sammanställning är helt baserad på tidigare publicerade undersökningar och på opublikerat SGU-material från Göteborgsregionen. Några nya fältstudier i Tuveområdet har ej utförts.

De berggrundsgeologiska förhållandena i Tuveområdet, se Fig 1, karakteriseras av nordsydliga stråk av varierande bergartssammansättning samt en övertvårande diabasgång med västnordvästlig riktning, Tuvegången (se Lundegårdh 1958). De viktigaste bergartskomponenterna i föreliggande sammanhang utgörs av diabasen och omgivande röda granitiska bergart. Denna betecknas på Lundegårdhs (1958) karta som "suprakrustalgnejs, sur, alkalin" men består i det aktuella avsnittet av en röd fältspatrik gnejsgranit. Med smärre variationer och tunna amfibolitinlagringar förekommer denna bergart mellan Skogome i öster och en nordsydlig amfibolit 500 m väster om Tuve kyrka.

SGU:s karteringsarbeten i Göteborgstrakten under 1950- och 1970-talen har avslöjat speciella egenskaper hos den röda gnejsgraniten. Den har hög halt kvarts, kalifältspat samt natronrik plagioklas. De mörka mineralen utgör vanligen mindre än 5 volymsprocent och domineras av biotit samt understundom alkalihornbländen och alkalipyroxener. Mineral, som förekommer i mindre mängd än 1 volymsprocent, utgörs av bl a flusspat, granat, magnetit, epidot, apatit, titanit, zirkon och ortit. Utmärkande för denna bergart är den starka gammastrålningen, vanligen tre gånger högre än berggrundens normalvärde.

Bergmekaniskt mycket viktig är bergartens tendens att sönderfalla till ett luckert vittringsgrus (Samuelsson 1973). I Skändlaberget, 2 km norr om Tuve, har stora partier av bergarten sönderfallit till ett flera meter mäktigt lager av vittrings-

*Sveriges geologiska undersökning
Kungsgatan 4, 411 19 Göteborg

grus. Vid tunnelgenomgång av Kvillebäckens dalgång ca 2 km söder om Tuveområdet konstaterades grusvitt-ring i den västra delen av dalgången. Det finns starka skäl antaga att profilskissen i Fig 2 gäller även för ett ostvästligt snitt över dalgången i höjd med Tuve.

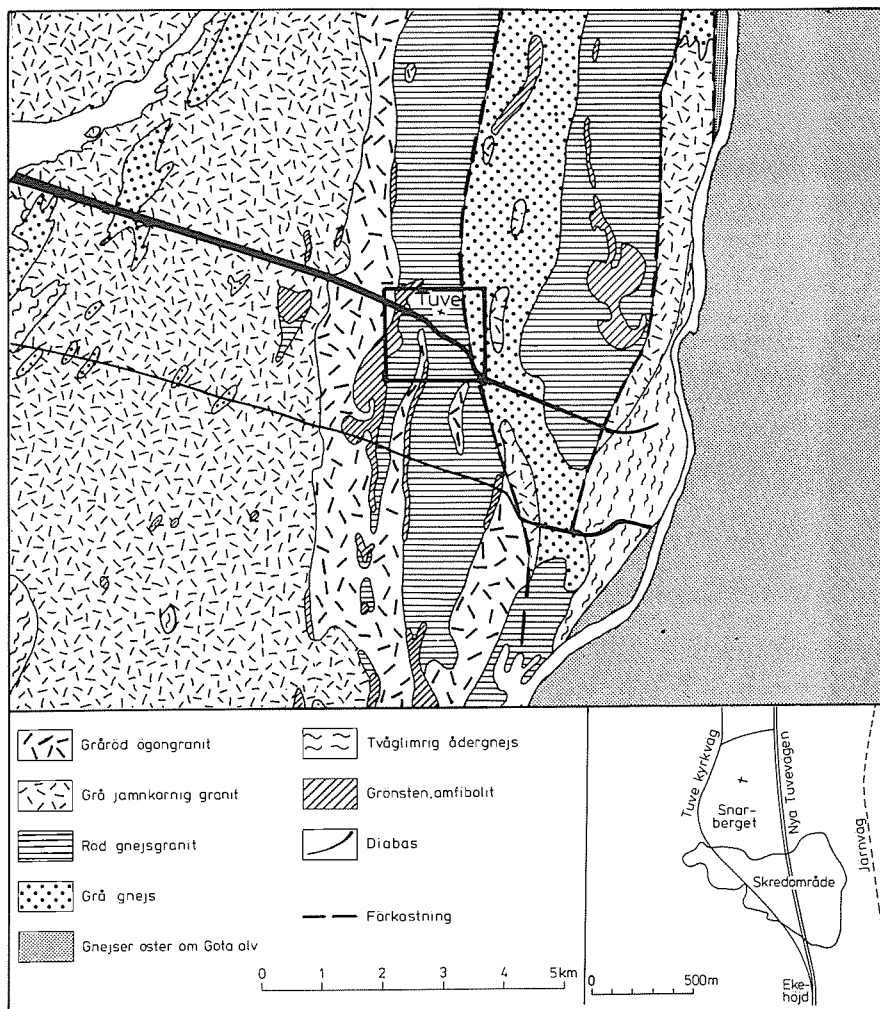


Fig.1. Generaliserad berggrundskarta efter Lundegårdh (1958).

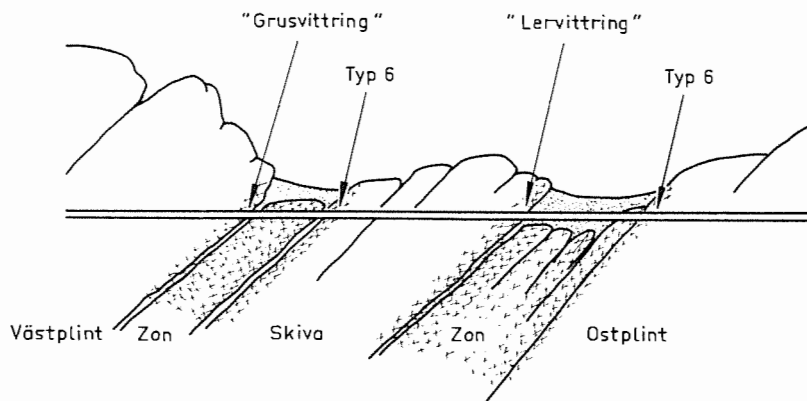


Fig.2. Profilskiss genom spillvattentunnelns genomgång av Kvillebäckens dalgång, Hisingen, Göteborg. (T. Lundgren 1970).

Tuvegången utgörs av en olivindiabas som intruderade för 800-900 miljoner år sedan. Dominerande mineral är plagioklas, pyroxen, olivin och magnetit. Omvandlingen av pyroxen till hornblände samt olivin till serpentin förekommer. Bergartens mineral hydreras relativt lätt till lermineral.

Av avgörande betydelse för de hydrologiska förhållandena i berggrunden är fördelningen, orienteringen och den vattenledande förmågan hos de sprickor och krosszoner som genomkorsar all berggrund. Eftersom någon speciellt på Tuveskredet inriktad detaljundersökning av dessa förhållanden ej gjorts är nedanstående beskrivning summarisk.

De dominerande sprickriktningarna på Östra Hisingen är glest liggande stora sprickstråk i nordsydlig riktning med medelbrant västlig stupning (Fig 3). Högre frekvens har endast de västnordväst-ostsydostliga sprickorna (Fig 4).

De nordsydliga sprickstråken har karaktären av över-skjutnings- och avglidningsplan och är ackompanjerade av leromvandlingar, rörsbergsutbildning och ibland grusvittring (se Lundegårdh 1958 och Lundgren 1970, 1978). De västnordväst-ostsydostliga stråken har

karaktären av tensionssprickor som varit kanaler för underifrån kommande intrusioner av pegmatiter, diabasmagma (Tuvegången) och hydrotermala lösningar (bl a Perm-tidens vulkanism som gav lerslag). Ovanifrån har en del av dessa sprickor fyllts av underkambrisk alunskiffer. Med hänsyn till den nuvarande västnordväst-ostsydostliga och horisontella största huvudspänning, som kunnat konstateras i norra Bohuslän (Ahlbom et al 1980), bör en del av dessa sprickor fortfarande vara öppna och vattenförande.

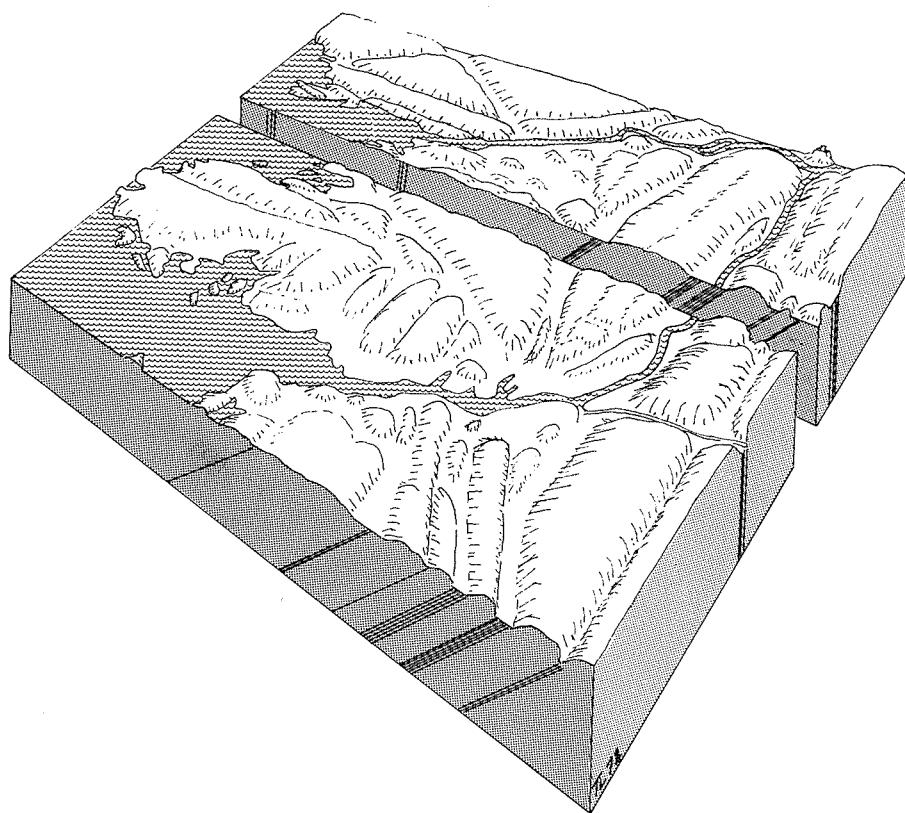


Fig.3. Schematiskt blockdiagram över Göteborgsregionen med större tektoniska zoner och deras betydelse för berggrundstopografin. (T. Lundgren 1978).

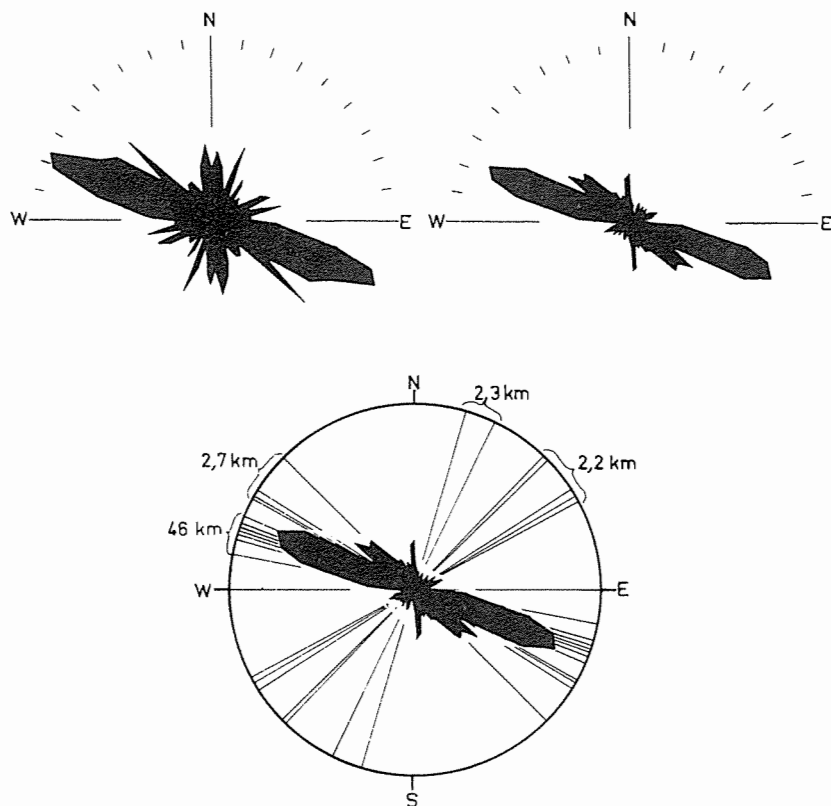


Fig.4. Strykningsfördelningen av 400 vertikala, ej lerfyllda sprickor (a) respektive 260 vertikala lerfyllda sprickor (b) samt diabasgångarnas strykning på geologiska kartan över Göteborgstraktens berggrund (c). (T. Lundgren 1970).

Av tidigare erfarenheter från östra Hisingen kan man göra följande generalisering: De nordsydliga stråken är rikligt vattenförande i sina västra delar, särskilt om dessa passerar genom kvarts- och fältspatrik (röd) berggrund. Sprickorna i västnordväst-ostsydost är rikligt vattenförande i de större sprickzonerna, dock med en reservation, att ofta förekommande leromvandlingar helt eller delvis kan täta en del zoner.

Från ovanstående generella resonemang kan man för skredområdet vid Tuve göra följande antagande:

1. I linje med Nya Tuvevägen eller något tiotal meter väster om denna går ett rikligt vattenförande nordsydligt stråk med medelbrant ($40-50^{\circ}$) västlig stupning.
2. Parallellt med Tuvegången i västnordvästlig-ost-sydostlig riktning genom skredområdet går ett eller flera brantstående vattenförande stråk i ena eller i båda kontakterna mellan diabasgången och sidoberget.
3. I triangeln mellan Snarbergets östra brant, västerut till Tuve kyrkväg och åt sydost till Ekehöjds östra brant är berggrunden sprickrik, grusvittrande och åt öster allt mer leromvandlad. Permeabiliteten i berggrunden inom triangelområdet bör vara hög. På grund av korsande stora spricksystem kan bergområdet ha hydraulisk konnektion med ett stort område.

LITTERATUR

- Ahlbom, K, Ahlin, S, Eriksson, L & Samuelsson, L, 1980, Berggrundsgeologiska, tektoniska och geofysiska studier på Kynnefjäll. Rapport Prav 4.16, Stockholm.
- Lundegårdh, P H, 1958, Göteborgstraktens berggrund. Sveriges geologiska undersökning, C 553.
- Lundgren, T, 1970, Spillvattentunnlarna på Hisingen, Göteborg. I Lerzoner i berganläggningar. Statens geotekniska institut, Särtryck och preliminära rapporter 1972:49, Stockholm.
- Lundgren, T, 1978, Weathering and argillization of miccrobrecciated hard rocks and its influence on groundwater conditions. Department of Land Improvement and Drainage, School of Surveying, Royal Institute of Technology, Report A 3:26, Stockholm.

Samuelsson, L, 1973, Selective weathering of igneous rocks. Sveriges geologiska undersökning, C 690.

Samuelsson, L, 1975, Palaeozoic fissure fillings and tectonism of the Göteborg area, southwestern Sweden. Sveriges geologiska undersökning, C 711.

JORDARTERNAS UTBREDNING

*Kjell-Owe Häger**

Fördelningen mellan berg, friktionsjord och lera på Hisingen som helhet karakteriseras av den tidigare nämnda växlingen mellan bergsplatåer och dalgångar.

Inom höjdområdena är jordtäcket tunt eller saknas helt och friktionsjord förekommer där främst i sänkor eller mindre dalgångar. Lera förekommer på liknande sätt inom höjdområdena men då endast på nivåer under Högsta Kustlinjen (HK) som i Göteborgstrakten ligger på ca 100 m ö h.

Sammanhängande förekomster av friktionsjord (svallgrus och svallsand) uppträder på lägre nivåer i sluttningarna mot dalgångarna. Även i dalgångarna förekommer friktionsjord men den är då vanligen täckt av lera.

Friktionsjord i form av sand och gruslager kan i vissa lägen förekomma ovanpå och inuti leran och man kan då få en lagerföljd som i fig 1.

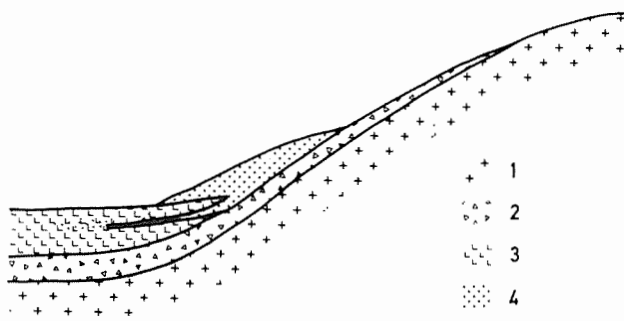


Fig.1. Exempel på en schematiserad lagerföljd i en dalgång på Västkusten, belägen under Högsta Kustlinjen.
1 - berg, 2 - morän, 3 - lera, 4 - svallsand.

*Geologiska institutionen
Chalmers tekniska högskola, 412 96 Göteborg

Om friktionsjorden i sluttningen står i hydraulisk kontakt med friktionsjorden under och i leran, är detta av största vikt ur stabilitetssynpunkt, eftersom de senare lagren då kan förmedla förhöjda porvattentryck till leran.

Jordarternas utbredning i området närmast omkring Tuve framgår av jordartskartan (fig 2). Observera att kartan endast ger en generaliserad bild av förhållandena 0,5 m under markytan och att den helt bygger på geologiska kartan i skala 1:50 000, utgiven år 1931 (Sandegren & Johansson).



Fig. 2. Översiktlig jordartskarta över området kring Tuve.

Morän: Liksom i stora delar av Västsverige förekommer morän sporadiskt och större mäktigheter kan antas finnas endast där moränryggar förekommer eller i djupare depressioner, såsom i botten av Kvilledalen. Moränen är i det senare fallet täckt av yngre sediment. De sammanhängande moränförekomster, som går i dagen i närheten av Tuve, utgörs främst av det randmoränstråk som sträcker sig i nordväst-sydöstlig riktning över höjdområdet mellan Kvilledalen och Göta älvdalen och ingår i Göteborgsmoränen (ett stort randmoränstråk som kan följas söderut från Göteborg via Fjärås Bräcka in i norra Halland). Huvudstråket befinner sig strax utanför kartområdets östra kant. I anslutning till skredområdet är moränen begränsad till mindre områden, framför allt norr och väster om detta.

Isälvs sediment: En långsträckt rygg finns vid Grimbo i Kvilledalen strax söder om Tuve (utanför kartområdet). På östra sidan av Kvilledalen, vid Skogome, finns även ett par mindre isälvsavlagringar, varav den norra numera är till största delen bortgrävd, medan den södra är bebyggd.

Svallsand: täcker relativt stora områden i anslutning till höjdpartierna väster och sydväst om Tuve kyrka, liksom längs Kvilledalens västra och östra sidor.

Lera: Eftersom större delen av Hisingen befinner sig under HK, täcks stora områden av marina leror, framför allt i dalgångarna men även i mindre bäcken inom höjdområdena. Mäktigheterna kan vara betydande. I Kvilledalen har konstaterats lermäktigheter på 40 m och inom skredområdet var största uppmätta lerdjup 42 m (vid Tuve kyrkväg).

Svåmsediment: förekommer längs Kvillebäckens lopp men är begränsade till ett relativt smalt band längs själva bäckfåran. Mäktigheten är liten.

LITTERATUR

Sandegren, R & Johansson, H E, 1931. Beskrivning till kartbladet Göteborg. Sveriges geologiska undersökning, ser Aa 173.

BESKRIVNING AV JORDLAGERFÖLJDEN I BORRKÄRNORNA 18 OCH 20

*Kjell-Owe Häger**

Den stratigrafi som här redovisas bygger på studier av två ostörda borrhärlor från borrhärlpunkterna 18 och 20, i fortsättningen benämnda Bp 18 respektive Bp 20. Bp 20 är belägen i Kvilledalen norr om skredområdet på en nivå av 3 meter över havet, medan Bp 20 ligger väster om skredets bakkant på nivån 27 meter över havet. Detta medför, att Bp 18 torrlades i ett sent skede av Holocen, efter den postglaciala transgressionen. Bp 20 däremot torrlades betydligt tidigare och den postglaciala transgressionen nådde aldrig upp till den nivå, där Bp 20 befinner sig.

Högsta kustlinjen i området ligger på en nivå av ungefär 100 meter över havet och vattendjupen vid sedimentavsättningens början var vid Bp 18 ungefär 125 m och vid Bp 20 ungefär 90 m.

METODIK

Först utfördes en okulärbesiktning av borrhärlorna, varvid förekomsten av silt- eller sandskikt, skal, växtrester m m noterades. Samtidigt bedömdes lerans mekaniska sammansättning. Beteckningen siltig lera har använts, då ett tydligt inslag av silt har kunnat märkas vid skrapning av lerytan. Beträffande skikten har dessa benämnts efter den fraktion som bedömts dominera (silt eller sand). I vissa fall då den dominerande fraktionen varit svår att bestämma, har beteckningen moskikt använts.

Vissa partier av borrhärlorna röntgenfotograferades som ett komplement till okulärbesiktningen. Fotograferingarna utfördes av AB Materialröntgen, Göteborg, enligt följande:

*Geologiska institutionen
Chalmers tekniska högskola, 412 96 Göteborg

Film - Agfa-Gevaert, Strukturix D4

Spänning - 80 kV

Exponering - 3mA, 3 min.

Prover togs sedan ut för kornstorleksanalys. Analyserna utfördes enligt pipettmetoden för material $<0,063$ mm, medan fraktionerna $>0,063$ mm siktades. Samtliga kornstorleksanalyser finns redovisade i tabellerna 2 och 5.

Skal och skalfragment tillvaratogs och artbestämdes.

BORRKÄRNA 18

Bp 18 är belägen i Kvilledalen ca 100 m norr om det av skredet påverkade området.

Vid borrhningen, vilken skedde med foliekärnborr, nåddes fast botten 26,50 m under markytan. Provtagning skedde ej av de översta 1,40 m av lagerföljden.

Lagerföljdsbeskrivning

I följande beskrivning av lagerföljden (Tabell 1) har en uppdelning i olika enheter skett på grundval av för varje enhet gemensamma drag i lerans sammansättning och utseende. Följande parametrar har studerats: humusinhåll, färg, struktur, förekomst av växtrester, sulfidbandning, kornstorleksfördelning och i viss mån förekomst av skal. De värden på lerhalten i olika delar av lagerföljden som redovisas nedan, hänför sig endast till prover från vad som okulärt bedömts som lera eller siltig lera. Analyser från sand- eller siltskikt ingår alltså inte. En grovindelning av lagerföljden i enheterna (A, B, C, D och E) har skett, huvudsakligen med utgångspunkt från variationerna i lerans mekaniska sammansättning och förekomsten av sand- eller siltskikt. Dessa enheter är enbart att betrakta som litostratigrafiska enheter.

TABELL 1: Lagerföljden i borrhärna 18.

Huvud- enhet	Nivå (cm u my	A n m ä r k n i n g
A	140-440	Gyttjelera. Grågrön. Homogen. Rikligt med växtrester. Enstaka stenar på nivå 430. Enstaka skal genom hela sektionen. Lerhalt varierande mellan ca 40-50 procent.
B	440-730	Finlera. Grå. Homogen. Växtrester förekommer ned till nivå 510. Enstaka skal genom hela sektionen. Mycket hög lerhalt (ca 70-75 %).
C	730-832	Mellanlera-Finlera. Grå. Kraftiga inslag av silt och sand i form av skikt eller linser, koncentrerade till nivåerna 770-790, 810-830. Sten på nivå 790. Enstaka skal samt ansamlingar av skal i vissa skikt. Lerhalt varierande mellan ca 35-60 %.
D	832-1120	Finlera. Grå. Homogen. Enstaka skal genom hela sektionen. Lerhalt varierande mellan ca 60-65 %.
	1120-1619	Finlera. Grå. Homogen. Ett tunt siltskikt på nivå 1413. Sten på nivå 1390. Enstaka skal genom hela sektionen. Fläckar och band av sulfider. Lerhalt varierande mellan ca 65-70 %.
	1619-1890	Finlera. Grågrön. Homogen. Enstaka skal genom hela sektionen. Lerhalt varierande kring 65 %.
	1890-2300	Finlera. Grågrön. Enstaka tunna siltskikt. Mörka band mellan nivåerna 2165-2170, 2200-2212, 2274-2279. Störningar mellan nivåerna 2255-2271. Enstaka skal genom hela sektionen. Lerhalt varierande mellan ca 55-60 %.
E	2300-2650	Grovlara-Finlera. Grågrön. Kraftiga inslag av silt och sand i form av skikt. Sten på nivå 2517. Störningar mellan nivåerna 2325-2334. Alternierande mörka och ljusa band. Enstaka skal ned till nivå 2412. Lerhalten mycket varierande (mellan ca 17-45 %).

Tabell 2. Mekaniska analyser från borrhäna 18.

Nivå(cm)	<1.1μ	1.1-2μ	2-20μ	20-63μ	>63μ	Median μ ϕ		Okulärbedömning
171-72	26.7	13.4	39.4	10.5	5.7	3.3	8.2	Lera
267-68	39.1	6.4	45.4	6.6	2.5	2.7	8.5	"
360-61	45.1	4.3	41.7	8.0	0.9	2.0	9.0	"
428-29	36.8	4.0	25.2	30.8	3.2	4.0	8.0	"
469-70	63.0	8.8	14.5	10.6	3.1	< 1.1	< 9.8	"
511-12	64.7	4.5	14.4	15.1	1.3	< 1.1	< 9.8	"
611-12	74.1	2.8	7.6	14.3	1.2	< 1.1	< 9.8	"
653-54	61.8	10.4	10.5	13.2	4.1	< 1.1	< 9.8	"
743-44	54.3	7.5	19.2	15.1	3.9	< 1.1	< 9.8	"
769-70	30.0	6.4	31.4	23.1	9.1	4.4	7.8	Siltlins
789-90	28.5	5.9	21.4	15.0	29.1	8.5	6.9	"
793-94	23.9	13.2	25.4	23.8	13.7	9.0	6.8	Lera
817-18	4.7	0.9	9.3	22.2	62.9	90.0	3.5	Sandskikt
820-20.4	18.0	4.4	11.5	6.6	59.5	125	3.0	"
828.5- 28.8	23.2	3.4	16.9	16.3	40.2	35.0	4.8	Moskikt
830-30.5	13.0	3.5	13.7	10.2	59.6	-	-	"
832-32.4	19.9	0.2	7.5	9.3	63.1	150	2.7	"
845-46	50.6	10.4	25.9	10.0	3.1	1.1	9.8	Lera
892-93	51.6	7.3	25.5	13.7	1.9	< 1.1	< 9.8	"
983-84	51.2	11.6	20.7	14.9	1.6	< 1.1	< 9.8	"
1067-68	52.3	12.1	27.5	6.1	2.0	< 1.1	< 9.8	"
1160-61	57.7	8.5	23.4	8.7	1.7	< 1.1	< 9.8	"
1197-1200	56.6	10.8	25.7	5.3	1.6	< 1.1	< 9.8	"
1250-51	55.7	9.7	25.0	7.2	2.4	< 1.1	< 9.8	"
1340-42	56.0	12.0	22.3	7.2	2.5	< 1.1	< 9.8	"
1450-51	54.4	10.5	24.0	7.9	3.2	< 1.1	< 9.8	"
1551-52	50.3	16.9	22.3	7.4	3.1	1.1	9.8	"
1581-82	52.6	12.3	23.2	8.0	3.9	< 1.1	< 9.8	"
1681-82	53.9	9.6	26.1	8.0	2.4	< 1.1	< 9.8	"
1702-03	57.5	8.3	15.4	16.7	2.1	< 1.1	< 9.8	"
1822-23	51.9	13.4	18.2	14.3	2.2	< 1.1	< 9.8	"
1982-83	54.0	2.0	30.7	10.0	3.3	< 1.1	< 9.8	"
2142-43	50.9	8.7	24.8	13.2	2.4	1.1	9.8	"
2210-12	49.2	5.4	27.6	17.5	0.3	1.3	9.6	Lera
2212-13	49.1	7.0	29.5	13.8	0.6	1.3	9.6	"
2298- 2300 2325- 25.5	45.2	14.2	26.2	13.7	0.7	1.4	9.5	"
2349-50	21.3	1.2	10.1	46.8	20.6	55	4.2	Siltskikt
2378-80	29.8	5.9	23.4	33.1	7.8	10	6.6	Lera
2380-82	5.4	0.7	5.1	4.9	83.9	290	1.8	Sandskikt
2416-17	29.8	0.4	23.1	35.7	11.0	15	6.0	Lera
2420-23	6.4	1.2	3.8	4.3	84.3	250	2.0	Sandskikt
2465-66	6.3	2.0	4.6	4.5	82.6	280	1.8	"
2499- 2501	6.8	5.2	9.9	42.0	36.1	54	4.2	Siltskikt
2501-03	34.1	5.1	31.2	25.5	4.1	5.0	7.6	Lera
2503-04	39.3	3.0	28.7	26.3	2.7	4.2	7.9	"
2550-51	37.5	1.2	25.3	32.6	3.4	6.2	7.3	"
2570-72	38.9	4.0	23.3	28.8	5.0	5.4	7.5	"
2581.9- 82.4	14.6	2.8	18.0	39.9	24.7	43	4.5	Siltig lera
2584-86	3.8	2.0	20.2	9.4	64.6	90	3.5	Moskikt
2600-01	9.4	0.6	8.3	31.0	49.3	67	3.9	Siltskikt
2620-20.5	31.8	6.2	27.9	30.3	3.8	7.0	7.2	Lera
2635-36	7.1	0	5.7	29.0	58.2	75	3.7	Siltskikt
2641-42	27.9	2.8	17.5	30.4	21.4	25	5.3	Lera
2644-45	5.2	2.7	6.2	32.3	53.6	62	4.0	Moskikt
2646-47	7.8	1.6	10.3	39.6	40.7	58	4.1	"
	2.7	0.2	0.8	2.1	94.2	370	1.4	Sandskikt

Kommentarer till lagerföljden

Förekomsten av silt/sandskikt och lerhaltens variation är faktorer som ger viss information om förhållandena vid lerans avsättning och kommenteras därför något utförligare med utgångspunkt från de fem huvudenheter A, B, C, D, E i lagerföljden. Även humushaltens variation, förekomsten av störningar i sedimenten m m berörs.

E - Här förekommer dels väl avgränsade skikt av silt eller sand, från någon mm till flera cm tjocka, dels mer diffusa inslag av silt. Partier med styv lera och litet inslag av silt och grövre kornstorlekar förekommer också. På vissa nivåer kunde en graderad övergång mellan olika kornstorlekar iakttagas:

2647-2636 (moig sand → mo → siltig lera → lera),
2620-2616 (silt → siltig lera → lera). De flesta skikt är dock väl avgränsade utan synlig gradation.

Störningar förekommer mellan nivåerna 2325,5-2334. Dessa består av veckade silt- och lerskikt, ibland omslutande bollar eller linser av silt och lera (Fig 1).

Även skarpt avskurna lager förekommer, bl a mellan nivåerna 2515-2525 (Fig 2).

Erosionsytor förekommer i kontakten mellan sandskikten och leran men är i de flesta fall svåra att upptäcka okulärt på grund av skiktens ringa tjocklek. Ett tydligt exempel utgörs dock av sandskiktet mellan nivåerna 2416-2430, där sanden tydligt eroderat lerbotten, varvid även bollar av lera inneslutits i sanden (Fig 3).

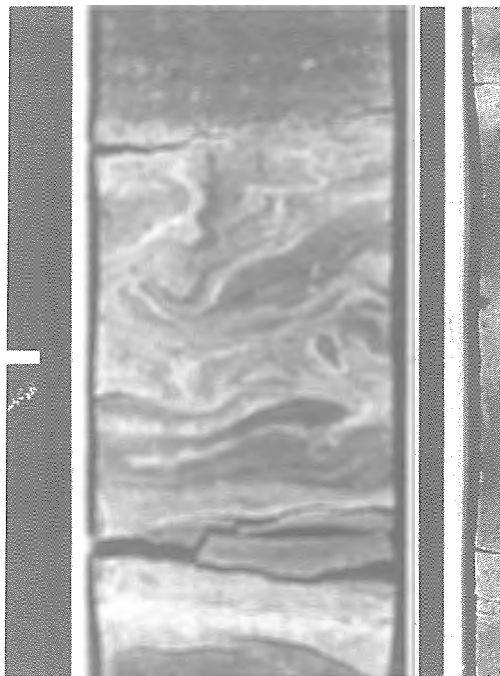


Fig.1. Störning i borrhärna 18 mellan nivåerna 2325,5-2334. Ljusa lager siltigare än mörka lager.



Fig.2. Tvärt avskurna lager i borrhärna 18.
Nivå: 2515-2525



Fig.3. Sandskikt i borrhärna 18 som eroderat den underliggande lerytan. Erosionsytan ligger på nivå kring 2430 cm u my.
S = sand, L = lera.

Ett antal sand-/siltskikt från denna del av lagerföljden analyserades med avseende på kornstorleksfördelning. Kumulativa kurvor för dessa analyser presenteras i Fig 4. För skiktens exakta läge i lagerföljden se Tabell 3 nedan:

$$\begin{aligned}
 Md_{\phi} &= \phi 50 && \text{(median)} \\
 M_{\phi} &= \frac{\phi 16 + \phi 84}{2} && \text{(medelkornstorlek)} \\
 \sigma_{\phi} &= \frac{\phi 84 - \phi 16}{2} && \text{(sortering)} \\
 \alpha_{\phi} &= \frac{M_{\phi} - Md_{\phi}}{\sigma_{\phi}} && \text{(skevhet)}
 \end{aligned}$$

(Formler enligt Inman, 1952.)

Samtliga kurvor utom nr 122 visar en brytning vid $\sim \phi 4$ eller $\phi 3$, dvs vid 0,063 mm eller 0,125 mm. I kurva nr 122 ligger brytpunkten ungefär vid $\phi 5,5$ (0,022 mm).

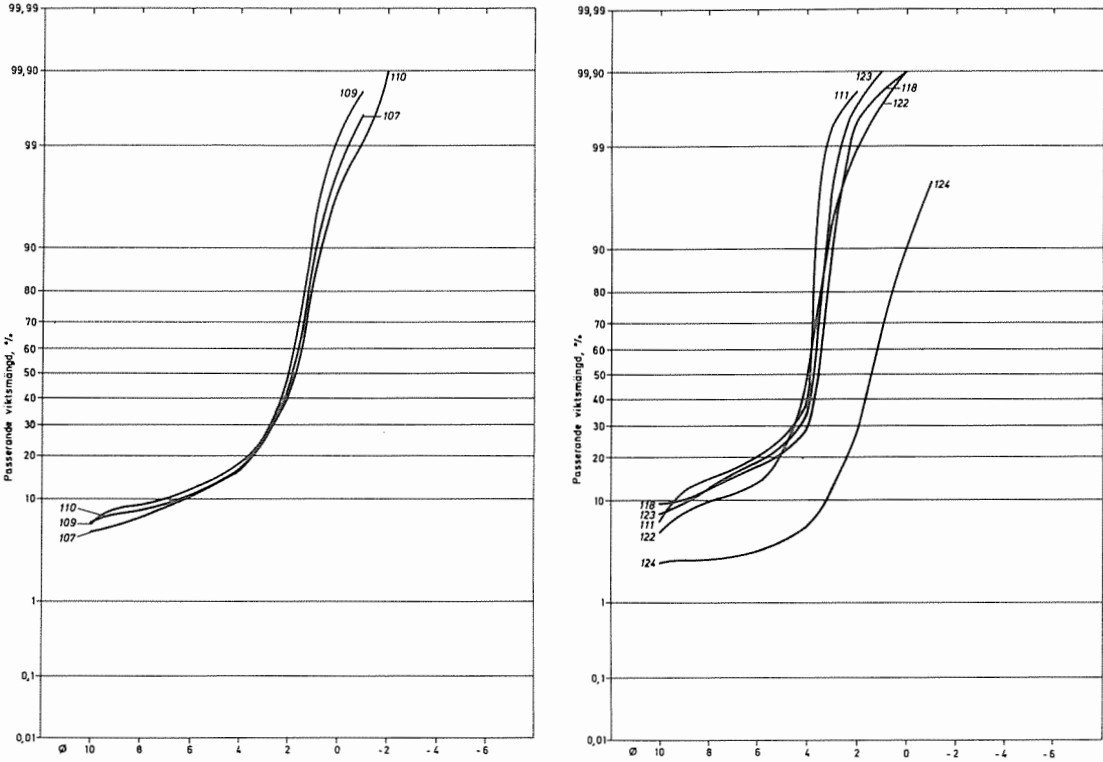


Fig.4. Kornstorleksfördelning i sand-/siltskikt från undre delen (enhet E) av borrhärna 18, Tuve. Normalfördelningssapper, Ø-skala ($\varnothing = -\log_2 d$).

TABELL 3: Några statistiska parametrar för kornstorleksfördelningar hos sand-/siltskikt i borrhärna 18.

Prov nr	Nivå cm u my	Md Ø	M Ø	σ Ø	α Ø
107	2378	1.8	2.6	1.5	0.5
109	2416	2.0	2.6	1.4	0.4
110	2420	1.8	2.6	1.8	0.4
111	2465	4.2	5.6	1.8	0.8
118	2584	3.9	4.8	1.6	0.6
122	2641	4.1	4.4	1.2	0.2
123	2644	4.1	5.0	1.5	0.6
124	2646	1.4	1.4	1.2	0

Av Tabell 3 framgår att sorteringsgraden varierar mellan 1,2 och 1,8 ("moderately sorted" till "poorly sorted" enligt Friedman, 1962). Samtliga fördelningar utom en (nr 124) är positivt skevade och har alltså en "svans" i finfraktionen. Prov 124 har en symmetrisk fördelning inom det studerade intervallet ($\phi_{84}-\phi_{16}$) men av Fig 4 framgår, att en "svans" i finfraktionen förekommer även här.

D - Variationerna i lerans mekaniska sammansättning är mycket små och siltig lera har endast konstaterats på nivå 731-740. Enstaka silt/sandskikt förekommer och dessa är samtliga tunna och utan synlig gradation.

Störningar liknande dem i Fig 1 finns mellan nivåerna 2255-2271 och vid nivå 2039 förekommer störningar liknande grävspår.

C - Denna enhet karakteriseras av varierande mekanisk sammansättning av leran och hög frekvens av silt-/sandskikt

B - Leran är här mycket styv och har genomgående högre lerhalt än i D. Silt- eller sandskikt förekommer ej.

A - Denna enhet skiljer sig från de övriga genom att humushalten i samtliga prover når över gränsen för gyttjelera (2%) och även ibland över 6%, dvs gränsen för lergyttja. Lerhalten är lägre än i B och D.

För hela lagerföljden gäller att humushalten är nära 2% och ibland även något högre.

I undre delen av D och i E observerades alternerande mörkbruna och ljusbruna band. Vid genomgången av borrhölen var leran upptorkad och banden var mycket tydliga. För jämförelse studerades färgfotografier, tagna av Institutionen för geoteknik, Chalmers tek-

niska högskola, direkt efter upptagandet av borrhänsarna. Banden syntes tydligt även på bilderna, men färgerna var snarare brunt respektive grått. På svartvita fotografier (Inst för geoteknik, CTH) tycktes liknande band även förekomma inom enheten B, men dessa observerades ej vid genomgången av borrhänsarna.

Dessa band antogs ha att göra med skillnader i kornstorlek, eftersom de mörkbruna banden vid okulärbesiktningen genomgående föreföll vara finkornigare. Kornstorleksanalyser av ett bandpar i D och av två ljusbruna och ett mörkbrunt band i E visade, att skillnaden mellan banden i D var mycket liten och att det mörkbruna bandet i E hade något högre lerhalt än de ljusbruna banden (Fig 5). Mer omfattande undersökningar av dessa band krävs för att med säkerhet avgöra vad som orsakar färgvariationerna.

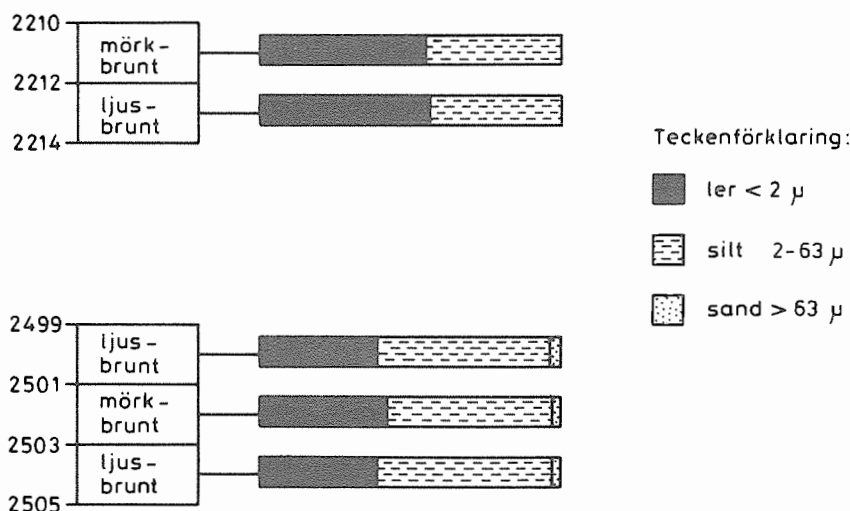


Fig.5. Kornstorleksanalys av ljusa och mörka band inom enheterna D (överst) och E (underst) i borrhänsarna 18.

Sulfidfläckigheten och -bandningen iakttoogs endast på fotografier (Inst för geoteknik, CTH) mellan nivåerna 1120-1619 och var betydligt mörkare än de ovan beskrivna banden. Pyritkorn har även observerats på röntgenbilder från olika delar av lagerföljden.

Förutom de enstaka stenar som noterats i Tabell 1 har enstaka gruskorn också påträffats på flera olika nivåer i lagerföljden (mellan 444 cm och 2517 cm under markytan).

Makrofossil

Ett stort antal skal av mollusker och balanider påträffades. Vissa av de mer välbevarade har kunnat identifieras, varvid följande arter och släkten noterades:

Bp 18	<u>Nivå (cm u my)</u>	<u>Art</u>	<u>Jordart</u>
	189	<i>Cardium edule</i>	lera
	736	<i>Mytilus edulis</i>	siltig lera
	751	<i>Saxicava arctica</i>	lera
	793	<i>Littorina sp.</i>	lera
	821	<i>Saxicava arctica</i>	sandskikt
	829	<i>Balanus sp.</i>	lera
	852	<i>Saxicava arctica</i>	lera
	854	<i>Saxicava arctica</i>	lera
	946	<i>Portlandia arctica</i>	lera
	1265,5	<i>Balanus sp. + Saxicava arctica</i>	lera
	1322	<i>Macoma calcarea</i>	lera
	1581	<i>Portlandia arctica</i>	lera
	2003	<i>Littorina sp.</i>	lera
	2030	<i>Macoma calcarea</i>	lera

Slutsatser

Studiet av lagerföljden vid Bp 18 har gett informationer om lerans mekaniska sammansättning och struktur som kan utgöra underlag för vissa generella

slutsatser om framför allt förändringarna i de hydrogeografiska förhållandena i Tuveområdet under sen- och postglacial tid.

1. Lerans varierande mekaniska sammansättning med kraftiga inslag av silt och sand i den understa delen av lagerföljden (E) visar, att denna avsatts under kraftigt varierande strömförhållanden och att bottentransport av sand tidvis förekommit. Orsaken till dessa variationer beror på variationer i avsmältningen från en relativt närbelägen inlandsis. En viss regelbundenhet i växlingen mellan styvare och siltigare lera, ibland kombinerad med färgförändringar visar på en periodicitet i sedimentationsförloppet men ytterligare undersökningar krävs för att avgöra, om denna periodicitet är årlig.

Under eller efter sedimentavsättningen har störningar i sedimenten förekommit. Dessa kan ha varit spontana men kan även ha utlösts av yttre faktorer t ex genom mekanisk påverkan från strandande isberg.

2. Enheten D visar på lugna sedimentationsförhållanden i ett fortfarande relativt djupt vatten, vilket återspeglas i den höga och i stort sett konstanta lerhalten genom hela enheten D samt den så gott som totala avsaknaden av silt/sandskikt. I den undre delen av D har rörelser skett i sedimenten efter depositionen men ovanför nivå 2255 finns inga tecken på sådana rörelser.

Förekomsten av svarta järnsulfider mellan nivåerna 1120-1619 visar, att reducerande förhållanden förelegat och att omvandlingen av de svarta monosulfiderna till pyrit ibland förhindrats. Det senare förhållandet kan ha många orsaker beroende på vilka ämnen (järn, svavel, sulfat, organiskt material) som i detta fall varit begränsande för pyritbildningen (Berner, 1970).

Ett helt exemplar av *Portlandia arctica* förekommer på nivå 1581. Silt eller ansamlingar av skalfragment indikerande att skalet kan vara transporterat förekommer ej på denna nivå. Det är därför troligt att vattnet fortfarande varit relativt kallt, då dessa sediment avsattes.

3. Jordarten i zon C är avsatt under en period med oroligare sedimentationsförhållanden. Detta framgår av det flertal sand- och siltskikt som förekommer samt lerans varierande mekaniska sammansättning.
4. Den mycket höga lerhalten i B visar, att en ny period med lugna sedimentationsförhållanden inträder. Leran är genomgående styvare än i D och kan betecknas som en mer distal facies än leran i D.
5. Förekomsten av gyttjelera i A visar, att förhållandena varit gynnsammare för organisk produktion under detta skede än tidigare. Varmare klimatförhållanden indikeras av förekomsten av *Cardium edule* (nivå 189). Inslaget av grövre kornstorlekar i leran ökar mot övre delen av A, vilket sannolikt beror på ökad uttransport av material från stranden.

BORRKÄRNA 20

Bp 20 är belägen ca 160 m väster om skredets bakkant.

Vid borrhningen nåddes fast botten 14 m under markytan. Provtagning skedde ej av de översta 1,30 m.

Lagerföljdsbeskrivning

Samma principer har följts vid beskrivningen som för borrhkärna 18 och även borrhkärna 20 har indelats i fem huvudenheter (A', B', C', D', E'). Se Tabell 4.

TABELL 4: Lagerföljden i borrhärna 20.

Huvud- enhet	Nivå (cm u my)	A n m ä r k n i n g
A	130-140	Mellanlera. Rödbrun. Kraftigt inslag av sand- och gruspartiklar, massformigt fördelade. Rikligt med växtrester. Lerhalt ca 35 %.
B	140-240	Finlera. Rödbrun. Visst inslag av silt och sand, men ej som skikt. Rikligt med växtrester. Lerhalt ca 60 %.
C	240-360	Finlera. Grågrön. Kraftiga inslag av silt och sand i form av skikt eller linser. Växtrester förekommer ned till nivå 350. Enstaka skal genom hela sektionen. Lerhalt varierande mellan ca 55-65 %.
D	360-970	Finlera. Grågrön. Homogen. Enstaka siltskikt på nivåerna 591, 742, 925 samt små spridda siltlinser. Enstaka skal genom hela sektionen. Ansamlingar av skal i anslutning till vissa linser. Lerhalt ca 60 %.
	970-1050	Finlera. Grågrön. Homogen. Sulfidbandning. Lerhalt varierande mellan ca 40-45 %.
	1050-1120	Finlera. Grågrön. Enstaka silt- och sandskikt. Sulfidbandning. Enstaka skal samt ansamlingar av skal i vissa skikt. Lerhalt ca 45 %.
E	1120-1400	Grovlera-Finlera. Gråbrun. Kraftiga inslag av silt och sand, i form av skikt eller linser. Alternierande mörka och ljusa band. Sten på nivåerna 1144, 1289. Skal förekommer ned till nivå 1330. Lerhalten varierande mellan ca 15-60 %.

Tabell 5. Mekaniska analyser från borrhärna 20.

Nivå (cm)	<1.1μ	1.1-2μ	2-20μ	20-63μ	>63μ	Median		Ø		Okulärbedömning
						μ				
130-135	32.7	0.2	8.0	6.1	53.0	68		3.0		Grusig sandig lera
135-40	33.4	2.4	11.9	6.4	45.9	33		4.9		"
157-58	56.2	4.8	14.1	6.1	18.8	< 1.1	< 9.8			Lera
202-03	54.9	7.0	16.2	16.1	5.8	< 1.1	< 9.8			"
270-71	58.6	4.7	23.0	11.8	1.9	< 1.1	< 9.8			"
290-91	54.2	6.9	17.4	19.1	2.4	< 1.1	< 9.8			"
297-98	32.3	9.4	11.2	3.4	43.7	7		7.2		Siltskikt
305-06	51.3	6.0	26.7	14.9	1.1	< 1.1	< 9.8			Lera
320-21	34.1	5.1	7.0	34.7	19.1	24		5.4		Siltskikt
325-26	53.2	7.6	20.0	16.4	2.8	< 1.1	< 9.8			Lera
344-45	35.0	3.7	12.0	8.6	40.7	20		5.6		Siltskikt
350-51	58.4	8.0	24.3	9.3	0	< 1.1	< 9.8			Lera
352.5-55	33.1	3.3	14.5	27.7	21.4	19		5.7		Siltskikt
381-82	50.7	8.5	21.9	17.1	1.8	1.1		9.8		Lera
491-92	53.7	8.0	20.3	13.9	4.1	< 1.1	< 9.8			"
591-92	35.2	6.2	26.6	11.6	11.2	4.4		7.8		Siltig lera
680-81	54.2	7.3	26.5	8.1	3.9	< 1.1	< 9.8			Lera
742.5-43	39.4	5.6	43.0	3.8	8.2	2.8		8.5		Siltskikt
781-82	54.5	9.2	26.4	8.4	1.5	< 1.1	< 9.8			Lera
887-88	52.9	7.7	31.9	7.3	0.2	< 1.1	< 9.8			"
972-73	34.7	5.7	24.3	31.6	3.7	4.6		7.8		"
1026-27	38.9	3.9	17.1	36.7	3.4	6.5		7.3		"
1085.5-86.5	27.4	3.9	19.4	45.2	4.1	19		5.7		Siltskikt
1113.5-14.5	27.8	2.7	22.5	0.9	46.1	43		4.5		"
1119-20	35.3	9.0	21.9	31.7	2.1	4.7		7.7		Siltig lera
1120-21	42.4	4.6	18.3	32.2	2.5	2.5		8.6		"
1121-22	30.9	7.4	17.8	39.6	4.3	8		7.0		"
1141-43	31.3	5.4	20.1	39.8	3.4	12		6.4		Siltskikt
1153-53.5	4.5	3.5	41.0	43.5	7.5	19		5.7		"
1156-56.5	29.8	6.9	25.2	35.0	3.1	9		6.8		Lera
1158.5-59	32.0	7.5	25.1	33.2	2.2	7		7.2		"
1160.5-61.5	30.0	8.5	23.4	33.2	4.9	6.5		7.3		Siltig lera
1173-74	23.8	8.2	21.6	44.7	1.7	16		6.0		"
1183-84	35.1	4.9	28.3	30.0	1.7	4.7		7.7		Lera
1191.2-91.7	15.6	6.2	10.1	57.3	10.8	35		4.8		Siltskikt
1211-12	39.1	5.1	26.4	26.8	2.6	3.6		8.1		Lera
1214.3-14.7	17.7	4.2	17.1	58.4	2.6	28		5.2		Siltskikt
1216.5-17.0	12.7	3.0	11.6	68.8	3.9	30		5.0		"
1223.5-24	20.7	4.3	25.7	47.3	2.0	19		5.7		"
1231-32	36.6	4.3	27.9	27.5	3.7	4.5		7.8		Lera
1240-40.5	21.8	6.0	21.8	48.2	2.2	21		5.6		Siltig lera
1248.5-49	11.0	4.1	9.1	51.9	23.9	36		4.8		Siltskikt
1249-49.5	15.5	1.5	14.8	50.9	17.3	35		4.8		Siltig lera
1255.5-56	24.5	13.3	15.2	44.0	3.0	14		6.2		Lera
1259-60	41.1	6.6	25.7	24.5	2.1	2.5		8.6		"
1271-72	34.3	5.2	28.5	30.1	1.9	5.7		7.4		"
1287-88	41.9	7.0	29.2	18.9	3.0	2.2		8.8		"
1298-98.5	21.5	1.7	20.0	37.2	19.6	28		5.2		Siltskikt
1324-25	19.3	2.7	17.5	45.5	15.0	30		5.0		Siltig lera
1326-26.5	21.2	2.2	17.1	40.9	18.6	28		5.2		Siltskikt
1345-46	22.3	4.1	23.0	42.8	7.8	21		5.6		Siltig lera
1354-55	43.1	6.4	19.9	27.7	2.9	2.2		8.8		Lera
1360-62	50.6	8.1	37.2	3.6	0.5	1.1		9.8		"
1368-70	7.7	0.6	6.2	64.4	21.1	45		4.5		Siltskikt
1376-76.5	35.6	6.5	23.5	31.5	2.9	5		7.6		"
1377.5-78	10.2	2.2	5.1	22.5	60.0	110		3.2		Moskikt
1388-89	35.4	4.7	21.2	30.0	8.7	6.2		7.3		Lera
1389.7-90.3	16.2	4.1	13.1	39.8	26.8	40		4.6		Siltskikt
1396.5-97	14.5	0.3	21.3	45.9	18.0	33		4.9		"

Kommentarer till lagerföljden

Nedan sammanfattas de viktigaste karakteristika för respektive huvudenhet (A', B', C', D', E') på samma sätt som för borrhärna 18.

E' - Lera har en starkt växlande mekanisk samman-sättning. Väl definierade silt/sandskikt före-kommer talrikt och på vissa nivåer har grade-rade övergångar mellan olika sedimenttyper kon-staterats: 1359,5-1357 (lera - siltig lera - silt - siltig lera - lera), 1255,5-1253,5 (som föregående), 1250-1247 (som föregående). Kring de flesta skikt syns dock ingen gradation. Bio-turbation har observerats bland annat vid nivå 1175,5, vilket illustreras i Fig 6.



Fig.6. Röntgenbild från borrhärna 20, visande bioturbation orsakad av att en mussla grävt sig ned i sedimentet. Skalet befinner sig på nivån 1175,5 cm u my.

D' - Variationerna i lerans sammansättning är små och siltinslagen är begränsade till enstaka tunna skikt och smärre linser. I den undre delen mellan nivåerna 1050-1120 är dock siltinslagen något mer framträdande. Lerhalten är liksom i intervallet mellan nivåerna 970-1050 lägre än i D' i övrigt (ca 40-45%) men dessa partier har ändå förts till D' på grund av den markanta färgförändringen vid nivån 1120.

C' - Utmärkande för denna enhet är den höga frekvensen av silt/sandskikt. Leran mellan sandskikten är i allmänhet styv.

Vid röntgenfotografering av ett siltskikt på nivå 344 framträdde en finlaminerings inom skiktet, bestående av tunna växellagrande skikt av lera och silt (Fig 7).



Fig.7. Finlaminerat siltskikt på nivå 344. Även fina, förgrenade pyritkorn framträder.

B' - Denna enhet utgörs av en homogen finlera med hög lerhalt. Ett visst inslag av sand och silt förekommer men ej i form av skikt. Detta inslag ökar uppåt mot övergången till enhet A'.

A' - Denna del av lagerföljden utgöres av en mellan- lera med ett stort antal sand- och gruspartiklar regellöst inblandade i leran.

Även för borrhål 20 gäller att humushalten pendlar kring värden nära gyttjeleregränsen (2%) genom hela lagerföljden. Något sammanhängande parti med gyttjeleran finns dock inte i den översta delen av lagerföljden såsom i borrhärna 18.

Alternerande mörkbruna och ljusbruna band har iakttagits inom enheten E'. De mörkbruna banden föreföll vara finkornigare än de ljusbruna.

På de fotografier som tagits av borrhärnorna (Institutionen för geoteknik, CTH) observerades en växling mellan bruna och grå band mellan nivåerna 670-850. Dessa syntes ej, då lagerföljdsbeskrivningen upprättades.

Sulfidbandningen mellan nivåerna 970-1120 var mycket distinkt på fotografierna och avvek från ovan beskrivna band genom sin svartare färg. Även den svarta sulfidbandningen var försvunnen vid genomgången av borrhärnorna.

Enstaka gruskorn i leran har påträffats på flera nivåer i leran (mellan 813 och 1241 cm under markytan).

Makrofossil

Följande mollusker påträffade i borrhärna 20 har artbestämts:

Bp 20	<u>Nivå (cm u my)</u>	<u>Art</u>	<u>Jordart</u>
	449	<i>Macoma calcarea</i>	lera
	890,5	<i>Portlandia lenticulata</i>	lera
	1073	<i>Portlandia arctica</i>	siltig lera
	1168	<i>Littorina obtusata</i>	lera
	1204	<i>Littorina obtusata</i>	lera

Slutsatser

1. Den understa delen av lagerföljden (E') är avsatt under starkt växlande strömförhållanden sannolikt orsakade av närheten till inlandsisen.
2. Enheten D' är avsatt under betydligt lugnare förhållanden men i den understa delen av D' finns antydningar till en kvardröjande inverkan från inlandsisen genom den relativt låga lerhalten och förekomsten av några silt/sandskikt.

Sulfidbandningen visar, att reducerande förhållanden förelegat och att omvandlingen av monosulfider till pyrit tidvis förhindrats.

3. Enheten C' karakteriseras av hög frekvens av sand/siltskikt, vilket visar, att det tidigare i stort sett lugna sedimentationsförloppet störts under en viss period.
4. Leran i B' saknar silt/sandskikt och är avsatt under lugnare förhållanden. En viss tillförsel av grövre kornstorlekar har dock skett under sedimentationens senare fas.
5. Uppåt avslutas lagerföljden av mellanlera med stort innehåll av sand och grus (A'). Sammansättningen tyder på att leran avsatts på grunt vatten samtidigt som grus och sand tillförts från stränderna genom vågornas inverkan på tidigare avsatta sediment.

JÄMFÖRELSE MELLAN OCH SAMMANFATTNING AV BORRKÄRNORNA 18 OCH 20

Lagerföljderna från de båda borrhålen 18 och 20 vid Tuve uppvisar stora likheter sinsemellan, vad beträffar sedimentens sammansättning i de olika huvuddelarna av lagerföljderna. Fig 8 och 9 visar stratigrafi, kornstorleksfördelning och förekomst av sand-

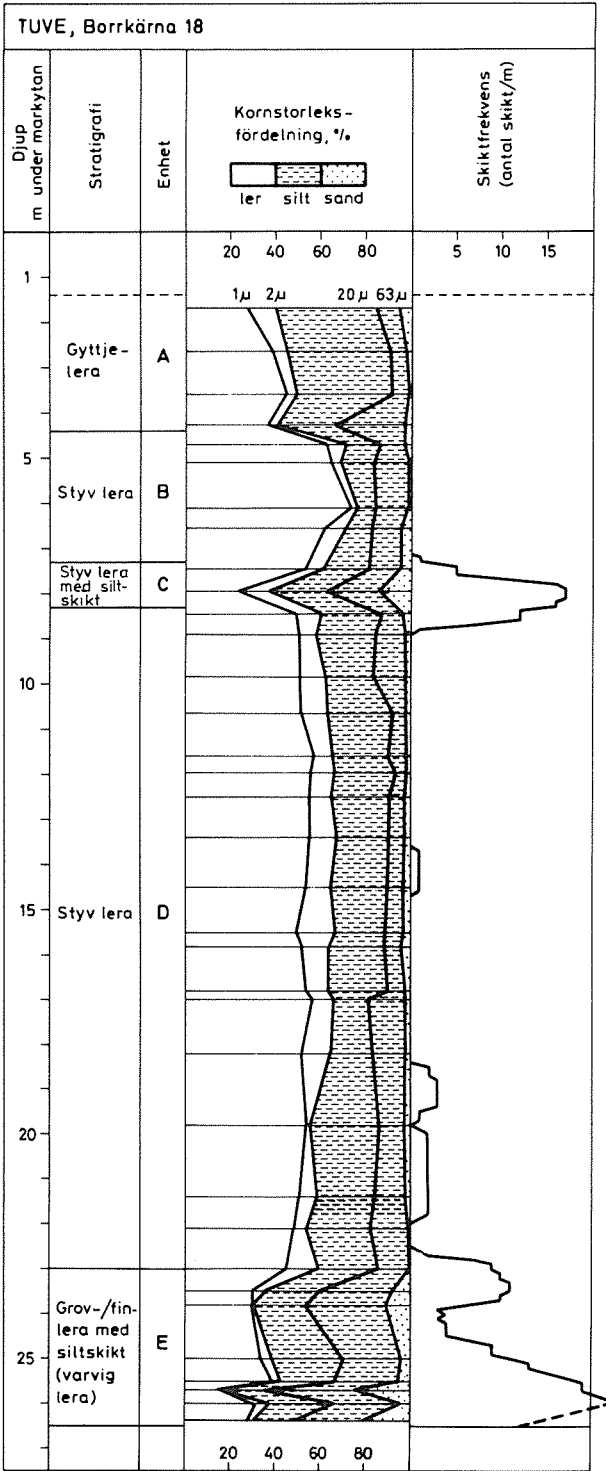


Fig.8. Stratigrafi, kornstorleksfördelning och skiktfrekvens i borrkärna 18. Skiktfrekvensen anger ett flytande medelvärde i steg om 10 cm.

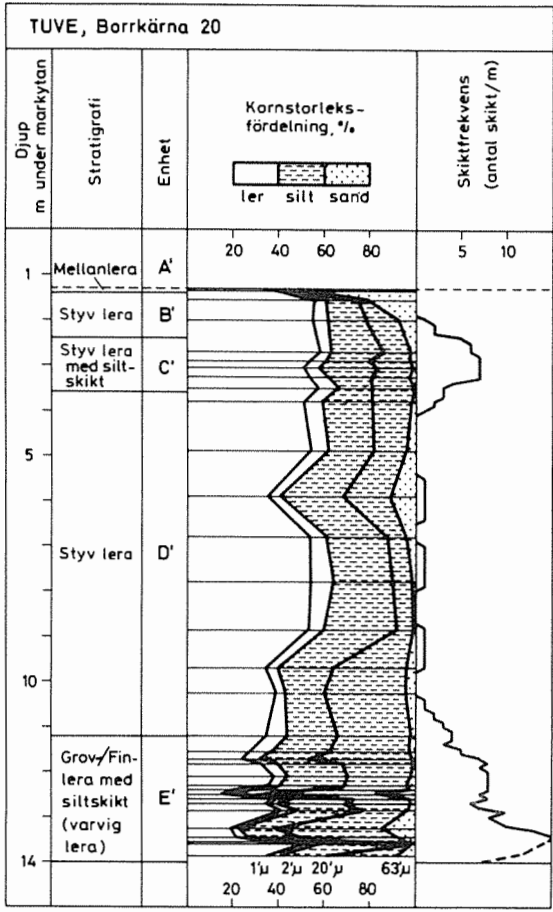


Fig.9. Stratigrafi, kornstorleksfördelning och skiktfrekvens i borrkärna 20. Skiktfrekvensen anger ett flytande medelvärde i steg om 10 cm.

och siltskikt i borrhålen 18 och 20. Benämningen varvig lera har satts inom parentes, eftersom det ännu är mycket osäkert, om det är frågan om årliga variationer i lerans sammansättning.

De stora likheterna mellan de båda lagerföljderna gör det möjligt att dra vissa paralleller också vad gäller de förändringar i sedimentationsförhållandena som skett:

Längst ned i båda lagerföljderna (E/E') finns en lera som avsatts på så kort avstånd från iskanten, att variationerna i smältvattenutflödet från isen kunnat avspegla sig i sedimentens mekaniska sammansättning. Strömningsförhållandena har tidvis varit sådana, att sand kunnat transporteras och deponeras på de platser, där borrhålen är belägna. Det varvliknande utseendet hos dessa delar av lagerföljderna tyder på att vattnet kan ha varit såpass utsötat att symmetrisk sedimentation ej skett. Det är dock osäkert om "varven" genomgående är årliga, eftersom en situation där sött smältvatten strömmar ut i saltvatten ger upphov till en skiktning i vattenmassan som säkerligen varierat i omfattning och utseende år från år och som därmed kunnat påverka salthaltsförhållandena. Det är därför tänkbart att dessa sediment avsatts i vatten av relativt varierande salthalt och att vissa "varv" saknas.

Högre upp i lagerföljderna (D/D') visar lerans mekaniska sammansättning, att den avsatts under lugna förhållanden vid en tid då den direkta påverkan från variationer i smältvattenutflödet från isen upphört. I denna lera förekommer sulfidbandning som visar på en reducerande miljö vid botten eller i sedimenten. Orsaken till att de svarta monosulfiderna ej alltid omvandlats till pyrit kan ej avgöras men det är troligt att bandningen avspeglar förändringar i vattnets kemi eller i tillförseln av organiskt material till sedimenten.

Leran i enheterna C/C' visar på avsevärt förändrade sedimentationsförhållanden. Förekomsten av sand- och siltskikt på dessa nivåer kan bero på flera faktorer, exempelvis förändringar i strömningsförhållandena i området, vilka medfört ökad erosion och omlagring av tidigare avsatta sediment. Grövre partiklar kan också ha omlagrats genom vågornas inverkan och deponerats som skikt på djupare vatten.

Enheten B i borrhärna 18 är avsatt under lugna förhållanden och är styvare än leran längre ned i lagerföljden (enhet D). I borrhärna 20 innehåller B' en relativt stor andel sand som ökar mot den övre delen av enheten. Sand- och siltskikt saknas dock, varför B' sannolikt representerar ett skede med lugnare sedimentationsförhållanden än C'.

Lagerföljden i borrhärna 18 avslutas med en gyttjeler (A) avsatt under för organisk produktion gynnsamma förhållanden. A' i borrhärna 20 består däremot av en mellanlera, innehållande en stor mängd sand- och gruspartiklar. Denna mellanlera är avsatt på grund vatten under ett sent skede av regressionen.

Depositionen av sand- och siltskikt i leran orsakas sannolikt av flera olika processer. Att dessa kan vara komplexa framgår av att skikten ibland är uppbyggda av flera mycket tunna skikt (Fig 9). Detta medför också att mer långtgående slutsatser beträffande uppkomstsättet inte kan dragas utifrån kornstorleksanalyser om skiktens struktur inte är kända i detalj.

Sammanfattningsvis kan sägas, att båda lagerföljderna visar på liknande utvecklingsförlopp vad gäller förändringarna i sedimentationsmiljön. Dessa förändringar är bland annat relaterade till avståndet till inlandsisen, djupförhållanden, klimatiska förhållanden m m. Skillnaderna mellan lagerföljderna består främst i att större delen av postglacial tid saknas

i borrhärna 20 beroende på dess relativt höga läge (27 m ö h), och detta är förklaringen till avsaknaden av gyttjelera i denna lagerföljd.

Det bör betonas att enheterna A/A', B/B' etc i borrhärnorna 18 och 20, trots de likartade beteckningarna, tidsmässigt ej är direkt jämförbara beroende på skillnaderna i topografiskt läge.

LITTERATUR

Berner, R, 1970, Sedimentary pyrite formation.
American Journal of Science, 268.

Caldenius, C, Lundström, R, Fellenius, B & Mohrén, E,
1956, The landslide at Surte on the River Göta
älv. Sveriges geologiska undersökning, Ca 27.

Friedman, G M, 1962, On sorting, sorting coefficients,
and the log-normality of the grain-size distribu-
tion of sandstones. Journal of Geology, 70.

Götaälvskommittén, 1962, Rasriskerna i Götaälvdalen.
Statens offentliga utredningar, 1962:48.

Inman, D L, 1952, Measures for describing the size
distribution of sediments. Journal of Sedimentary
Petrology, 22.

Kögler, F C & Larsen, B, 1979. The west Bornholm
basin in the Baltic Sea; geological structure and
Quaternary sediments. Boreas, 8:1.

RÖNTGENDIFFRAKTIONSANALYS AV NÅGRA LERPROVER

*Ann Marie Brusewitz**

En lermineralogisk analys kunde tänkas ge bidrag till bedömningen av skredmassorna. En sådan utfördes också men endast av orienterande karaktär. Den omfattade material som provtagits vid två olika tillfällen.

Den första provtagningen skedde 3 dagar efter skredet då två prover togs av Curt Fredén; det ena i skredets bakkant på 4 m djup under markytan vid bollplanen vid Almhöjdsvägen 49, ca 2,5 m under ett skalförande sandskikt i lera. Det andra provet togs i en glidyta 3,2 m under markytan invid vertikala skredkanten där Tångenvägen var avbruten. Enligt de bergsonderingar som pågick i skredområdet var djupet till bergytan ca 2 m. Båda proverna togs inom en vertikal zon av fem cm och vägde ca 1 kg.

Den andra provtagningen skedde 8 dec samma år och utfördes av Arne Hilldén. Sex prover togs i skredområdet vid Snarberget 10, fem av dessa i den vertikala skredväggen (se skiss fig 1). Ytskikten i väggen hade torkat något och diffusa skikt i gråa och svagt röda nyanser kunde urskiljas, ca 1 kg togs av varje prov.

Prov nr 5	0,80-0,85 m under ytan	(smärre klumpar i grått och brunt)
4	1,80-1,85 " " "	(något större klumpar, brungrå)
3	2,80-2,85 " " "	(" " ")
2	3,80-3,85 " " "	(" " ")
1	4,80-4,85 " " "	(brunaktiga klumpar)

Prov nr 6 togs i glidytan ca 10 m från skredkanten och ca 3 m lägre än provtagningsplats för prov 1. Vid provplats 6 var leran ca 30 cm tjock. I leran fanns tunna siltskikt från vilka vatten framträngde. Under leran låg ett 15 cm rostfärgat, vattenförande sandlager som underlagrades av hårt packad friktionsjord med

*Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala

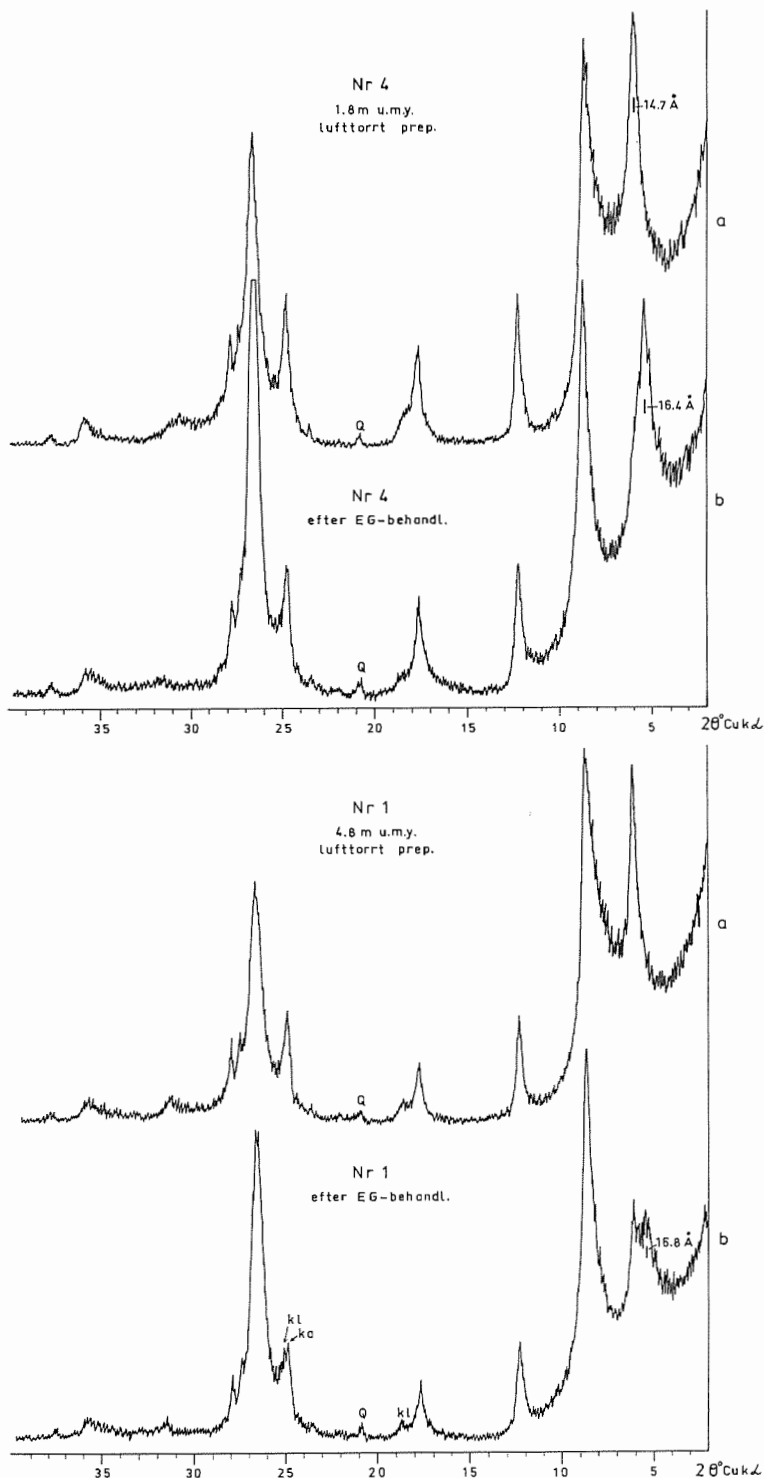
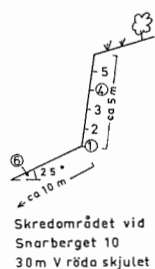


Fig. 1 XRD kurvor av prover tagna 771208. Orienterade preparat av finaste lerfraktionen $< 0.5 \mu\text{m}$.
a. lufttorkade preparat, b. efter behandling med etylenglykol (EG). Skissen till vänster visar provtagningen i slänten (A. Hilldén).

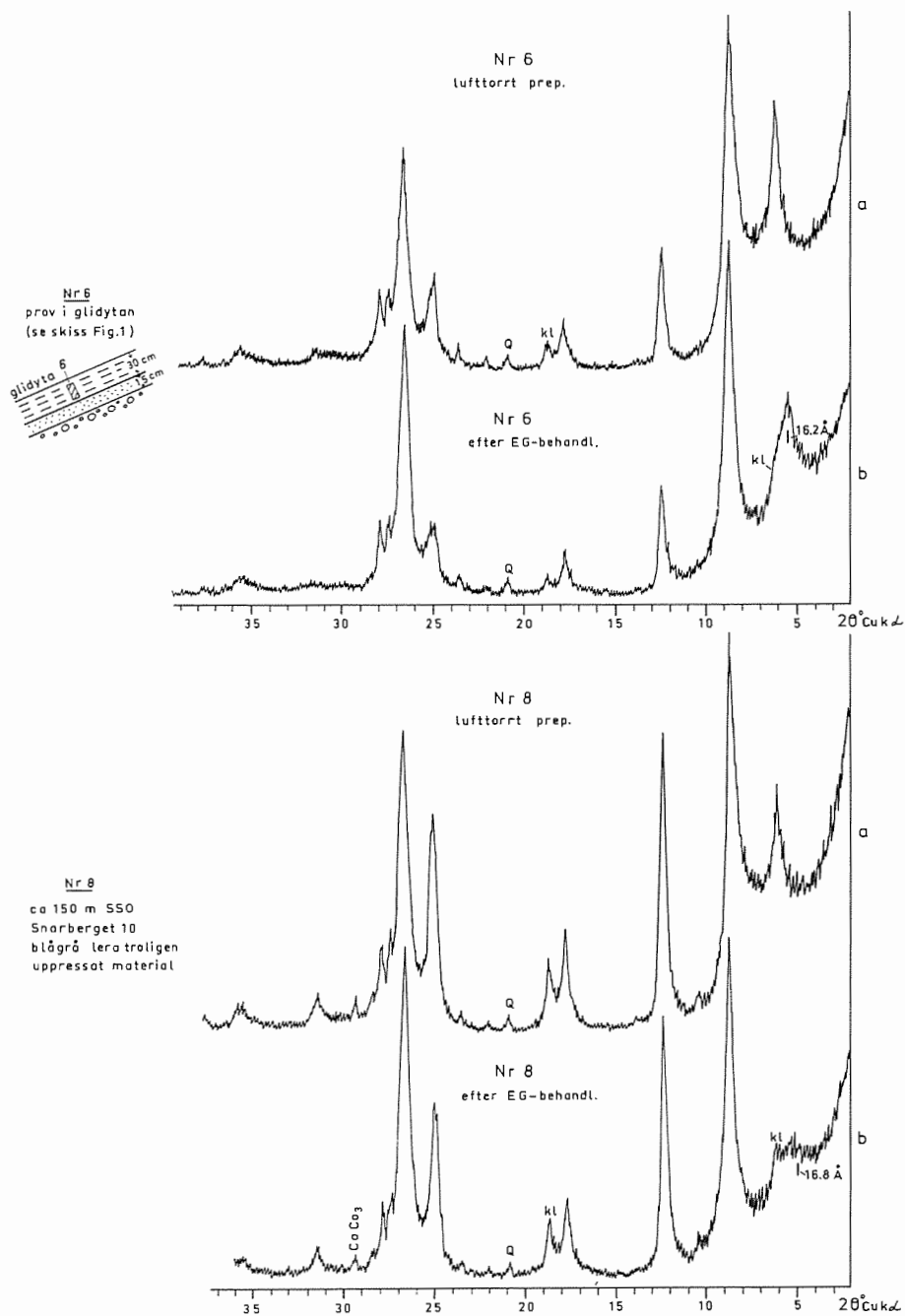


Fig. 2 XRD kurvor av prover tagna 771208. Orienterade preparat av finaste lerfraktionen ($< 0.5\mu m$). a. lufttorkade preparat, b. efter behandling med etylenglykol (EG). Skissen till vänster i bilden visar provtagningen av Nr 6 (A. Hilldén).

rundade stenar. (Ett fast block, se skiss fig 1 och 2.)

Proverna 7 och 8 togs ytligt i skredmassorna ca 150 m SSO Snarberget 10. Leran var där blågrå till färgen och hade vid skredet pressats upp, dvs i orört skick bedömdes den ha legat på flera meters djup någonstans i sluttningen mot Almhöjdsområdet. Nr 7 var "flytande lera", nr 8 något fastare.

Metodik

Utav de två först inlämnade proven uttogs ca 5 g som rördes upp i destillerat vatten och dispergerades ytterligare med ultraljud. Av en suspension som beräknades innehålla partiklar $< 6 \mu\text{m}$ uttogs en del för filtrering över gelfilter. Den lerkaka som härvid bildades överfördes till ett objektglas (4,5x4,5 cm) och torkades i luft. Ett röntgendiffraktogram (XRD) togs upp först av det lufttorkade preparatet, därefter av samma preparat efter förvaring i etylenglykolånga ($+60^{\circ}\text{C}$) minst 1 dygn.

Metodiken för den andra serien provmaterial var likartad, men här lades vikten vid den finaste lerfraktionen, och utgångsmaterialet var större. Ca 100 g rördes upp med destillerat vatten och dispergerades med hjälp av mekanisk omröring och ultraljud i en volym ca 400 ml. Detta gav en alltför koncentrerad suspension, varför en mindre del togs ut och späddes i höga cylindrar. Efter 16 timmar uttogs ca 25 ml prov vid 2 cm-strecket, filtrerades och överfördes på preparatglas. XRD-kurvor togs upp efter lufttorkning och EG-behandling. Den uttagna fraktionen kunde beräknas hålla partiklar med ekvivalentdiameter $< 0,5 \mu\text{m}$.

Resultat

Röntgendiffraktogrammen från provet vid bollplanen Almhöjdsvägen 49 och det från Tångenvägen visade att den här undersökta fraktionen var nära lika för de båda proven. Med illit, klorit och kaolinit som huvud-

komponenter, och med kvarts, fältspat och amfibol i lägre halter. Kalcit förekommer också i båda proven. Det kan vara av intresse att nämna att dessa prover är mycket lika prover från 19-20 m djup i en lerlagerföljd från Solbergatrakten, drygt två mil NNV om Tuve. Andra undersökningar på Solbergakärnan visar att sekvensen 19-20 m sedimenterat strax innan en väsentlig hydrografisk förändring registreras i lagerföljden (händelseförloppet i samband med att landisen lämnade Billingsens nordspets). Jämförelsen av diagrammen kan göras då samma metodik använts i båda fallen.

Resultaten från provtagningen som gjordes i slänten vid Snarberget och i skredmassorna längre ned belyser lermineralen i den finaste lerfraktionen. Fig 1 och 2 visar röntgendiffraktionskurvor av såväl lufttorrt som EG-behandlat preparat av proven 4, 1, 6 och 8. Provet från 1,8 m u my (överst i profilen av de undersökta) visar en markerade 14Å-reflex som förflyttar sig vid EG-behandling. Den har identifierats som en smektitreflex, men bidrag från vermikulit kan inte helt uteslutas. I övrigt innehåller provet illit och kaolinit. Klorithalten är låg. Prov nr 1 från 4,8 m u my visar i stort sett samma mönster men man kan konstatera en lägre halt av den svällande komponenten och högre klorithalt i förhållande till kaolinit. Troligen finns även här något vermikulit. Illiten är dominerande. Prov nr 6 taget från glidyten visar också att s k svällande mineral förekommer. Klorithalten är här något mer markerad än i prov 1. Materialet liknar mest det från nedre delen av slänten.

Proven nr 7 och 8 visar likartade diffraktogram. Fig 2 visar kurvor från prov 8. Detta prov har stor likhet med dem från första provtagningen. Främst gäller detta närvaro av kalcit, men även typen av den svällande komponenten, amfibolhalten och den tydligt markerade klorithalten.

Sammanfattning

Provet från bollplanen invid Almhöjdsvägen 49, det från

glidytan 3,2 m under markytan invid den vertikala skredkanten och de från skredmassorna ca 150 m SSO Snarberget 10 är sinsemellan nära lika och påminner starkt om prover tagna från de lägre nivåerna i Solbergaprofilen (19-20 m). Proverna i slänten vid Snarberget 10 visar utpräglad vittring i de översta skikten, avtagande nedåt i slänten. Prov 6 i glidytan har större likhet med släntproven än med prov 7 och 8.

KEMISKA OCH FYSIKALISKA UNDERSÖKNINGAR

*Ingemar Cato**

Sveriges geologiska undersökning åtog sig 1978 att utföra och bearbeta ett antal geokemiska och fysikaliska analyser på fyra borrhämnor från och i närheten av skredområdet i Tuve. Målsättningen för undersökningen var att med en av ekonomiska skäl starkt begränsad undersökning söka klarlägga något om borrhämnornas in situ kemi samt sedimentationsmiljön i Kvilledalen. Utredningsgruppen skulle därmed få möjlighet att studera huruvida vissa sedimentologiska/geokemiska variationer skulle kunna förklara eventuella skillnader i lerans geotekniska egenskaper.

Borring och provtagning skedde med foliekärnborr. Sedimentprov ifrån borrhämnorna 5, 18, 20 och 26 erhöles från Statens geotekniska institut. Borrhämnorna 18 och 20 härrör från de ostörda jordlagren norr respektive väster om skredområdet i Kvilledalen. Dessa borrhämnor utgör således referensmaterial till skillnad från borrhämnorna 5 och 26 som härrör ifrån de störda jordlagren i själva skredområdet.

Samtliga borrhämnor har analyserats med avseende på halten av humus och karbonat. Halten av de extraherbara jonerna Ca, Mg och Na har bestämts i borrhämnorna 18, 20 och 26. Den sistnämnda borrhämnan har dessutom analyserats på kornstorlekssammansättningen. Samtliga analysresultat redovisas i tabellerna 1-6 och en grafisk presentation av analysdata som funktion av sedimentdjupet finns redovisade i figurerna 1-5. Analysresultaten är presenterade i % vad beträffar kornstorlek, humushalt och karbonathalt under det att de extraherbara jonerna har uttryckts i mg per g torrt sediment. I en sektion från borrhämnorna 18 har halten extraherbara joner dessutom uttryckts i mg per g porvatten (Fig 5). Vattenkvoten i borrhämnorna 18 (tabell 6 och fig 5) och kornstorleksfördelningen i borrhämnorna 18 och 20 (Fig 2 och 3) har erhållits från Chalmers tekniska

*Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala

högskola, institutionen för geoteknik, respektive geologiska institutionen.

Metodik

Kornstorlek. Humus avlägsnades ur proven genom behandling med vätesuperoxid (Jackson 1965) och vattenlösliga salter genom tvättning med destillerat vatten. Kornstorleken är bestämd genom hydrometeranalys (Gandahl 1952) för partiklar mindre än 0,063 mm.

Organiskt material. Den totala kolhalten har bestämts på torkade (105°C) och malda prover genom förbränning vid 1.600°C i syrgas och detektion genom IR av utvecklad CO_2 i en LECO EC-12 högfrekvensugn. Noggrannhet $\pm 0,1\%$. Halten organiskt kol har erhållits genom att den totala kolhalten reduceras för karbonatkol, vilket bestäms separat (se nedan). Den organiska kolhalten har därefter konverterats till halten organiskt material (humus) med hjälp av van Bemmels faktor 1,72.

Karbonat. Karbonathalten uttryckt som CaCO_3 har bestämts på torkade (105°C) och malda prover med hjälp av en Chittick apparat (Dreimanis 1962). Metoden innebär att provet behandlas med 10%-ig saltsyra och utvecklad CO_2 mäts volumetriskt. Noggrannhet $\pm 0,2\%$.

Natrium, magnesium och klorid. För att erhålla de utbytbara jonerna har 2-5 g naturfuktigt prov lakats i fyra omgångar med totalt 100 ml 1N ammoniumacetat (Løken 1970, Ericsson 1973). Halten av Na och Mg i lakvätskan har bestämts i en plasmasspektrograf, IDES (Danielsson & Lindholm 1972), som medger hög noggrannhet och precision. Lakvätskans kloridhalt har mätts med hjälp av jonselektiv elektrod (Orion 94-17a) med god precision men med sämre noggrannhet.

Resultat

Borrkärna 5

Borrkärna 5, upptagen i skredområdet, ca 70 m söder om skredets norra kant invid Snarberget utgörs av en

kontinuerlig kärna omfattande störda sediment från 2,0 m under den tidigare markytan ned till ett jorddjup av 21,7 m. Torrskorpebildningen når ned till minst 2,8 m under markytan. Vid SGU:s jordartslaboratorium har 118 analyser utförts på sedimentprov från sammanlagt 59 nivåer i kärnan. Analysresultaten redovisas i tabell 1 och figur 1. Den nedan redovisade beskrivningen av borrhäknornas sedimentfördelning baseras på en av institutionen för geoteknik, CTH, upprättad lagerföljdsbeskrivning (se den geotekniska rapporten SGI No 11a). Inga analyser av kat- och anjoner har utförts på kärnan.

TUVE : borrhäkn 5

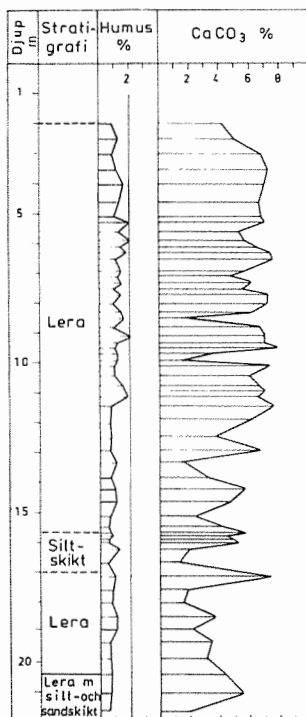


Fig 1. Fördelningen av några kemiska parametrar i borrhäkn 5, Tuve.

Tabell 1. Fördelning av några kemiska parametrar i borrhärna 5,
Tuve.

Djup under markytan (cm)	Org. C %	Humus %	CaCO ₃ %
200	0.53	0.91	4.2
250	0.73	1.26	5.0
300	0.49	0.85	6.8
350	0.66	1.14	7.2
400	0.93	1.61	7.0
456	0.79	1.36	6.6
500	0.59	1.01	6.7
520	1.14	1.97	7.0
550	0.74	1.27	5.2
580	1.22	2.12	5.6
600	0.83	1.44	6.3
620	1.08	1.86	7.3
639	0.67	1.15	7.5
680	0.83	1.44	5.9
697	0.69	1.20	4.7
720	0.81	1.40	6.1
740	0.54	0.94	5.5
761	0.78	1.35	7.2
790	0.53	0.92	7.1
820	0.82	1.43	6.2
840	0.91	1.57	1.8
872	0.54	0.94	6.7
900	1.23	2.13	7.0
920	0.67	1.15	7.0
938	0.59	1.01	7.8
960	0.72	1.25	3.4
980	0.68	1.18	1.4
997	0.55	0.96	7.3
1030	0.53	0.92	6.0
1060	0.89	1.54	6.5
1080	0.46	0.79	7.0
1100	1.05	1.81	6.5
1130	0.43	0.74	7.6
1176	0.39	0.67	6.1
1235	0.44	0.76	3.6
1236	0.36	0.63	4.7
1280	0.38	0.65	6.7
1317	0.62	1.06	1.5
1370	0.43	0.74	3.2
1405	0.60	1.05	5.7
1450	0.64	1.10	4.7
1500	0.39	0.67	2.3
1536	0.34	0.60	4.2
1556	0.42	0.73	5.7
1566	0.51	0.87	4.4
1576	0.38	0.66	4.8
1586	0.35	0.61	5.2
1610	0.74	1.28	2.0
1656	0.33	0.56	1.4
1700	0.59	1.02	7.4
1744	0.54	0.93	1.9
1786	0.46	0.80	1.6
1836	0.63	1.09	3.8
1876	0.64	1.10	2.2
1920	0.36	0.63	3.5
1976	0.38	0.65	3.2
2030	0.43	0.74	4.4
2097	0.42	0.73	5.6
2158	0.39	0.67	1.9

Borrkärnans understa del (2040-2170 cm) består av en grågrön lera med flera silt- och sandskikt. Humushalten varierar omkring 0,7% och karbonathalten mellan 1,9 och 5,6%.

Det ovan beskrivna bottensedimentet överlagras av en grå lera med enstaka sulfidband eller sulfidfläckar (1700-2040 cm). Humushalten i sektionen varierar omkring 1%. Karbonhalten sjunker med smärre variationer från 4,4% (2030 cm) ned till ett minimum på 1,6% (1786 cm) för att i övergången mot nästa sektion uppvisa ett maximum på 7,4%.

Avsnittet (1570-1700 cm) kännetecknas av att den grå sulfidflammiga leran växellagras med flera siltskikt. Humushalten varierar mellan ca 0,6 till 1,3%. Karbonathalten uppvisar ett markant minimum (1,4%) vid nivån 1656 cm.

Det ovan beskrivna, växellagrade sedimentavsnittet övergår uppåt i en homogen sulfidrik grå lera med enstaka skalfragment (200-1570 cm). Humushalten varierar något strax under 1% i avsnittet djupare än 1100 cm, för att högre upp i kärnan variera mellan 1 och 2%. Karbonathalten varierar kraftigt inom leran med flera kraftiga minima runt 1,5%. Från sektionens undre del tenderar dock karbonathalten att öka till ca 7% (1130 cm) för att sedan med vissa avbrott högre upp variera mellan 6 och 8%. Inom den översta metern av kärnan sjunker karbonathalten mot ca 4%.

Borrkärna 18

Borrkärna 18, upptagen ca 100 m norr om skredområdet, utgörs av en kontinuerlig kärna omfattande sediment från 1,4 m under markytan ned till fast botten vid ett jorddjup av 26,5 m. Torrskorpebildningen når maximalt ned till 1,4 m under markytan. För beskrivning av lagerföljden hänvisas till sid 55. Vid SGU:s jordartslaboratorium har 274 analyser utförts på sedimentprov från sammanlagt 106 nivåer i kärnan. Analysresultaten redovisas i tabell 2 och 3 samt i figurerna 2 och 3.

Tabell 2. Fördelning av några kemiska parametrar i borrhärna 18, Tuve.

Odjup under markytan (cm)	Org. C %	Humus %	CaCO ₃ %	Cl mg.g ⁻¹	Mg mg.g ⁻¹	Na mg.g ⁻¹
170	2.50	4.33	3.3			
228				5.5	1.1	2.5
229	3.98	6.88	3.5			
265				7.1	1.3	3.3
266	2.01	3.47	4.6			
356				5.7	1.0	3.1
357	1.95	3.37	6.6			
409				10.7	1.3	4.1
410	3.38	5.81	3.6			
425	1.86	3.20	7.7			
468	0.55	0.95	1.0			
470				8.2	1.0	4.1
509				11.7	0.9	4.1
510	0.62	1.07	1.1			
540	1.08	1.87	1.4			
560	0.58	1.01	0	10.9	1.0	4.3
600	1.17	2.03	0.6	7.1	0.9	5.3
613				>21.3	1.3	8.2
651	0.48	0.84	1.25			
700	1.24	2.15	1.1			
732				8.4	1.0	6.3
741	0.76	1.32	1.6	10.2	1.1	4.0
744				13.0	1.1	4.3
768	1.69	2.90	2.4	7.4	0.8	3.9
798				9.7	0.7	2.9
799	0.77	1.34	5.7			
819	0.66	1.13	5.1			
843				12.3	0.9	3.7
870	1.51	2.62	5.8			
893				12.5	0.8	4.0
981	0.52	0.91	6.8			
983				14.2	0.8	4.7
960	1.25	2.17	6.3			
1001	0.51	0.88	7.9			
1020	1.31	2.27	6.5			
1046	1.16	2.01	4.0			
1048				11.8	0.8	4.1
1080	1.79	3.10	7.0			
1101	0.65	1.13	7.1	12.7	0.8	4.1
1130	1.23	2.13	6.8			
1151				13.3	0.8	4.5
1152	0.64	1.11	7.5			
1177	1.93	3.34	6.5			
1194				22.2	0.9	5.4
1197	1.01	1.75	7.7			
1220	1.44	2.49	7.0			
1248	0.64	1.10	7.0	17.6	0.8	4.0
1280	1.31	2.27	7.0			
1298				10.5	0.7	3.5
1342	0.78	1.35	5.3			
1345				14.9	0.9	3.6
1370	1.64	2.83	6.1			
1400	0.70	1.21	5.7			
1401				15.8	0.8	3.8
1449				10.6	0.7	3.4
1451	1.11	1.92	5.6			
1480	1.37	2.37	6.2			
1520	0.61	1.06	5.6	9.6	0.8	3.5
1549				9.4	0.8	3.4
1550	0.57	0.99	5.4			
1580	1.00	1.72	5.6			
1597				7.0	0.7	3.0
1630	1.19	2.06	4.9			
1649				6.3	0.7	3.0
1680	0.91	1.59	4.6			
1703				12.6	0.7	4.4
1730	1.45	2.50	5.7			

forts.

forts. Tabell 2

Djup under markytan (cm)	Org. C %	Humus %	CaCO ₃ %	Cl mg.g ⁻¹	Mg mg.g ⁻¹	Na mg.g ⁻¹
1731				5.8	0.7	2.8
1760				7.0	0.7	2.9
1800	1.16	2.00	5.2			
1821				5.0	0.7	2.6
1850	1.03	1.78	5.4			
1874				4.9	0.7	2.4
1888	1.65	2.85	5.1			
1922				4.1	0.8	2.3
1959				3.9	0.8	2.3
1980	0.98	1.70	6.6			
2010	0.58	1.00	5.2			
2011				2.8	0.7	1.7
2040	1.37	2.36	6.2			
2063	0.45	0.77	5.4			
2064				3.4	0.6	1.8
2100	0.78	1.36	5.6			
2116	1.13	1.95	3.9			
2140	0.78	1.35	6.2			
2173	0.44	0.75	5.8			
2175				3.1	0.6	1.8
2201				2.1	0.6	1.5
2204	0.42	0.73	5.4			
2240	0.78	1.34	6.8			
2272				2.2	0.6	1.5
2273	0.40	0.70	4.7			
2295	1.23	2.13	6.8			
2336	0.47	0.81	8.4			
2380	0.75	1.31	1.3			
2410				1.6	0.5	1.1
2411	0.42	0.73	2.3			
2434	0.59	1.02	3.0			
2460	1.00	1.73	2.7			
2490	0.41	1.71	9.2			
2520	1.10	1.91	5.4			
2539				2.1	0.5	1.1
2540	0.37	0.63	8.2	2.6	0.5	1.1
2580	1.05	1.82	0.6			
2631	0.34	0.60	5.6			
2634				1.7	0.3	0.9

Tabell 3. Fördelning av vattenkvot och några kemiska parametrar uttryckta per g porvatten i borrhärna 18, Tuve.

Djup under markytan (cm)	H ₂ O %	Cl mg.g ⁻¹	Mg mg.g ⁻¹	Na mg.g ⁻¹
409	87	12.3	1.5	4.6
470	85	9.6	1.2	4.8
509	93	12.5	1.0	4.4
560	96	11.3	1.1	4.6
613	98	> 24.2	1.3	> 8.4
744	76	17.1	1.5	5.7
798	55	17.7	1.3	5.3
843	65	18.9	1.4	4.5
893	77	16.2	1.1	5.2
934	78	14.8	-	-
983	78	18.2	1.0	6.1
1048	79	15.0	1.0	5.2
1101	80	15.8	1.0	5.1

TUVE: borrhärna 18

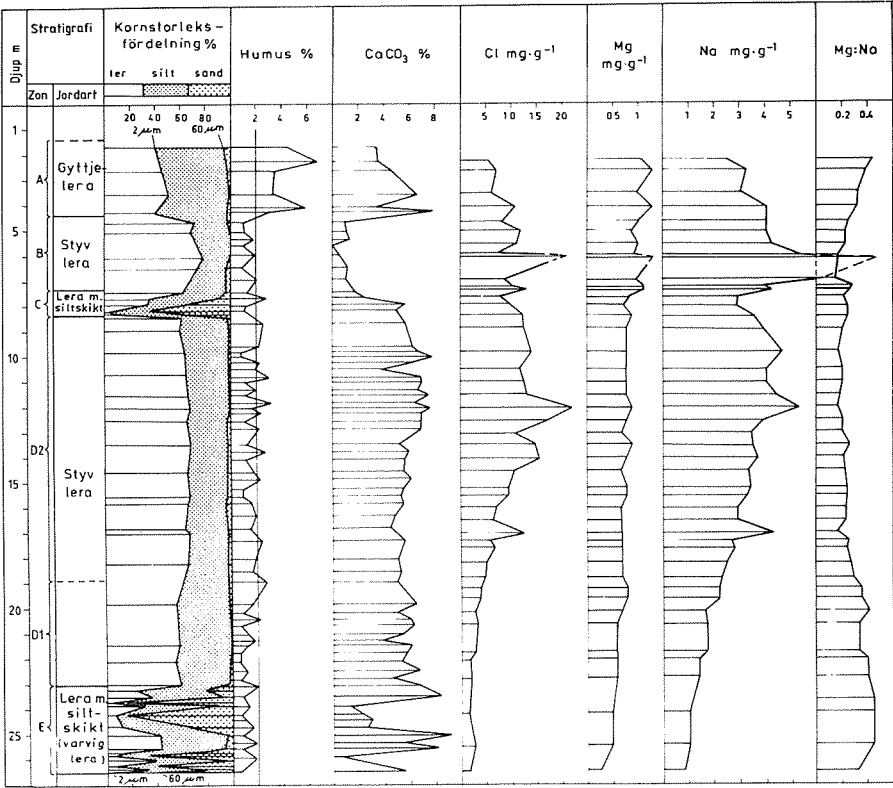


Fig 2. Fördelningen av några kemiska och fysikaliska parametrar i borrhärna 18, Tuve. Zon D 1 och D 2 har i texten sammanförts till zon D.

TUVE: sektion från borrhärna 18

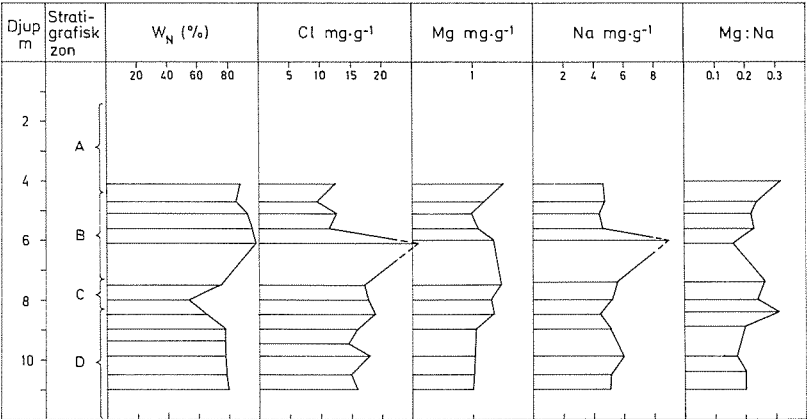


Fig 3. Fördelningen av vattenkvot, samt några kemiska parametrar uttryckta per g porvatten.

E

Borrkärnans djupaste avsnitt (2300-2550 cm) omfattar en varvig lera med relativt sett låg humushalt (<2%), låga halter av katjonerna Mg och Na (<0,5 mg/g respektive <1,5 mg/g) och lågt kloridjoninnehåll (<5 mg/g). Karbonathalten varierar kraftigt till följd av kornstorleksvariationerna. I de leriga partierna uppgår den till 7-8% och i de siltiga skikten till mellan 1 och 3%.

D

Den ovan beskrivna varviga leran överlagras av ett relativt homogent avsnitt bestående av finlera (832-2300 cm). Humushalten understiger 2% med undantag av enstaka nivåer. Karbonathalten varierar omkring $5 \pm 0,5\%$ i avsnittet 1300-2300 cm med tendens till ett svagt minimum vid nivån 1680 cm. Halten stiger till ca 7% i avsnittet 1080-1350 cm, för att därefter uppvisa ett sekundärt minimum (4%) vid nivån 1046 cm följt av ett maximum (7,9%) vid 1001 cm, för att sedan successivt falla till ca 5% vid nivån 832 cm. Mg-halten varierar obetydligt, men en svag ökning från ca 0,5 mg/g vid nivån 2300 cm till ca 1 mg/g i sektionens övre del. Na-halten däremot tredubblas från 1,5 mg/g vid nivån 2300 cm till ett maximum på 4,5 mg/g vid 1194 cm. Kloridjonhalten visar en motsvarande ökning med ca 10 mg/g mellan dessa nivåer. Såväl Na- som Cl-joninnehållet sjunker ca 2 mg/g respektive 5 mg/g från 1200 cm till 832 cm.

C

Avsnittet (730-832 cm) kännetecknas av att leran växelagras med flera sand/siltskikt. I figur 2 framgår ej denna växellagring, utan av reproduktionstekniska skäl har partier generaliserats genom att endast siltskikten tagits med. Humus, karbonat, kat- och anjoner (Na, Mg och Cl) uppvisar svaga koncentrationsminima i avsnittet till följd av kornstorleksförändringarna.

B

Det ovan beskrivna växellagrade sedimentavsnittet övergår uppåt i en finlera (440-730 cm) kännetecknad av en mycket hög lerhalt (max 77%), extremt låg (<1,4%) eller

ingen karbonathalt samt ovanligt höga Na- och Cl-halter (82 mg/g respektive >213 mg/g). Minimum- respektive maximumvärdena härrör från nivån 613 cm. Att de extrema maximivärdena inte enbart är en sekundär effekt av en eventuell ändring i porvolymen framgår av fig 3 och tabell 3. Halterna av humus och Mg visar inga påtagliga förändringar inom avsnittet.

Borrkärna 20

Borrkärna 20, upptagen ca 160 m väster om skredområdet, utgörs av en kontinuerlig kärna omfattande sediment från 1,3 m under markytan ned till fast botten vid ett jorddjup av ca 14 m. Torrskorpebildningen når ned till 2,5 m under markytan. För beskrivning av lagerföljden hänvisas till sid 55. Vid SGU:s jordartslaboratorium har 134 analyser utförts på sedimentprov från sammanlagt 46 nivåer i kärnan. Analysresultaten redovisas i tabell 4 och figur 4.

E'

Borrkärnans djupaste avsnitt (1120-1400 cm) omfattar en varvig lera med låg humushalt (<2%) låga halter av kationerna Mg och Na (ca 0,3 mg/g) och lågt kloridjoninnehåll (1,2 mg/g).

Karbonathalten varierar kraftigt till följd av kornstorleksvariationerna. I de leriga partierna uppgår den till 7-8% och i de siltiga skikten till mellan 1 och 4%.

Tabell 4. Fördelningen av några kemiska parametrar i borrhärna 20, Tuve.

Djup under markytan (cm)	Org. C %	Humus %	CaCO ₃ %	Cl mg.g ⁻¹	Mg mg.g ⁻¹	Na mg.g ⁻¹
155	1.23	2.12	0			
200	0.70	1.21	0			
230	2.00	3.46	4.1			
260	0.93	1.60	4.9	0.9	0.6	0.1
275	0.59	1.02	5.3			
300	1.26	2.19	5.7	1.3	0.4	0.1
310	1.45	2.51	4.5			
340	1.37	2.37	5.6	1.4	0.4	0.1
367	0.99	1.70	5.0			
388	0.69	1.19	5.5			
410	1.08	1.87	5.9	0.9	0.4	0.2
440	0.81	1.40	6.4			
470	1.25	2.16	7.6	1.0	0.6	0.3
490	0.65	1.13	7.1			
520	1.19	2.05	5.1	1.2	0.7	0.6
548	0.65	1.13	7.4			
575	0.48	0.84	6.5			
600	1.08	1.87	6.8	1.1	0.7	0.4
620	0.73	1.26	8.9			
670	0.78	1.35	9.4			
700	1.23	2.12	7.7	1.2	0.8	0.4
728	0.66	1.13	6.3			
760	1.08	1.87	6.7	6.5	0.8	1.3
782	0.75	1.29	5.7			
800	0.45	0.78	6.3			
840	0.73	1.27	6.2	1.4	0.8	0.4
847	0.65	1.12	3.6			
888	0.50	0.87	5.8			
910	0.62	1.08	3.0			
930	1.12	1.93	5.8	0.9	0.6	0.3
950	0.46	0.80	5.3			
970	0.52	0.90	6.9			
1000	1.07	1.84	6.7	2.6	0.7	0.3
1027	0.46	0.80	6.1			
1030	0.43	0.75	6.8			
1057	0.51	0.88	4.3			
1090	0.99	1.72	8.9	1.5	0.7	0.3
1112	0.49	0.85	4.7			
1141	0.47	0.82	1.4			
1182	0.73	1.25	4.6			
1210	0.28	0.48	3.7			
1240	1.15	2.00	1.8	1.2	0.3	0.3
1270	0.42	0.72	8.0			
1310	0.35	0.60	7.0			
1326	0.82	1.41	1.6			
1360	0.39	0.67	4.1			

TUVE: borrhärna 20

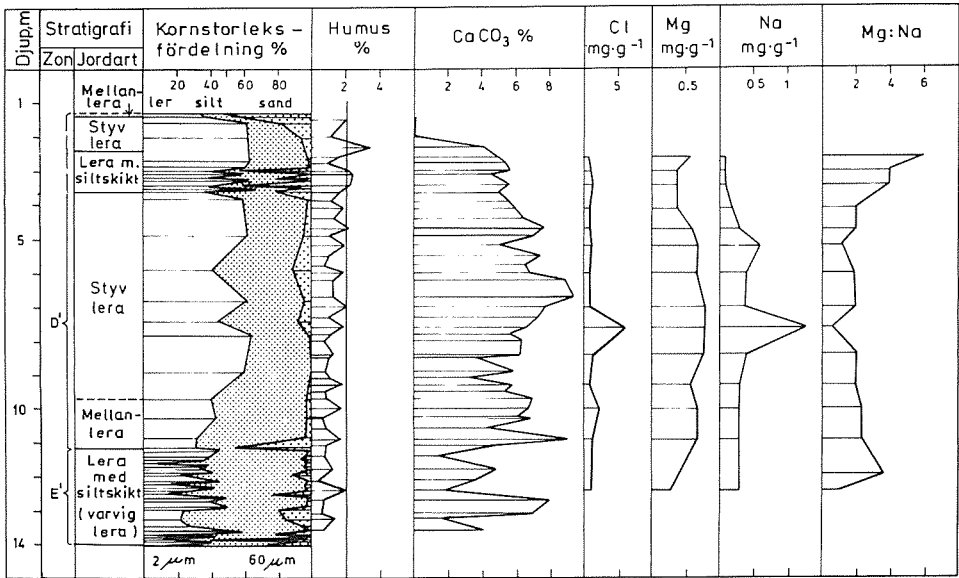


Fig 4. Fördelningen av några kemiska och fysikaliska paramet-
rar i borrhärna 20, Tuve.

D'

Den ovan beskrivna varviga leran överlagras av ett rela-
tivt homogent avsnitt bestående av finlera (360-1120 cm).
Humushalten understiger 2% i hela sektionen. Karbonat-
halten varierar kraftigt från 8,9% i den nedre delen av
sektionen till 3% vid ett minimum 910 cm under markytan
för att sedan åter stiga till ett maximum (9,4%) vid
nivån 670 cm. Karbonathalten uppvisar ytterligare ett
minimum (5,1%) vid nivån 520 cm följt av ett sekundärt
maximum (7,6%) vid 470 cm för att sedan successivt åter
falla till ca 5% vid 360 cm. Mg-halten varierar obetyd-
ligt men når maximala 0,8 mg/g inom avsnittet 700-840
cm. Koncentrationen av Na och Cl varierar också obetyd-
ligt med undantag för ett markerat maximum på 1,3 mg/g
respektive 6,5 mg/g vid nivån 760 cm.

Avsnittet (240-360 cm) kännetecknas av att leran växel-lagras med flera sand/siltskikt. Humushalten varierar runt 2%. Katjonerna Mg och Na når sina minima på 0,4 respektive 0,1 mg/g. Kloridjonkoncentrationen är oförändrad. Karbonathalten uppvisar ett svagt minimum vid nivån 310 cm.

Det ovan beskrivna starkt växellagrade sedimentskiktet övergår uppåt i en finlera (140-240 cm). Humushalten ligger under 2% med undantag för ett prov. Karbonathalten sjunker drastiskt från 4,1% 230 cm under markytan till 0% 200 cm under markytan. Högre upp i zonen (155 cm) är karbonathalten fortfarande 0%. Inga kat- och anjoner har analyserats inom avsnittet.

Den översta delen av borrhärnan (130-140 cm) består av mellanlera. Inga kemiska analyser har gjorts på prov från detta avsnitt.

Borrhärna 26

Borrhärna 26, är upptagen i det centrala skredområdet ca 20 m öster om den av skredet förstörda Tuve kyrkväg. Den utgörs av en kontinuerlig kärna omfattande störda sediment från 24,7 m under den tidigare markytan ned till fast botten vid ett jorddjup av 32,5 m. Vid SGU:s jordartslaboratorium har 129 analyser utförts på sedimentprov från sammanlagt 33 nivåer i kärnan. Analysresultaten redovisas i tabellerna 5 och 6 samt i figur 5.

Den nedan redovisade beskrivningen av borrhärnans sedimentfördelning baseras på ett ifrån kärnan relativt glest uttaget provmaterial samt på den av institutionen för geoteknik, CTH upprättade lagerföljdbeskrivningen (se även den geotekniska rapporten, SGI 11a).

Borrhärnans djupaste avsnitt (4300-4350 cm) består av grovmo med inslag av lerkörtlar (ej redovisat i figur 5). Inga analyser föreligger ifrån detta avsnitt.

Tabell 5. Fördelningen av några kemiska parametrar i borrhäarna 26, Tuve.

Djup under markytan (cm)	CaCO ₃ %	Org. C %	Humus %	Cl mg.g ⁻¹	Mg mg.g ⁻¹	Na mg.g ⁻¹
2466	6.9	0.54	0.93	11.0	0.6	2.5
2566	8.0	0.50	0.87	9.8	0.6	2.4
2615				10.3	0.6	2.4
2666	7.5	0.52	0.91	9.9	0.6	2.2
2715				9.1	0.5	1.7
2766	5.7	0.49	0.84	11.9	0.5	1.6
2815				11.1	0.5	2.1
2866	7.0	0.51	0.89	12.6	0.6	2.6
2915				14.4	0.6	2.7
2966	7.2	0.53	0.91	10.8	0.6	2.4
3015				10.9	0.6	2.6
3066	7.8	0.49	0.85	8.2	0.6	2.4
3115				11.9	0.7	2.6
3166	2.0	0.20	0.34	3.4	0.3	0.7
3215				4.3	0.4	0.7
3266	2.7	0.28	0.49	4.1	0.3	0.8
3315				3.3	0.3	0.8
3366	2.9	0.28	0.49	3.5	0.4	0.8
3415				4.4	0.4	0.8
3466	4.6	0.36	0.62	3.0	0.3	0.7
3515				1.1	0.3	0.6
3566	6.1	0.55	0.95	2.2	0.5	1.7
3615				2.2	0.5	1.5
3666	2.2	0.25	0.43	1.3	0.3	0.5
3715				0.8	0.3	0.5
3766	8.7	0.46	0.79	1.5	0.3	0.5
3815				0.6	0.3	0.6
3866	3.9	0.32	0.56	0.6	0.3	0.7
3915				1.0	0.3	0.7
3966	2.1	0.26	0.46	0.8	0.3	0.7
4066	2.7	0.29	0.50	1.9	0.2	0.5

Tabell 6. Kornstorleksfördelning och medianvärden i borrhäarna 26, Tuve.

Djup under markytan (cm)	Lera % < 0.002 mm	Silt % 0.002- 0.063 mm	Sand% > 0.063 mm	Medianvärde	
				µm	φ
2515	62.0	38.0	0	< 2	< 9
2615	62.0	38.0	0	< 2	< 9
2715	62.0	38.0	0	< 2	< 9
2815	58.5	41.5	0	< 2	< 9
2915	59.5	39.5	1.0	< 2	< 9
3015	58.0	40.5	1.5	< 2	< 9
3115	58.0	41.0	1.0	< 2	< 9
3215	32.5	55.0	12.5	15.0	6.2
3315	28.5	68.0	3.5	15.0	6.2
3415	32.5	63.5	4.5	11.0	5.5
3515	32.5	67.0	0.5	12.0	6.5
3615	50.0	43.0	7.0	2.0	6.5
3715	33.0	56.0	11.0	12.5	6.4
3815	34.5	58.0	7.5	10.3	6.6
3915	36.5	58.5	5.0	8.6	6.9
4015	36.5	55.0	8.5	10.5	6.6

TUVÉ: borrhärna 26

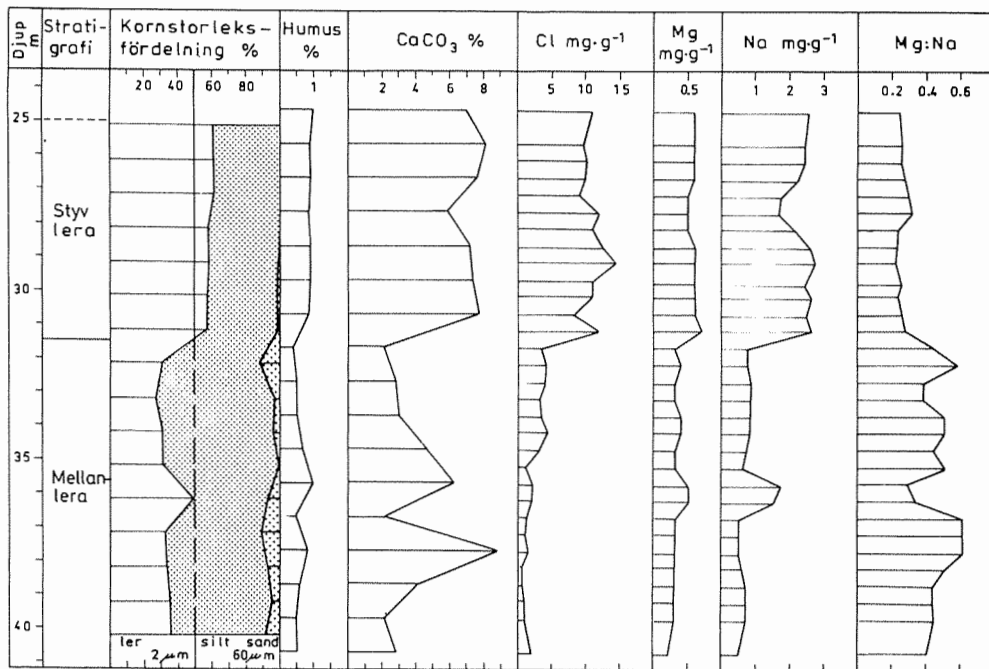


Fig 5. Fördelningen av några kemiska och fysikaliska parametrar i borrhärna 26, Tuve.

Det ovan beskrivna moiga bottenlagret överlagras av en brungrå finlera (3160-4300 cm) med inslag av tunna siltskikt. Leran är inom vissa partier sulfidflammig och enstaka skalfragment förekommer mellan 3700-3800 cm. Lerhalten varierar mellan 32,5-36,5% med undantag för ett lägre värde på 28,5% (3315 cm) och ett högre värde på 50,0% (3615 cm). Leran kan därför mera exakt anges som en mellanlera med ett undantag för partiet vid 3615 cm som utgörs av en styv lera. Humushalten understiger 1% i sektionen och ligger mestadels runt 0,5%. Karbonathalten varierar däremot mycket kraftigt från ett genomsnittligt lägre värde på mellan 2-4% upp till värden på 8,7 och 6,1% på nivåerna 3766 cm och 3566 cm respektive. Kloridjonkoncentrationen varierar från 0,6 mg/g till 2,2 mg/g mellan 3500-4300 cm men stiger till

mellan 3 och 4 mg/g i avsnittet 3160-3500 cm. Mg- och Na-halterna ligger runt 0,3 mg/g respektive 0,7 mg/g med undantag för att de båda uppvisar ett maximum vid 3566. Mg-halten uppgår här till 0,5 mg/g och Na-halten till 1,7 mg/g.

Den översta delen av borrhärnan 2460-3160 cm består av en grå sulfidflammig finlera med enstaka skalfragment och växtrester. Lerhalten varierar mellan 58,0-62,0%. Humushalten håller sig mycket nära 1%. Karbonathalten varierar mellan 7-8% med undantag för ett svagt minimum på 5,7% (2766 cm). Kloridjonkoncentrationen stiger innan detta avsnitt från 3,4 mg/g (i övergångszonen till den underliggande leran) och upp till ett värde på 14,4 mg/g (2915 cm). Högre upp i lagerföljden stabiliserar sig halten vid mellan 9 och 11 mg/g. Mg-halten varierar mellan 0,5-0,6 mg/g inom avsnittet. Na-halten är i avsnittet betydligt högre än i den underliggande mellanleran och varierar mellan 2,4 och 2,7 mg/g med ett minimum på 1,6-1,7 mg/g vid nivån 2715-2766 cm.

Utvärdering

Studierna av borrhärnornas lagerföljder tillsammans med de fysikaliska och kemiska analyserna har påvisat vissa likheter mellan borrhärnorna 18 och 20. De båda borrhärnornas ostörda lagerföljder har därmed kunnat indelas i sinsemellan korrelerade zoner (markerade med samma bokstavsbeteckning och endast åtskilda av ett primtecken; avser zonerna E/E' och D/D') motsvarande samma fas i utvecklingen (jfr kap sid 55 om jordlagerföljden i borrhärnorna 18 och 20).

Borrhärna 5 däremot har icke med säkerhet kunnat placeras in i den från borrhärnorna 18 och 20 upprättade jordlagerföljden för området. Borrhärna 5 kan möjligen antas omfatta de understa jordartszonerna i Tuve. Ett förhållande som indikeras av den varviga leran i kärnans djupaste del (motsvarande zon E/E' i borrhärnorna 18 och 20).

Den överlagrande leran i borrhärna 5 skulle därmed eventuellt kunna motsvara zon D/D' i borrhärnorna 18 och 20. Variationen i karbonathalten motsäger inte dessa antaganden.

Förekomsten i borrhärna 5 av en 2,76 m mäktig torrskorpe-lera, överst i den zon som motsvarar nämnda jordartszon D/D', visar tillsammans med den till synes kontinuerliga lagerföljden god överensstämmelse med lagerföljden i borrhärna 20. Detta skulle kunna tas som en indikation på att jordlagren, där borrhärna 5 är upphämtad, ursprungligen skulle ha legat högre upp i sluttningen på en nivå högre än punkt 18 men på en nivå lägre än punkt 20.

Borrhärna 26 uppvisar en kraftigt störd lagerföljd som inte går att placera in i den för området upprättade jordlagerföljden. Merparten av den torde dock härröra från zon D/D' i borrhärnorna 18 och 20.

Borrhärna 18 hämtad från de ostörda jordlagren i området ger en relativt god information om den geologiska utvecklingen och de hydrografiska betingelserna under vilket sedimenten i Kvilledalen deponerats.

Borrhärnornas in situ-kemi

Ett stort antal äldre undersökningar har påvisat att lerornas sensitivitet till mycket stor del beror på porvattnets totala salinitet (se tex Rosenqvist 1955, Bjerrum & Rosenqvist 1956 m fl). Senare arbeten (Talme 1968, Løken & Torrance 1971, Moum et al 1971, 1972 och Rosenqvist 1977) har dessutom visat att den individuella fördelningen av vissa joner i porvattnet (t ex Fe, Al, Mg, Ca och K) eller vissa organiska föreningar (Söderblom 1966, 1974) på ett avgörande sätt kan påverka sensitiviteten. Lerornas sensitivitet beror dock på ett mycket komplext kolloidkemiskt samband, där flera olika faktorer kan, var för sig eller i samverkan, höja lermineralens zetapotential och därmed skapa en sensitiv lera.

Förloppet av den kemiska in situ-förändringen som åsyftas ovan och som kan inträffa i marina leror på våra breddgrader illustreras med nedan följande generella redogörelse över förhållanden i Västsverige. De slutliga konsekvenserna av dessa kemiska förändringar beror till stor del på en mängd faktorer bl a lerans läge i terrängen, lerlagrens stupning, porvattentrycket i jorden etc och om jordlagren utsätts för mekanisk störning. En lutning på $2-3^{\circ}$ kan vara tillräcklig för att ett skred skall uppkomma.

Stora delar av bl a Västsveriges leror, däribland lerorna i Kvilledalen, har avsatts i en marin miljö. Lerpartiklarnas laddningsjämvikt har störts till följd av havsvattnets högre jonaktivitet, vilket medfört att partiklarna av icke expanderande lermineral sedimenterat och deponerats i flockulerat tillstånd. Sedimenten konsolideras med tiden till följd av trycket från de överlagrande sedimenten, men har ändå i allmänhet bibehållit en porösare skelettstruktur än sediment som avlagrats i sött vatten (jfr Rosenqvist 1977). Den fortgående isostatiska upphöjningen av de marina lerorna över havsytan i Västsverige möjliggör vissa långsamma kemiska förändringar av dessa. Till följd av grundvattnet - speciellt vid artesiska förhållanden - och till följd av perkolerande regnvatten sker med tiden en urlakning av lerorna. Saltkoncentrationen av det ursprungliga porvattnet minskar eller ändras i sin sammansättning och pH-värdet sjunker något hos porvattnet. Ändringar i porvattnets sammansättning sker också till följd av reduktion och komplexbildning av joner, Rosenqvist 1977. Detta leder till att leran erhåller en metastabil struktur, vilket förklaras genom att minskningen och/eller ändringen av saltkoncentrationen ändrar laddningsjämvikten hos lerpartiklarna (ökar lermineralens zetapotential) vilket i sin tur leder till en ökad repulsiv kraft mellan dessa. Förhållanden som medför reducerad skjuvhållfasthet och ökad sensitivitet. Mekanisk störning av en lera i ett dylikt tillstånd medför genast en kollaps

av dess struktur som i sin tur leder till ett ökat porvattentryck. I sediment där en stor del av jonerna har en högre valens (t ex Ca, Mg, Fe och Al) motverkas till en del lerans övergång till ett mer disperst system trots att saliniteten är låg (se bl a Rosenqvist 1977).

De kemiska analyserna av Cl, Mg och Na i borrhärna 18 omfattar prov från zonerna A-E och i borrhärna 20 omfattar de prov från zonerna D'-E'. Analyser föreligger också från de störda jordlagren i borrhärna 26. Borrhärna 5 har ej analyserats på dessa joner.

Na- och Cl-koncentrationen i borrhärna 18 avtar ifrån ett markant maximum i zon B, ca 6,13 m under markytan och med ökat jorddjup, vilket indikerar att urlakningen i profilen huvudsakligen skett underifrån till följd av uppåtriktad grundvattenströmning (artesiska förhållanden) (jfr Moum et al 1971, 1972). Det markerade koncentrationsminimet i zon C förefaller att vara dels ett sekundärt urlakningsfenomen till följd av den silt- och sandförande zonens större vattengenomsläpplighet och dels ett resultat av sämre jonbindningskapacitet till följd av den grövre kornstorleken (sand/siltskikten).

Urlakning kan ha bidragit till den lägre koncentrationen av Na och Cl i profilens översta del med en eventuellt anrikning i zon B:s centrala del.

En dylik urlakning förutsätter dock en nedåtriktad grundvattenströmning ned till anrikningsnivån ca 6 m under markytan. Ett förhållande som inte har kunnat observeras vid porttrycksmätningar 100 m nordost om borrhärna 18. Dessa mätningar indikerar ett tryck motsvarande +0,25 - -0,15 m vattenpelare vid markytan (muntlig uppgift Berntson, VIAK), vilket grovt skulle kunna motsvara -0,85 - -1,25 m vattenpelare vid den 1,1 m högre liggande borrhärna 18. Det är dock möjligt att nedåtriktad grundvattenströmning tidvis kan ha

förekommit på platsen. Så t ex har Berntson (1975, muntl. medd.) i Kärra (4 km NO om Tuve), där det hydrostatiska trycket når över markytan (artesisika förhållanden), i leran ned till 5-7 m under markytan observerat portryck som är väsentligt lägre än det hydrostatiska trycket. Detta innebär enligt Bertnson att under kortare perioder med kraftig nederbörd kan en inströmning till porvattenzonen ske uppifrån zonens yta och ned till flera meters djup (5-7 m). Dvs trots ett artesiskt trycktillstånd sker inte alltid inströmning av vatten från grundvattenzonen. Det är inte uteslutet att detta kan ha varit fallet för de översta 5-6 m i Tuve. Koncentrationsgradienten för Na och Cl i den övre delen av jordlagerföljden i borrhälsarna 18 tyder på en nedåtriktad strömning.

En annan tänkbar orsak till koncentrationsfördelningen av Na och Cl kan vara horisontella grundvattenströmningar under torrskorpan i profilens översta del (muntl.medd. T Lundgren, SGI).

Koncentrationsmaxima för Na och Cl i zon B kan delvis vara förstärkta till följd av den mycket höga lerhalten (77%), den höga frekvensen av diatomeer (se sid 113) och den därmed sammanhängande högre bindningskapaciteten och större porvolymen hos sedimentet. Man kan heller inte helt utesluta möjligheten av infiltration av dagvatten och lösta vägsalter till zon B (Söderblom, muntl. medd). Ett dylikt förhållande skulle därmed kunna ha förstärkt eller bidragit till de Na- och Cl-maxima som observerats i jordartszon B:s centrala del.

Mg-koncentrationen förhåller sig relativt konstant genom hela profilen med ett svagt avtagande med ökat jorddjup. Ett svagt minimum och maximum kan skönjas i zon C respektive zon B. Variationen kan tillskrivas de processer som styrt omfördelningen av Na och Cl i kärnan. Mg-kurvans betydligt mer utslätade förlopp jämfört med Na- och Cl-kurvorna kan eventuellt förklaras genom att en

svag men fortgående vittringsprocess av i detta fall kloritmineralen (jfr Moum et al 1971, 1972) ger ett tillskott av Mg. Tillskottet skulle därmed till viss del motverka utlakningen av Mg i porvattnet. Det bör dock framhållas att de markerade Na- och Cl-maxima i zon B inte motsvaras av ett lika dominerande maximum hos Mg. Något som klart framgår av den i detta lager låga MG: Na-kvoten (fig 2). En låg kvot mellan divalenta och monovalenta katjoner har bl a påvisats i det sensitiva lerlagret i en lerprofil ifrån Drammen, Norge (Balasubramanian & Morgenstern 1971).

Na-, Cl- och Mg-koncentrationen i borrhärna 26 förhåller sig ungefär som motsvarande jonkoncentrationer i zon D i borrhärna 18. Tolkningen blir därför densamma, om borrhärna 26 kan antas motsvara denna zon. Ett sådant antagande är dock osäkert. Det kraftiga koncentrations-språnget vid nivån 31 m är anmärkningsvärt men kan ha sin förklaring i ett genom störningar uppkommet brott i den ursprungliga lagerföljden.

I borrhärna 20 är halterna för Cl och Na anmärkningsvärt låga. Detta kan eventuellt tillskrivas urlakningsprocessen. Cl- och Na-maxima vid 7,6 m djup kan ej förklaras. Mg-koncentrationen motsvarar den som observerats i de andra kärnorna. Dess utslätade profil trots urlakningen får tillskrivas det tillskott av Mg till porvattnet som antas vara ett resultat av en svag upplösning av kloritmineralen.

CaCO_3 -koncentrationen i borrhärnorna varierar kraftigt inom vissa avsnitt. Detta kan, vilket är fallet i den varviga lera i borrhärna 18 och 20, (zon E/E') hänga samman med kornstorleksvariationerna i sedimentet eller bero på urlakning som i den översta delen nära markytan i borrhärnorna 5, 18 och 20. Inom andra avsnittet kan orsaken vara en helt annan. Den extremt låga karbonathalten i zon B (borrhärna 18) visar inte bara att zonens styva lera markant skiljer sig från den övriga marina lera i området (den senare kännetecknas bl a av en karbonathalt på mellan 5-8%) utan den visar också att denna

lera bör ha ett helt annat ursprung än den karbonatrikare leran. Mycket talar för att leran i zon B huvudsakligen består av lerpartiklar från karbonatfattigt sött vatten och som senare hastigt transporterats till och deponerats i en estuarin bottenmiljö helt dominerat av havsvatten. Det senare indikeras av lerans innehåll av Cl, Mg och Na.

De kraftiga variationerna av CaCO_3 i borrhärnorna 5 och 26 kan inte helt förklaras, men kan ha samband med att dessa jordlager är störda. Det är dock anmärkningsvärt att där förekommer fem distinkta minima med en karbonathalt av endast 1,5% i borrhärna 5.

En stor del av lerors Ca-innehåll härrör från upplösningen av i sedimentet förekommande CaCO_3 . Den låga CaCO_3 -koncentrationen eller i vissa fall avsaknaden av CaCO_3 i leran i zon B (borrhärna 18), kan därför inte ha medgett något tillskott av Ca till zonens porvatten (gäller också vissa avsnitt i borrhärnorna 5 och 26). Ett förhållande som bör påpekas mot bakgrund av den betydelse som de divalenta katjonerna tillskrivs bibehållandet av en låg sensitivitet och icke reducerad skjuvhållfasthet hos salturlakade marina leror.

LITTERATUR

Berntson, J, 1975, Hydrogeologiska studier inom Kärrområdet i Göteborg. Chalmers tekn. högskola och Göteborgs universitet, geologiska institutionen, Publ B28, 97 pp.

Bjerrum, L & Rosenqvist, I Th, 1956, Some experiments with ficially sedimented clay. Geotechnique 6, 124-136.

Bolasubramonian, B & Morgenstern, N, 1971, Discussion in Moum, J et al, 1971. Geotechnique 21, 542-544.

Danielsson, A & Lindblom, P, 1972, An Echelle Spectrograph for Image Tubes. Physica Scripta 5, 227-231.

Dreimanis, A, 1962, Quantitativ gasometric determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus. Jour Sed. Petrology 32, 520-529.

Ericsson, B, 1973, The cation content of Swedish Post-Glacial sediments as a criterion of paleosalinity. Geol Fören Stockholm, Förh 95, 181-220.

Grandahl, R, 1952, Hydrometermetoden. Geol Fören Stockholm 74, 497-512.

Jackson, M L, 1965, Soil Chemical Analysis: Advanced Course, 991 pp.

Løken, T, 1970, Recent research at the Norwegian geotechnical Institute concerning the influence of chemical additions on quick clay. Geol Fören Stockholm, Förh 92, 133-147.

Løken, T & Torrance, J K, 1971, The geochemistry of leached Drammen marine clay. Geol Fören Stockholm, Förh 93, 171-175.

Moum, J, Løken, T & Torrance, J K, 1971, A geochemical investigation of the sensitivity of normally consolidated clay from Drammen, Norway. Geotechnique 21, 329-340.

Moum, J, Løken T & Torrance, J K, 1972, Discussion. Geotechnique 22, 675-677.

Rosenqvist, I Th, 1955, Investigations in the clay-electrolyte-water system. Norwegian Geotechnical Inst, Publ 9, 125 pp.

Rosenqvist, I Th, 1977, A general theory for quick clay properties. Proceedings. The third European Clay Conference, Oslo 2-5 June, 1977, 215-228.

Söderblom, R, 1966, Chemical aspects of quick-clay formation. Engineering Geology 1, 415-431.

Söderblom, R, 1974, Organic matter in Swedish Clays and its importance for quick clay formation. Swedish Geotechnical Inst. Proc No 26, 90 pp.

Talme, A O, 1968, Clay sensitivity and chemical stabilisation. Byggeforskning Rapport 5 b.

FORAMINIFERUNDERSÖKNING

*Lars-Magnus Fält**

Från borrhärnan nr 18, upptagen i Kvilledalgången strax utanför Tuveskredets område, har utvalda prover analyserats med avseende på innehållet av fossila skal av foraminiferer.

Foraminiferer är saltvattenkrävande, encelliga djur som bygger upp ett skal av kalk eller sammankittade sandkorn, vilket bevaras i sedimenten.

Skilda arter av foraminiferer har olika krav på sin levnadsmiljö, vilket medför att foraminiferfaunans sammansättning på skilda nivåer i en lagerföljd varierar betingat av de olika förhållanden som varit för handen i den marina miljön, då sedimenten i olika delar av lagerföljden avsattes. Genom kännedom om arternas miljökrav kan man utgående från den fossila faunans sammansättning rekonstruera de förhållanden som tidigare rått.

Vissa studier har visat att förändringar i foraminiferfaunans sammansättning genom en lagerföljd kan överensstämma med nivåer, där de geotekniska parametrarna förändras, dvs variationer i den marina miljön som påverkat foraminiferfaunan har också inverkat på sedimentens egenskaper.

Foraminiferskal förekommer i ofta riklig mängd i de marina lersedimenten. I borrhärna 18 var det maximala antalet ca 23.000 exemplar/100 gram torr lera. För analyserna har 30-100 gram torr lera använts. Antalet exemplar i 100 gram sediment ger en viss uppfattning om den hastighet med vilken ackumulationen av sediment skett. Ett fåtal exemplar antyder en kraftig ackumulation medan ett stort antal indikerar ringa sedimenttillväxt. Antalet påverkas emellertid också av produktionen inom foraminiferfaunan.

*Geologiska institutionen
Chalmers tekniska högskola, 412 96 Göteborg

I proverna har sammanlagt påträffats 41 olika arter av foraminiferer. Av dessa förekommer 27 med en relativ frekvens av < 1%.

Påträffade arter:

Quinqueloculina seminulum
Quinqueloculina stalkeri
Quinqueloculina sp.
Triloculina tricarinata
Pyrgo williamsoni
Polymorphinidae sp.
Dentalina sp.
Lenticulina gibba
Lagena distoma
Lagena mollis
Lagena semilineata
Lagena striata
Oolina melo
Oolina sp.
Fissurina laevigata
Fissurina lucida
Fissurina sp.
Parafissurina lateralis
Buliminella elegantissima
Bulimina marginata
Globobulimina sp.
Virgulina fusiformis
Virgulina loeblichii
Virgulina schreibersiana
Uvigerina sp.
Trifarina fluens
Bolivina pseudopunctata
Cassidulina crassa
Islandiella helena
Buccella frigida
Epistominella exigua
Cibicides lobatulus
Nonion labradoricum
Nonionella sp.
Elphidium albiumbilicatum

Elphidium articulatum

Elphidium asklundi

Elphidium excavatum

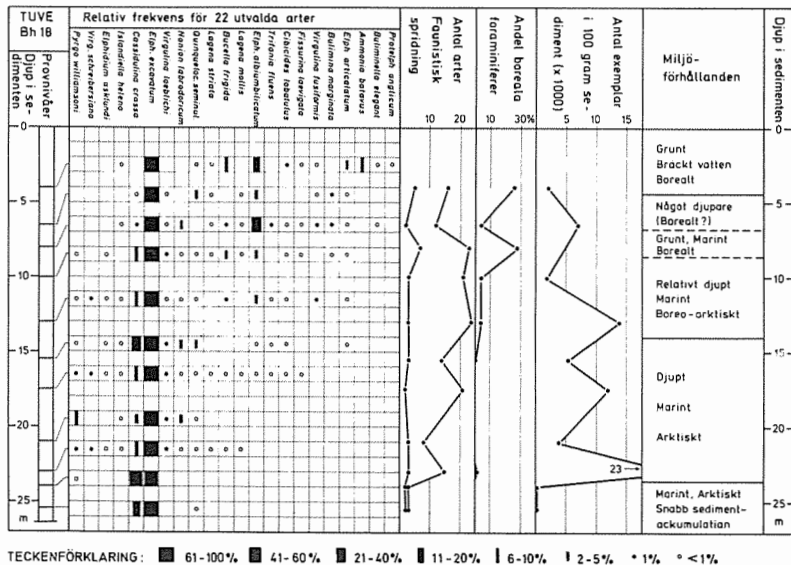
Elphidium incertum

Protelphidium anglicum

Ammonia batavus

En art, *Elphidium excavatum*, dominerar foraminiferfaunan i alla proverna, med ett undantag. Denna art kan förekomma i skilda miljöer, och slutsatserna om miljöförhållandena får i huvudsak dragas utgående från de övriga arterna. Den höga dominansen av en enda art genom hela lagerföljden antyder dock att gynnsamma förhållanden för en varierad foraminiferfauna aldrig förekommit på platsen. I huvuddelen av lagerföljden har vattentemperaturen varit låg, och i den översta delen har sannolikt även saliniteten varit låg.

Förekomsten genom lagerföljden för 22 utvalda arter jämte tolkningen av de varierande förhållandena i avsättningsmiljön framgår av diagrammet.



Eftersom samtliga påträffade arter är bentiska, dvs bottenlevande, avser tolkningen förhållandena vid havsbotten och ej i hela vattenkolumnen. Vattnet har sannolikt varit skiktat vad avser såväl temperatur som salthalt både under isavsmältningsskedet, då den undre delen av lagerföljden avsattes, och när området utgjorde en skärgård utanför Göta älvs mynning, då lagerföljdens övre del avsattes.

I proverna från 10 meters djup och därunder påträffas en arktisk foraminiferfauna, som vid sidan av *E. excavatum*, karakteriseras av *Cassidulina crassa*, *Elphidium asklundi*, *Pyrgo williamsoni*, *Nonion labradoricum* m fl arter. Mellan 10 och 13 meter förekommer ett litet inslag av arter av boreal karaktär.

Även de allra understa proverna innehåller en klart marin, arktisk fauna, ehuru antalet exemplar här är ringa. Här har smältvatten från den näraliggande landisen tillfört sediment som avsatts i snabb takt, medan saltvatten ändock förmått tränga in längs botten och skapat tillräckligt gynnsamma förhållanden för en foraminiferfauna.

Tolkningen av miljövariationerna i den övre delen av lagerföljden, mellan 4 och 10 meters djup, grundar sig på förändringar mellan enstaka prover. Det hade varit önskvärt med tätare analyser för att erhålla en säkrare tolkning av förändringarna här. Det är emellertid klart att förändringar i såväl temperatur som djup och salthalt kan urskiljas.

Gränsen Pleistocen/Holocen kan ej fastläggas utan vidare undersökningar av lagerföljdens översta delar. Provet från 4 meters djup kan med alla sannolikhet hänföras till Holocen.

DIATOMÉANALYTISK UNDERSÖKNING

*Urve Miller**

Målsättningen för undersökningen var att med fossila diatomeer (diatomeskal som inbäddats i sediment vid avsättningen) försöka rekonstruera bildningsvillkoren för Kvilledalens jordlager. Därutöver även söka utröna möjligheten att med sedimentens diatomeinnehåll fastställa något om de stratigrafiska förhållanden, som rådde vid Tuve före skredet.

Sedimentprov ifrån borrhämnarna 5, 18 och 20 har undersökts vid Mikropaleontologiska laboratoriet, Sveriges geologiska undersökning (SGU) Uppsala. Proven erhöles från Statens geotekniska institut (SGI) genom förmedling av Curt Fredén, SGU, Göteborg. Borrhämnarna 5 är upptagen inom själva skredområdet medan borrhämnarna 18 och 20 tagits utanför skredområdet. Undersökningen har huvudsakligen koncentrerats till referenshämnarna Bk 18, som representerar den ostörda och mest fullständiga jordlagerföljden i Kvilledalen. De övriga borrhämnarna är endast översiktligt undersökta för stratigrafiska korrelationer.

Allmänt om diatomeer och diatomeanalys

Diatomeer eller kiselalger är mikroskopiskt små (0,01-0,1 mm) encelliga, kiselskaliga alger, som kan leva solitärt eller i kolonier. De förekommer såväl fritt i bottenlammet som fastsittande på något annat underlag. Många lever svävande som plankton. Diatomeer finns i alla slags vatten, där de fungerar som vattenrenare. Samtidigt utgör de en viktig länk i naturens näringskedja som föda åt större djurplankton och fiskar. Kiselalger räknas till växtriket och som assimilerande växter behöver de ljus för sin existens. Assimilationsprodukten är olja. Tack vare sina motståndskraftiga kiselskal bevaras de vanligen väl i sedimenten. Skalen består av amorf kisel-syra (opalliknande kvarts, SiO_2). Vid riklig förekomst bildar kiselalgerna egen jordart, kiselgur eller diatomit.

*Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala

Diatomeskalen är sinnrikt konstruerade för vattensilning. Planktonformerna har tunnare och mer porösa skal och svävar därmed lättare än de mer kompakta bottenlevande formerna. Diatomeskalen består av två halvor, lik en ask med botten och lock. Hos en del arter förekommer mer eller mindre rikligt med mellanband.

Systematiskt indelas diatomeer i två stora huvudgrupper: *Centrales* och *Pennales*. Centrales är diskus- och cylinderformiga med radiell, koncentrisk eller excentrisk struktur. De lever mest som planktonformer och bildar tjockskaliga vilosporer, som överlever i ett vilostadium långa perioder med mindre lämpliga livsvillkor. Pennales är avlånga, båt- och stavformiga, vanligen med fjäderformig struktur och en mittlinje som kallas raf. De är mest bottenlevande.

Diatomeanalys är i första hand en biostratigrafisk - paleoekologisk undersökningsmetod för rekonstruktion av förändringar i sedimentationsmiljön. Genom analys av fossila diatomefloror kan bildningsmiljön för olika sedimentlager i en jordlagerföljd fastställas. Diatomeflorans sammansättning - diatomespektra - återspeglar sedimentationsplatsens hydrografiska och ekologiska förhållanden: djup, transparens, salinitet, och i marina sediment även temperatur. I diatomespektra registreras också utflöde av sötvatten och omlagring av äldre sediment genom inslag av främmande (alloktona) och omlagrade (sekundära) diatomearter i den primära, autoktona floran. Diatomeer är även känsliga för vattnets förorenings- och surhetsgrad. De indikerar förändringar i sedimentationsplatsens vätejonskoncentration (pH) och kvävehalt.

Som relativ dateringsmetod för kvartära jordlager har diatomeanalys i Sverige huvudsakligen tillämpats i samband med undersökningar berörande strandförskjutningen. Växelspelet mellan landhöjningar och världshavets nivåförändringar registreras i de avsatta sedimentens diatomeinnehåll. Vid studium av djuphavssediment utgör

diatomestratigrafi en viktig korrelationsbas. Beträffande Västkustens marina jordlagerföljder kan diatomeanalys tillämpas både som relativ dateringsmetod, betydande strandförskjutningsförloppet och förändringar i de hydrografiska förhållandena, som stratigrafisk metod för korrelation av jordlagerföljder.

Material och metoder

Av material från Tuve-borrningarna har totalt 76 prover anrikats och preparerats för diatomeanalys enligt följande fördelning.

Borrkärna 5: Tre prover från vardera sektionerna
600-700, 1400-1500 och 1600-1700 cm.
Sammanlagt 9 prover.

Borrkärna 18: 7 prover från sektionerna 150- 500 cm
13 " " " 500- 820 cm
20 " " " 820-1900 cm
10 " " " 1900-2630 cm
Sammanlagt 50 prover.

Borrkärna 20: 5 prover från sektionerna 150- 350 cm
6 " " " 400- 760 cm
5 " " " 950-1050 cm
1 prov " " 1050-1400 cm
Sammanlagt 17 prover.

Proverna behandlades enligt följande metoder.

Anrikning. För diatomeanalys anrikades av varje prov 100 mm³ (=0,25 g våtvikt) sediment. Kalken utlöstes med svag saltsyra (5%-ig HCl). Grövre mineralkorn eliminerades genom sedimentation. Det organiska materialet blektes och förstördes genom uppvärmning i väteperoxid (30%-ig H₂O₂) under 2 timmar i vattenbad. Därefter eliminerades lerkolloider och -partiklar genom upprepade uppslamning i destillerat vatten, 2 timmars sedimentation och försiktig dekantering (Miller 1964, s 13). Återstoden av de anrikade proven utgjordes av 5 ml vatten + en mineralfraktion motsvarande silt och finare sand (mjälafinmo-mo 0,002-0,2 mm). Den fraktionen innehöll även befintliga diatomeskal.

Preparattillverkning. Av återstoden tillverkades preparat för analys i mikroskop. En droppe (0,05 ml) av det anrikade provmaterialet utbreddes på täckglaset, torkades över svag värme och inbäddades i starkt ljusbrytande medium (Mikrops, $n=1,65$). Skillnaden mellan diatomeskalens ljusbrytning ($n=1,48$) och inbäddningsmediets gör att diatomeskalens finstrukturer framträder tydligare och underlättar arbetsbestämningen.

Analys i mikroskop. Analysen utfördes vid ljusmikroskopets maximala förstoringsgrad (ca 1000 ggr) med oljeimmersion och faskontrast. I särfall användes svepelektronmikroskopet (SEM) med upplösning till ca 50.000 ggr. För de flesta diatomearterna räcker förstoringsgrader mellan 5000 och 25.000 ggr, men hos några mycket finstrukturerade arter framträder nya strukturelement först vid högsta förstoringen. Analysen i ljusmikroskop utfördes som relativ kvantitativ diatomeanalys, där samtliga vid ett visst antal mikroskoperingsvarv påträffade diatomeskal (vanligen skalhalvor) räknades och arbetsbestämdes. Summa räknade diatomeskal i ett eller flera preparat av samma prov användes sedan som bassumma (ΣD) för procentberäkningen. ΣD bör helst vara ≥ 300 . Vid föreliggande, av ekonomiska skäl starkt begränsad undersökning, låg ΣD vanligen under 300 (100-300). Det bör också betonas att samtliga påträffade diatomeskal inräknades i bassumman oavsett livsform (plankton, bottenflora) och biotop (havsvatten, uttransporterat sötvatten, omlagrat äldre material). Den tillämpade analysformen utgörs därmed av en något förenklad "snabbanalys". I vanliga fall räknas massförekommande arter och för avsättningsmiljön främmande - alloktona arter - utanför bassumman. För artbestämning av diatomeer användes huvudsakligen diatomefloror av Cleve-Euler 1851-55, Hustedt 1927-62 och Peragallo 1897-1908.

Specialanalys i SEM. På provet 575 cm utfördes analys i svepelektronmikroskop (SEM) för att få en uppfattning om diatomefrekvensen och volym-% diatomeskal i obehandlat naturligt sediment.



Fig.1. -750 x



Fig.2. -1500 x



Fig.3. -3650 x

Fig.1-3. Direkt kärnprov av borrhärna 18/575 cm, fotograferad i SEM. - *Melosira islandica*-skal. (Foto: U. Miller)

Dubbelhäftande tejprensa trycktes mot provet varvid en del provmaterial fastnade på tejp. Därefter fastsattes en lagom stor bit av tejp på provbehållaren. Provet belades med guld i en vakuum evaporator och undersöktes sedan i SEM. Analysen dokumenterades med ett flertal fotografier (fig 1-3). Vid 750 x förstoring syns cylinderformiga skal av *Melosira islandica*, som är den vanligast förekommande diatomeen i provet. Den är i diameter $\approx 8\mu$ och $1/2$ cellhöjden är $\approx 12\mu$. Endast en mindre mängd lerpartiklar observerades inne i diatomeskalen.

Beräkning av diatomefrekvens (DF). Diatomefrekvensen (DF) uträknades först som antalet diatomeskal (skalhalvor) per mikroskoperingsvarv. Denna frekvens kallas semi-absolut. Utgår man från exakt samma mängd material (100 mm^3 eller $0,25\text{ g}$) vid anrikningens början och späder återstoden alltid till 5 ml är den semi-absoluta frekvensen DF_v lika pålitlig som den absoluta.

Den absoluta frekvensen kan beräknas per 1 cm^3 ($DF\text{ cm}^3$) eller 1 g (DF_g) sediment. Täckglasytan i ett preparat ($24 \times 36\text{ mm}$) i 1000 ggr förstoring utgörs av 240 mikroskoperingsvarv. Till ett preparat har använts $0,05\text{ ml}$ av den anrikade provmängden, som är 5 ml ($= 100$ preparat). Utgångsmaterialet var 100 mm^3 . 1 cm^3 är 1000 mm^3 eller $10 \times 100\text{ mm}^3$.

$$DF\text{ cm}^3 = DF_v \times 240 \times 100 \times 10, \text{ eller}$$

$$DF\text{ cm}^3 = DF_v \times 10^4 \times 2,4$$

För 1 g (våtvikt) uträknas DF_g på liknande sätt med skillnaden att i 1 g ingår $4 \times$ utgångsmängden, då 100 mm^3 motsvarar $0,25\text{ g}$.

$$DF_g = DF_v \times 240 \times 100 \times 4, \text{ eller avrundat}$$

$$DF_g = DF_v \times 10^4$$

På samma sätt kan DF_g (torrvikt) uträknas om vattenhalten i proverna är bestämd.

Volymberäkning. Volym% *Melosira islandica* i lera har uträknats enligt nedan:

$$\text{Volymen av en } \frac{1}{2} \text{ cell} = \pi r^2 \times \text{höjden} = 3,14 \times 4^2 \times 12 = 600 \mu\text{m}^3$$

$$\text{Provmängden i ett preparat är } \frac{100 \text{ mm}^3}{100} = 1 \text{ mm}^3 = 10^9 \text{ mm}^3$$

Formeln för volym% *Melosira islandica* i ett prov är:

$$\begin{aligned} \text{Volym\% Mel.isl.} &= \frac{F_{v(\text{Mel.isl.})} \times 240 \text{ (varv)}}{10^9} = \\ &= \frac{F_{v(\text{Mel.isl.})} \times 144\,000 \times 100}{10^9} = \frac{F_{v(\text{Mel.isl.})} \times 1,44}{100} \quad \text{eller} \\ \text{avrundat Vol\% Mel.isl.} &= \frac{F_{v \text{ Mel.isl.}} \times 1,5}{100} \end{aligned}$$

Resultat och tolkning

Ditomefrekvensen. Av frekvenskurvorna (Fig 4) framgår tydligt att det förekommer två utpräglade ditomefrekvensmaxima. Det undre mellan 700-550 cm (styv lera i stratigrafisk zon B) och det övre mellan 300-150 cm (gyttjeler i stratigrafisk zon A). Det undre maximet utgörs huvudsakligen av sötvattendiatomeer, medan det övre består nästan enbart av havsvattendiatomeer.

Lägst är DF mellan 850-800 cm (gränsen mellan styv lera/ lera med siltskikt, stratigrafisk zongräns D2/C) och mellan 500-350 cm (gränsen mellan övre styv lera/gyttjeler, stratigrafisk zongräns B/C). I stratigrafisk zon D1 förekommer nästan inga diatomeer, endast enstaka fragment. Zon E saknar diatomeer helt.

Volym% *Melosira islandica* (Fig 4) är högst i den styva lera mellan 700-550 cm. Vid jämförelse med frekvensdiagrammet syns att motsvarande frekvenstopp huvudsakligen utgörs av sötvattendiatomeer, som här helt domineras av *Melosira islandica*. Volym%-värden för *Melosira islandica* är uträknade som medelvärden för en provmängd av 0,25 g av blandad lera och silt. I svepelektronmikroskopet undersökt prov (575 cm) låg *Melosira islandica*-

skalen koncentrerade i mikroskikt, där de utgjorde huvudkomponenten i sedimentet (Fig 5).

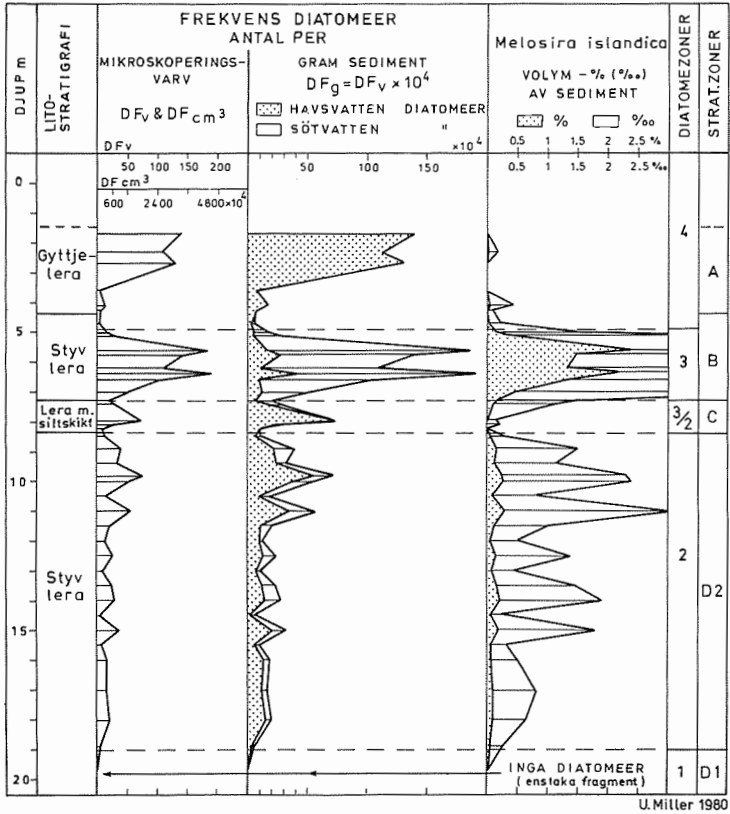


Fig.4. Borrkärna 18. Frekvens av diatomeer samt volym % (‰). *Melosira islandica*.

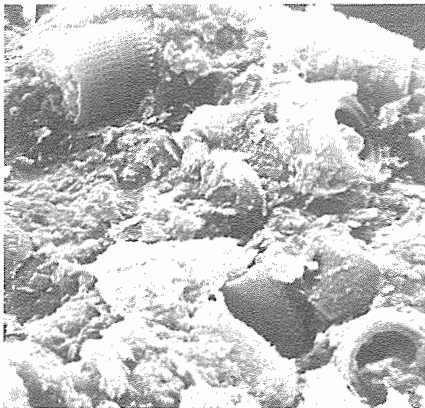


Fig.5. Direkt kärnprov av
borrkärna 18/575 cm,
Melosira islandica skal
i mikrovarv, SEM 1500 x
(Foto: U. Miller)

Diatomediatogrammen: gruppering av diatomeer och zonindelning.

Resultaten av de kvantitativa diatomeanalyserna presenteras i 4 olika diagram (Fig 6, 7, 8 och 9).

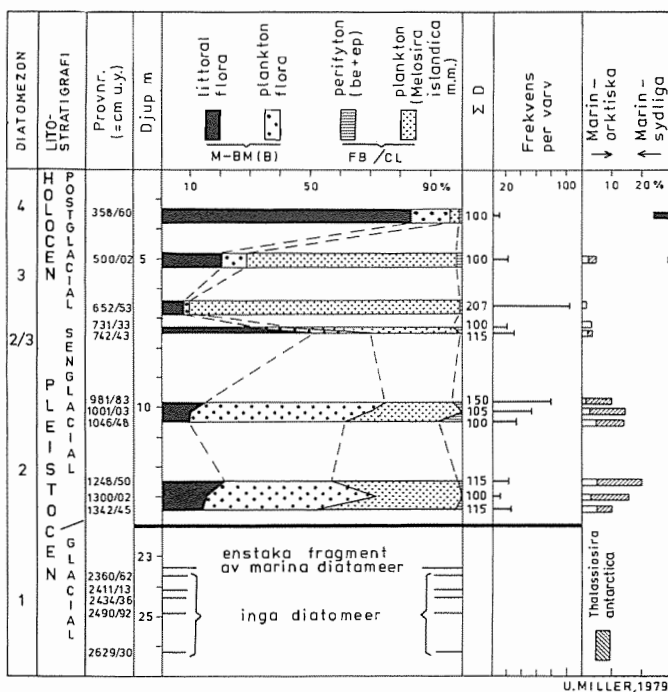


Fig.6. Provserie 18. Diatomespektra.

Fig 6 visar resultatet av den preliminära diatomeanalysen som utfördes i undersökningens början 1979. Diagrammet består av 17 analyserade provnivåer. De 6 understa mellan 2630-2360 cm var så gott som diatomefria. De övriga 11 analyserna mellan 1345-358 cm presenterar preliminära diatomespektra, där grupperingen av diatomeerna har gjorts efter följande principer:

1. Havsvattendiatomeer: marina (M-MB), brack-marina (BM) och brackvatten-(B) arter. Grupperade som littoralflora (bottenlevande arter nära stranden) och planktonflora (både ocean- och kustplankton).
2. Sötvattendiatomeer: klarsjö- (CD) och övriga sötvattenarter (FB-F). Grupperade som plankton (huvudsakligen *Melosira islandica*) och perifyton (bottenlevande arter), dvs botten- (be) och påväxtformer (ep).

Den ekologiska indelningen har i huvudsak gjorts efter Kolbe 1927, Cleve-Euler 1951-55, Hustedt 1957, Simonsen 1962 och Miller 1964.

Redan efter den preliminära analysen kunde en klar diatomestratigrafi med fyra tydliga zoner och en markerad övergångszon fastställas enligt nedan:

zon 4: diatomespektrum 358/60 cm	Stor dominans av havslittoral flora (>80%) + något havs-plankton (>10%). Sötvattenflora förekommer med <5%. - Holocen (postglacial).
zon 3: diatomespektra 500/02 och 652/53 cm	Sötvattenplankton av klarsjötyp (<i>Melosira islandica</i>) dominerar kraftigt, men havslittoral flora utgör den primära, autoktona florran - Holocen (postglacial).
zon 2/3: diatomespektra 731/33 och 742/43 cm	Både havslittoral flora och klarsjöplankton representerade med 30-50%. Även havs-plankton förekommer med 10-15%. - Pleistocen/Holocen övergångszon.

- zon 2: diatomespektra 981/83, Havsplankton dominerar, men
 1001/03, 1046/48, även inslaget av sötvatten-
 1248/50, 1300/02, plankton av klarsjötyp är
 1342/45 framträdande. Havslittoral
 flora överstiger ej 20% -
 Pleistocen (senglacial).
- zon 1: diatomespektra 2360/62, Nästan inga diatomeer. -
 2411/13, 2434/36, Glacialt.
 2490/92, 2629/30

I zon 2 finns ett markerat inslag av marin-arktiskt plankton *Thalassiosira antarctica*, som indikerar arktisk havsmiljö. I zon 4 förekommer inslag av marin-sydliga arter, som indikerar boreal havsmiljö.

Som nästa etapp kompletterades undersökningen med 33 analyser för att bättre kunna fastställa zongränsernas läge, samt testa de preliminära resultatens värde.

Fig 7 visar det kompletta diatomediatogrammet med totalspektra och diatomefrekvens per mikroskoperingsvarv. I kolumnen till höger är de litostratigrafiska zonerna (enligt Häger, se kapitlet om lagerföljden i borrhärdarna 18) med respektive jordart införda. Den litostratigrafiska zonen D har indelats i D1 och D2 efter förekomst av diatomeer, sålunda är D2 lika med diatomezon 2.

I diagrammens diatomespektra har havsvattenfloran ytterligare indelats enligt följande:

Littoral- eller strandfloran har grupperats i
djupbotten- eller sublittoral flora, som lever i den
 djupare littoralzonen med högre salinitet
 (M-MB), och

grundbottenflora, som lever i den grundare littoralzonen
 med mer eller mindre utsötat vatten (BM-B).

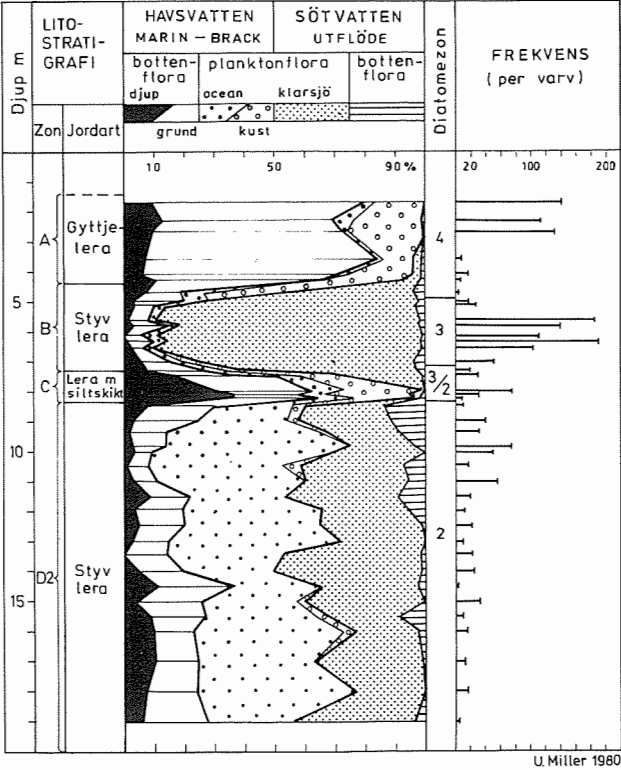


Fig.7. Borrkärna 18. Diatomespektra och -frekvens.

Diatomezon: Djup cm: Dominerande ekologisk diatomegrupp: Indikerad sed.miljö:

4	6-480	Havslittoral grundbottenflora och kustplankton	Boreal havsvik med rel grunt vatten. Obetydligt sötvattenutflöde.
3	480-730	Sötvattenflora av klarsjötyp, alloktan eller/ock omlagrad. Havslittoral grundbottenflora utgör primärfloran	Preboreal havsvik med grunt vatten och kraftigt utflöde av kallt klarsjövatten.
3/2	730-830	Havslittoralflora av övervägande djupbottentyp, samt kustplankton.	Övergång från grundare havsvik med sötvattenutflöde i övre delen till djupare med nästan inget sötvatteninflytande.
2	830-1900	Oceanplankton (marin-arktiskt) och alloktont klarsjöplankton.	Öppet ishav (arktiskt, tidvis subarktiskt) med djupt vatten. Utflöde av klarsjövatten.
1	1900-2650	Ingen primär diatomeflora, endast enstaka fragment.	Högarktiska-arktiska förhållanden.

Planktonfloran har indelats i

oceanplankton, som kräver större vattendjup och högre salinitet, och

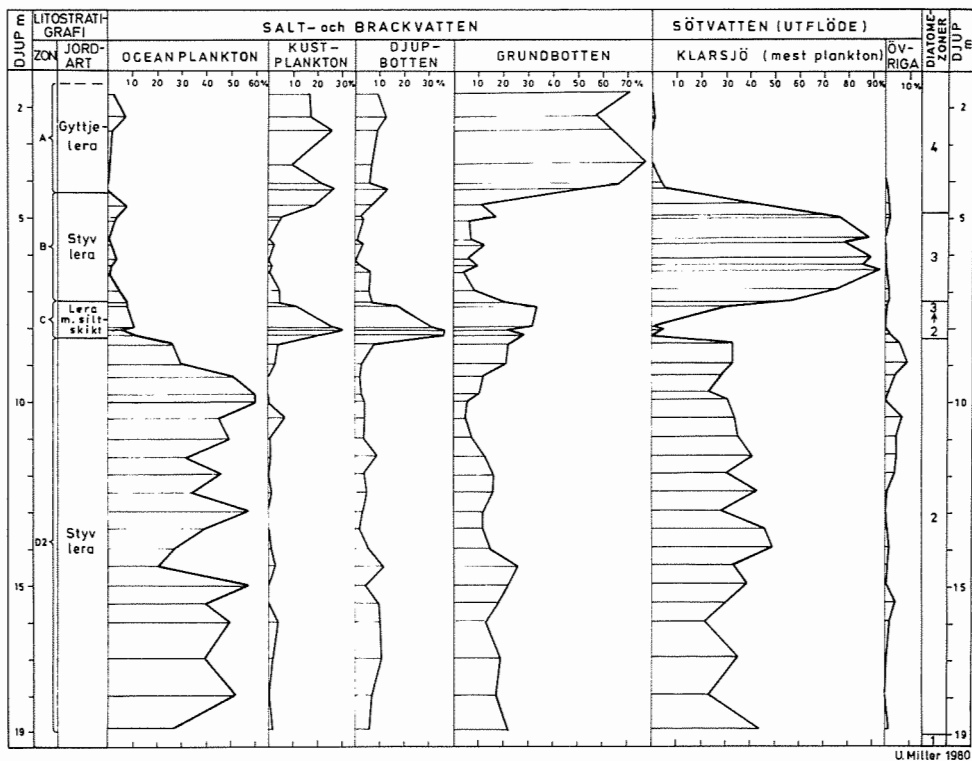
kustplankton, som förekommer också i den grundare littoralzonen.

Av diagrammet (fig 7) framgår att de typiska florasammansättningar, som framkom redan vid de preliminära analyserna (fig 6) är bestående för de olika diatomezonerna. Zongränserna har med tätare analyser kunnat fixeras ganska väl. I stort stämmer gränserna mellan litostratigrafiska zoner och diatomezoner väl överens. Enda större skillnaden finns vid zongränsen B/A, där diatomezongränsen (3/4) registreras något tidigare än den litostratigrafiska jordartsgränsen. Det verkar sannolikt att den boreala transgressionen registreras tidigare i diatomefloran (ökning av kustplankton) än i ökad halt av organiskt material vid avsättningen av gyttjelera i Kvilledalen.

Enligt diatomespektra (fig 7) kan sedimenten i borrhärna 18 indelas i följande zoner med karakteristiska ekologiska grupper och indikerad sedimentationsmiljö.

Fig 8 visar förekomsten av de olika ekologiska grupperna i borrhärna 18 presenterade som separatkurvor. Den relativa procentuella fördelningen av de karakteristiska komponenterna för varje diatomezon framträder tydligare vid detta konstruktionssätt av diatomedigram.

Fig 9 presenterar successionen av vanligast förekommande diatometaxa i borrhärna 18 med angivande av deras ekologi. Den ofyllda kurvan anger relativa %-värden av varje taxon i sedimenten, medan den ifyllda (prickade) kurvan anger den semi-absoluta frekvensen (antal per varv). Gränsszonerna för de viktigaste hydrogeologiska förändringarna är dragna genom hela diagrammet.



U. Miller 1980

Fig.8. Borrhål 18. Diatomefloran. Ekologiska grupper.

Enligt sammansättningen och förändringarna i diatome-spektra kan sedimentationsmiljön för borrhärl 18 ha varit följande (jämför fig 9, högra kanten).

Diatomezon 1/litostratigrafisk zon E+D1: Ingen eller mycket oansenlig förekomst av diatomeer tyder på ark-tiska till högarktiska förhållanden, där ingen primär diatomeflora kunnat utvecklas. Sannolikt har istäcke förekommit större delen av tiden.

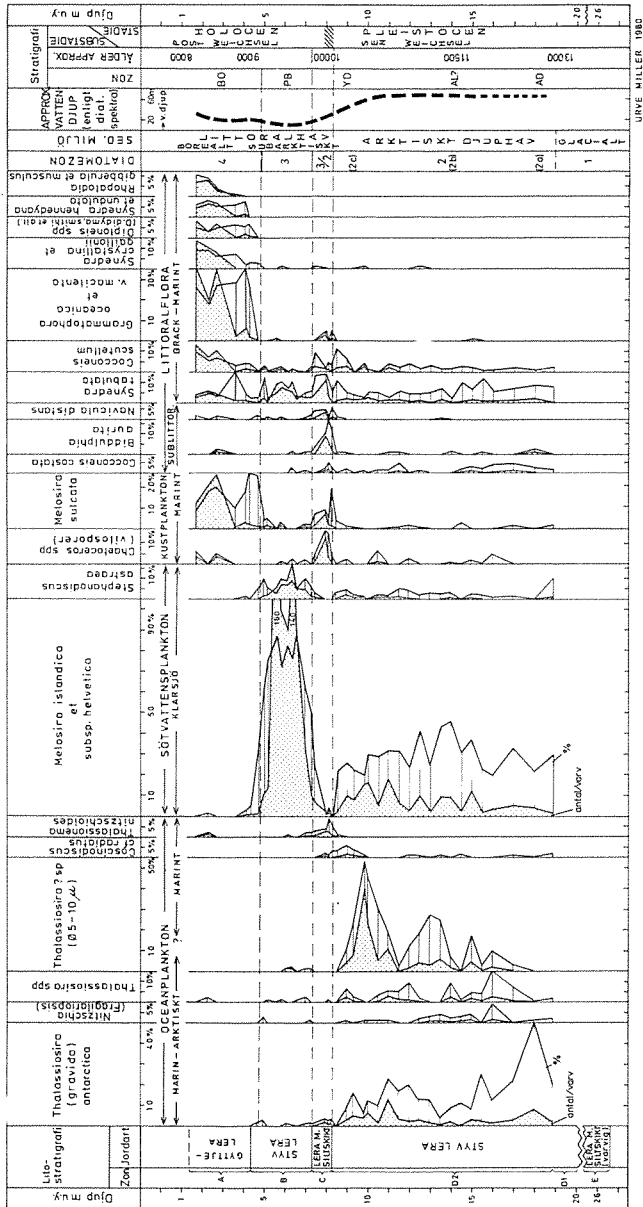


Fig.9. Borrkärna 18. Successionen av diatometaxa.

Diatomezon 2 (litostratigrafisk zon D2): Närvaro av marin-arktiskt oceanplankton (*Thalassiosira*-arter m m) indikerar att sedimentationen skett i öppet hav eller ytterskärgård

med arktiskt eller tidvis subarktiskt klimat, djupt, kallt vatten och hög salinitet. Samtidig förekomst av klarsjöplankton tyder på att sötvattenutflöde har förekommit. Eventuellt förekommande interstadialtider med något varmare klimat kan ej med säkerhet urskiljas. Antydning till 3-delning förekommer dock enligt följande:

Zon 2c (1200-830 cm) med ganska stor sannolikhet motsvarande Yngre Dryas för 11000-10000 år sedan, med arktiskt klimat.

Zon 2b (1500-1200 cm) åtminstone i mellersta delen (1400-1350 cm) något varmare klimat, ev motsvarande Alleröd (för ca 11500 år sedan). Något kraftigare sötvattenutflöde med antydning till utstötning.

Zon 2a (1900-1500 cm) kallare klimat ev motsvarande Bölling och Äldre Dryas för 13000-12000 år sedan.

Diatomezon 2/3 (litostratigrafisk zon C): Mycket markant förändring sker i sedimentationen i zonens undre del (840-830 cm). Förhållandena tyder på att vattendjupet börjat minska samtidigt som sötvattenutflödet nästan helt upphört till sedimentationsområdet. Arktiska inslag i diatomefloran försvinner och nya arter av såväl oceanplankton som kustplankton uppträder. Marina, strandnära (sublittorala) förhållanden råder under sedimentation av lera med siltskikt (832-730 cm). Gränsen Pleistocen/Holocen (ca 10000 år sedan) sammanfaller sannolikt med zonens undre del, medan övre delen av zon 2/3 motsvarar början av Preboreal tid för 10000 år sedan.

Diatomezon 3 (i stort litostratigrafisk zon B): Den styva leran har antydning till mikrovarvighet p g a mycket stort inslag av klarsjöplankton *Melosira islandica*, som transporterats till sedimentationsplatsen av kraftigt sötvattenutflöde under senare delen av preboreal tid då havsnivån var låg. Sedimentationen skedde i en grund havsvik med mer eller mindre utsötat vatten.

Skillnaden i sedimentationsmiljö mellan de två i

lagerföljden förekommande typerna av styv lera är enligt diatomespektra mycket stor. Den understa styva leran (zon 2) har sedimenterat under ganska stabila djupvattenförhållanden, medan sedimentationen av den övre styva leran (zon 3) har skett vid låg havsnivå med antydan till utsötning av havsvatten i övre littoralzonen.

Diatomezon 4 (i stort litostratigrafisk zon A): Den översta delen av lagerföljden innehåller en typisk boreal strandnära (littoral) diatomeflora. Vattendjupet har ökat något i zonens understa del (motsvarar översta delen av litostratigrafisk zon B) och sötvattenutflödet har nästan upphört. Med varmare klimat under boreal tid (ca 9000 år sedan) har vegetationen och djurlivet såväl på land som i strandhavet kraftigt ökat, vilket också registreras i sedimentens ökade halt av organiskt material och avsättning av gyttjelera.

Slutsats och kommentarer

De kraftiga omslagen i sedimentationsmiljön, som återspeglas i sammansättningen av diatomespektra och i viss mån sammanfaller med jordartsgränserna, gör att lerpartiet mellan 450 och 832 cm (litostratigrafisk zon B och C) kan anses som labilt. I synnerhet den delen där det kraftiga sötvattenutflödet sammanfaller med det lägsta vattendjupet motsvarande den övre delen av lera med silt-skikt och den mikrovarviga styva leran mellan 480 och 730 cm.

Resultaten av ovan presenterade diatomologisk undersökning, har jämförts med såväl tidigare diatomeundersökningar av västkustleror (Florin i Mohrén 1945, Fellenius & Mohrén 1956, Florin i Landergren 1945, Miller 1964, Miller i Talme et al, 1966, Du Saar i Mörner 1976), som preliminära resultat av pågående aktuella undersökningsprojekt beträffande gränsen Pleistocen/Holocen i marin miljö och strandförskjutningen på Västkusten. Tack vare stor forskningsinsats har huvuddragen i västkustsedimentens stratigrafiska och hydrografiska sedimentationsförhållanden kunnat rekonstrueras. Slutsatsen är att

diatomestratigrafi kan vara en av de pålitligaste och bäst lämpade stratigrafiska undersökningsmetoderna även för skredundersökningar.

Med Tuve-undersökningen har också en förenklad, avsevärt snabbare diatomeanalys kunnat utarbetas. Det vore av mycket stort värde att kunna testa metoden på ett statistiskt bredare underlag. Består det provet, kan tillämpad diatomeanalys införas som rutinmetod i samband med geotekniska undersökningar såväl beträffande redan inträffade skred som skredriskområden. Fördelen med diatomeerna, i motsats till en del andra parametrar, är att deras karakteristiska florasammansättning för varje lertyp ej förändras av skredet. Därför kan diatomestratigrafin även användas för utredning av vilka lertyper som varit inblandade i skredet och på vilket sätt sedimenten blivit omrörda. Tyvärr har i samband med Tuve-skredet ingen sådan undersökning, med välplanerad, ändamålsenlig, provtagning kunnat utföras.

LITTERATURFÖRTECKNING

Cleve-Euler, A, 1951-55, Die Diatomeen von Schweden und Finland. I-V, Kungl Svenska Vetenskapsakademien Handl 4:e ser 2:1 (1951), 1-163; 3:3§ 1952), 1-153; 4:1 (1953a), 1-158; 4:5 (1953b); 5:4 (1955), 1-232.

Du Saar, A, 1976 (i Mörner 1976), 11. Diatoms: quantitative analysis. - Boreas 5:4, 227-230.

Fellenius, B & Mohrén, E, 1956, The landslide at Surte on the river Göta älv. (A geologico-geotechnical study). Sver. Geol. Unders. Ca 27, 1-64.

Florin, M-B, 1945 (i Mohrén 1945), se Diatomeundersökningarna (artbestämningar och statistiska analyser, diagram, s 254).

Florin, M-B, 1945 (i Landergren 1945), Diatomeundersökningarna (diagram, s 6).

Hustedt, F, 1927-62, Die Kieselalgen Deutschlands, Österreichs und der Schweiz mit Berücksichtigung der übrigen Länder Europas sowie die angrenzende Meeresgebiete. - I Rabenhorts: Kryptogamenflora 7:1-3. - Leipzig, 1-816.

Hustedt, F, 1957, Die Diatomeenflora des Fluss-systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. Abh. Naturwiss. Ver. Bremen 34, 181-440.

Kolbe, R W, 1927, Zur Ökologie, Morphologie und Systematik der Brackwasser-Diatomeen. Die Kieselalgen des Sperenberger Saltgebiets. Pflanzenforschung 7, 1-146.

Landergrén, S, 1945, Contribution to the geochemistry of Boron. Kungl Svenska Vetensk. Akad. Handl. Arkiv kemi, mineral., geol., 19A:25.

Miller, U, 1964, Diatom Floras in the Quaternary of the Göta River Valley, (western Sweden). Sver. Geol. Unders. Ca 44, 1-67.

Miller, U, 1966 (i Talme et al 1966), Diatom analysis. Appendix 1, 119-125.

Mohrén, E, 1945, Något om de hydrografiska förhållandena i Göteborgstrakten vid övergångerna mellan sen- och post-glacial tid. Geol.Fören. Stockholm Förhandl. 67, 249-265.

Mörner, N-A, 1976, The Pleistocene/Holocene boundary: a proposed boundary - stratotype in Gothenburg, Sweden. Boreas 5:4, 193-275.

Pergallo, H & M, 1897-1908. Les Diatomées marines de France. I-II. Grez-sur-Loing, 1-491, 137 pl.

Simonsen, R, 1962, Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Bodendiatomeen der westlichen Ostsee. Int Rev. gesamt Hydrobiol. Syst. Beih, Berlin, 1-144.

Talme, O A, Pajuste, M & Wenner, C-G, 1966, Secondary Changes in the strength of Clay Layers and in the Origin of Sensitive Clays. - Report 46. Byggforskningen, Stockholm, 1-138.

POLLENANALYTISK UNDERSÖKNING

*Urve Miller**

Orienterande pollenanalys har utförts vid Mikropaleontologiska laboratoriet, SGU, på utvalda prover från borrhärna 18. Målsättningen var att med sedimentens fossila polleninnehåll - pollenspektra - försöka erhålla en ungefärlig åldersdatering av Kvilledalens övre jordlager.

Allmänt om pollen och pollenanalys

Pollen är frömjöl från landvegetationen, där trädslagen är de största pollenproducenterna. Deras pollen sprids mest med vinden och avsätts i marina sediment vid kusten. Barrträdspollen, i synnerhet tallpollen, flyger längst. Därför blir det huvudsakligen tallpollen som dominerar i sediment avsatta i djupare vatten. I strandnära lugna sedimentationsmiljöer blir även pollen av andra befintliga trädslag och övriga vindpollinerade växter representerade. Pollenkornens storlek varierar mellan 10 och 100 μm .

Pollenanalys är en metod för åldersbestämning av kvarlämnade avlagringar genom deras innehåll av frömjölskorn av olika växter, främst trädslag. Pollenkornens skal innehåller ett ämne - sporopollenin - som gör dem motståndskraftiga, så att de kan bevaras i sedimenten. Genom att räkna antalet pollenkorn av olika slag och undersöka deras procentuella fördelning i proven erhålls uppgifter om vegetationens och klimatets utveckling inom området under den tidsperiod som lagerserien omfattar.

Material och metoder

Av borrhärna 18 har 9 prover anrikats och översiktligt analyserats på deras innehåll av fossilt pollen. Proverna representerar den övre delen av borrhärna 18 mellan 169 och 983 cm, motsvarande de stratigrafiska zonerna enligt nedan:

*Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala

Zon A	gyttjelera	2	prover
B	styv lera	2	"
C	lera med siltskikt	2	"
D2	styv lera	2	"

Ca 5 g av varje prov anrikades genom uppslamning i dest. vatten, sedimentation, filtrering och separation med zinkbromid (ZnBr_2), modifierat enligt Påsse 1976. Därvid eliminerades huvuddelen av det minerogena materialet (lera, silt). Det organiska materialet (växtrester, detritus) upplöstes med Erdtmans acetolysmetod (beskriven i Faegri & Iversen 1964). I återstoden ingår pollen och en del andra mikroffossil (sporer, cystor, alger) med motståndskraftiga skal, som bevarats i sedimenten och även tål acetolysbehandling.

För analys i mikroskop tillverkades preparat med glycerin som inbäddningsmedium. Oavsett mycket kraftig anrikning var pollenfrekvensen i proven ganska låg. Därför begränsades undersökningen av ekonomiska skäl att omfatta endast orienterande pollenanalys med 100-350 pollenkorn räknade som bassumma (ΣP) per prov. (Vid normal pollenanalys bör helst 400-500 trädpollen räknas.) Som bestämmingslitteratur användes Faegri & Iversen 1964, Erdtman, Berglund & Praglowski 1961 och Florin 1969. Mikroskoperingen utfördes av Raija Sethi, Mikropaleontologiska laboratoriet, SGU.

Pollendiagrammet (Fig 1) är konstruerat enligt följande: I summadiagrammet ingår 9 pollenspektra representerande de analyserade proverna. Samtliga räknade pollenkorn av träd, buskar och örter är inkluderade i bassumman ΣP (=100%). Enda undantaget utgörs av korroderade, omlagrade pollenkorn, såväl kvartära, interglaciala lövträds-pollen (hassel, al och ekbladsskog), som en del prekvar-tära (tertiära och mesozoiska) pollen- och sportyper. Dessa är ej inkluderade i bassumman, men deras %-värden är kalkylerade i förhållande till ΣP . Samma gäller dino-flagellatcystorna (vilosporer av pansarflagellater), som förekommer i marina sediment och som tack vare sina

motståndskraftiga skal blir representerade i pollenpreparaten.

ΣP finns angivet för varje pollenspektrum. Försök har också gjorts att indela det orienterande pollendiagrammet i pollenzoner (Nilsson 1961).

Som jämförelse har summadiagrammet för diatomeer och indelning i diatomezoner medtagits.

Resultat och tolkning

Pollenfrekvensen visade sig vara låg i samtliga prov, varierande mellan lägst 1-4 pollenkorn per mikroskoperingsvarv i de 7 undre proven (stratigrafisk zon D2, C och B) och stigande till 6 pollenkorn/varv i de två översta proven (stratigrafisk zon A).

Pollenkoncentrationen i marina sediment brukar vara låg av flera orsaker. Från ena sidan exempelvis djupt vattnet, långt från stranden och vegetationen, dvs få pollenkorn (mest långtransporterat tallpollen) avsätts i sedimenten (stratigrafisk zon D2). Från andra sidan kan sedimentationshastigheten vara orsaken till att pollenkoncentrationen blir låg. Nära stranden, där kraftig avsättning av material sker i samband med sötvattenutflöde, kan pollenkornens andel i sedimentmängden bli starkt tillbakatryckt. Pollenspektra brukar dock representera den befintliga strandvegetationen (stratigrafisk zon C och B). Vid lugnare sedimentationsförhållanden i en havsvik, som ej påverkas av sötvattenutflöde, är pollenfrekvensen vanligen betydligt högre. Antydning till en sådan ökning i pollenfrekvens finns markerad i de två översta (stratigrafisk zon A).

Pollenspektra och pollenzoner. Enligt preliminära pollenspektra (Fig 1) kan tre tydliga pollenzoner urskiljas: Dr 3, PB och BO. De två översta zonerna, PB och BO kan ytterligare indelas i två subzoner vardera: DR-PB och PB, samt BO 1 och BO 2.

TUBE: borrhärna 18. Pollen- och diatomespektra

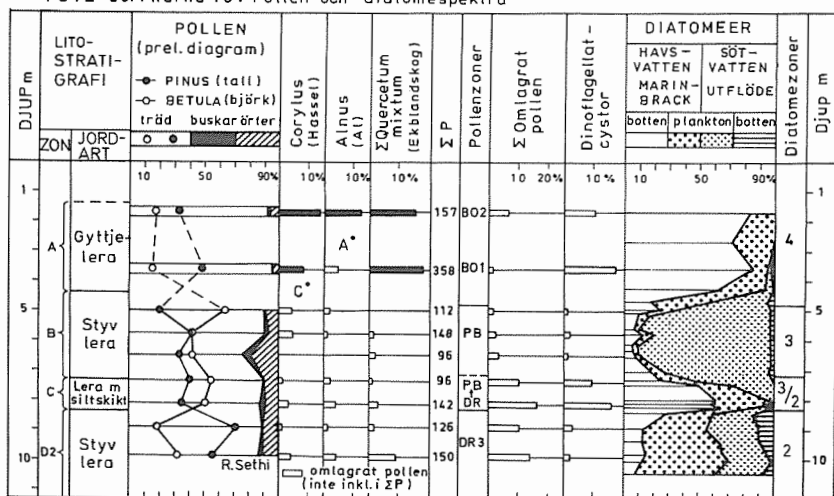


Fig.1. Jämförelse mellan pollen- och diatoméundersökningar på prover från borrhärna 18.

Pollenzon DR 3: De två understa pollenspektra i den övre delen av stratigrafisk zon D2, har höga tallpollen-värden (50-70%) och ganska stort inslag av omlagrat pollen (i synnerhet i det understa provet). Ört- och buskpollen förekommer med något över 10%. Pollen av hasseln, al och ek är sannolikt omlagrade från sediment äldre än sista istiden (interglaciala). Såväl dessa som övrigt omlagrat prekvarterat pollen härstammar troligen från avlagringarna på Jylland. Genom erosion, sötvattenutflöde och havsströmmar har de avsatts i Västkustens marina sediment.

Jämfört med diatomedigrammet finns en god korrelation mellan övre delen av diatomezon 2 och pollenzon DR 3. Bägge representerar arktiska till artisk-boreala klimatförhållanden med ganska stort vattendjup. Kronostratigrafiskt motsvarande Yngre Dryas tid 11000-10000 år sedan (Mangerud et al 1974).

Pollenzon PB: De fem mellersta pollenspektra, motsvarande de stratigrafiska zonerna C och B, har dominans av björkpollen. Ett tydligt maximum av ört- och buskpollen (25%) förekommer i undre delen av stratigrafisk zon B (6,52 m). Dessa spektra antyder preboreala förhållanden med öppen, ljuskrävande vegetation. Beträffande inslaget av omlagrat pollen, skiljer sig pollenspektra i stratigrafisk zon C från de övriga. Därför kan det vara motiverat att skilja ut en sub- eller övergångszon, DR-PB.

Övergångszonen DR-PB representerar själva början av den preboreala klimatperioden, (eller slutet av Yngre Dryas) då avsättningsmiljön i Kvilledalen ej påverkades av kraftigt sötvattenutflöde. Förutom betydande inslag (15%) av prekvarterä pollentyper, bekräftas de marina förhållandena även av relativt höga %-värden för dinoflagellatcystor.

I de 3 övre proven av pollenzon PB är %-värden för såväl omlagrat prekvarterä pollen, som dinoflagellatcystor låga. Samma gäller också omlagrat interglacialt pollen (ek och al), som förekommer med mycket låga värden eller saknas. Beträffande hasselpollen saknas det i 6,52 m-spektrat, men finns representerat med 5% i zonens två översta pollenspektra. Här kan det vara fråga om att hasseln redan börjat förekomma i strandvegetationen.

Jämfört med diatomeadiagrammet motsvarar övergångszon DR-PB diatomezonen 3/2 och den övriga pollenzonen PB i stort diatomezon 3. Bägge representerar standnära brack-marina miljöer. Den undre zonen är ej påverkad av det sötvattenutflöde som i hög grad gör sig gällande i den övre. Kronostratigrafiskt anses övergångszonen representera gränsen Pleistocen/Holocen för ca 10000 år sedan, medan den övre delen av zonen motsvarar förhållandena för ca 9500 år sedan.

Pollenzon BO: I de två översta pollenspektra (3,58 och 1,69 m) finns hasselpollen representerade med över 5% (8, resp 13%), vilket bekräftar boreal vegetationsmiljö efter hasselns invandring (C^O). Dinoflagellatcystorna förekommer rikligt och indikerar marina förhållanden. I det översta provet utgör alpollen över 10% av pollen-spektret. Därmed är den delen av gyttjeleran avsatt under senare delen av boreal tid (BO 2) efter alens invandring (A^O). Med skogens allmänna utbredning under boreal tid minskar inslaget av ört- och buskpollen. Ekenpollen finns representerat i bägge översta pollen-spektra med >15%. Pollen av övriga ädla lövträd (lind, alm, ask) saknas nästan helt.

Kronostratigrafiskt representerar dessa pollenspektra boreal tid för 9-8000 år sedan. Jämfört med diatome-spektra motsvarar pollenzon BO i stort sett diatomezon 4. Sedimentationsmiljön är en relativt grund havsvik, utan påverkan av sötvattenutflöde.

Sammanfattning

Enligt preliminära pollenspektra är sedimenten i borrhärna 18 mellan 1,69 och 9,83 meter avsatta under Yngre Dryas, Preboreal och Boreal tid motsvarande en tidsperiod på knappa 3000 år för ca 11000-8000 år sedan. Pollenfrekvensen är lägst i de preboreala sedimentens mellersta och översta del och ökar något i den boreala delen. Gränsen Pleistocen/Holocen för ca 10000 år sedan motsvaras av undre delen av pollenzon PB, som en övergångszon mellan DR-PB. Karakteristiskt för dessa sediment är ett ökat inslag av prekvartära pollentyper och marina dinoflagellatcystor.

LITTERATURFÖRTECKNING

Erdtman, G, Berglund, B E & Praglowski, J, 1961, An introduction to a Scandinavian pollen flora. I. - Grana Palynol. 2. 92 s.

Fægri, K & Iversen, J, 1964, Textbook of pollen analysis, - Copenhagen. 237 s.

Florin, M-B, 1969, Late-glacial and Pre-boreal vegetation in central Sweden, 1. Records of pollen species. - Svensk Bot Tidsk 63, 142-187.

Mangerud, J, Andersen, S T, Berglund, B E & Donner, J J, 1974, Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - Boreas 3, 109-128.

Nilsson, T, 1961, Ein neues Standardpollendiagramm aus Bjärsjöholmssjön in Schonen. - Lunds Univ Årsskr N.F. Avd 2, 56. 34 s.

Påsse, T, 1976, Beskrivning av "sedimentations-separeringsmetod" för anrikning av pollen ur leror och leriga sediment. - Chalmers Tekn Högsk Göteborg, Univ Geol Inst, All. 7 s.

REKONSTRUKTION AV SEDIMENTATIONSFÖRHÅLLANDENA VID TUVE

Ingemar Cato*
 Curt Fredén**
 Kjell-Owe Häger***
 Urve Miller*

Borrkärnorna 18 och 20 representerar den ostörda jordlagerföljden i området och ger en god information om den geologiska utvecklingen i Kvilledalen och av de hydrografiska betingelserna under vilka sedimenten deponerats. En generell stratigrafisk profil av jordarterna vid Tuve ges i Fig 1.

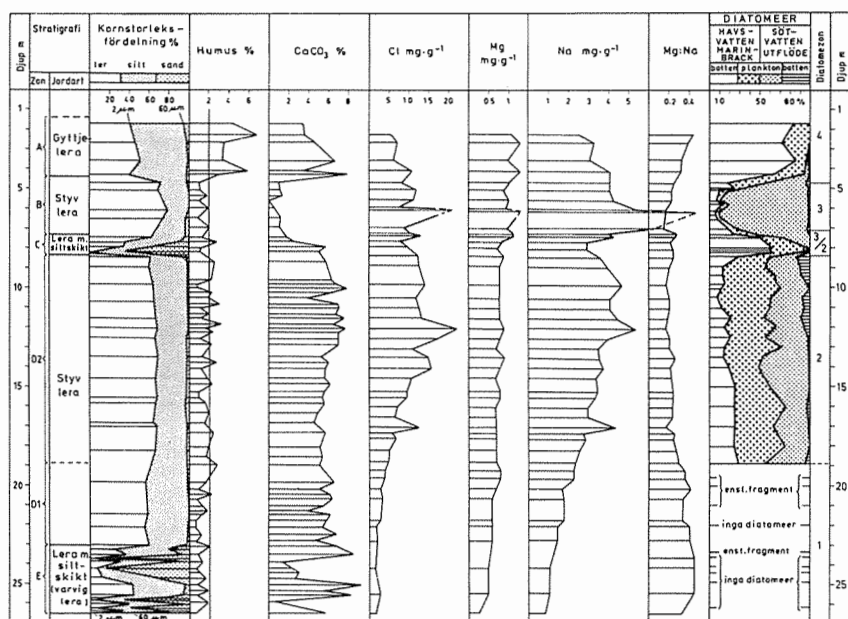


Fig.1. Fördelning av några kemiska och fysikaliska parametrar samt diatoméspektra från borrhärna 18.

Den varviga leran i borrhärnornas nedersta del, jordartszon E, Fig 1, har avsatts av smältvatten från inlandsisen. Iskanten har i början av sedimentationen legat så nära att kraftiga - mestadels säsongsmässiga - variationer i smältvattenflödet orsakat variationer i sedimentens kornstorlek (omväxlande skikt av sand, silt och ler). Sedimenten har ingen eller mycket oansenlig förekomst av diatomeer, vilket tyder på ogynnsamma

*Sveriges geologiska undersökning
 Box 670, 751 28 Uppsala

**Sveriges geologiska undersökning
 Kungsgatan 4, 411 19 Göteborg

***Geologiska institutionen
 Chalmers tekniska högskola
 412 96 Göteborg

levnadsbetingelser orsakade av oroliga sedimentationsförhållanden i en högarktisk miljö. Foraminiferfrekvensen visar att sedimentationen skett hastigt. Kvilledalen och området västerut var vid denna tid för ca 12000 år sedan helt täckt av dåtidens hav. Nordöst om Kvilledalen fanns en ö som genom landhöjningen kom att omfatta en allt större landareal.

I och med att inlandsisens front avlägsnade sig alltmer från Kvilledalen skapades förhållanden för en lugnare fas i sedimentationen - den styva leran i jordartszon D bildades. Den övre och den undre delen av lersekvensen visar sådana skillnader i sedimentationsmiljö att det varit motiverat att indela jordartszonen i två subzoner, D1 och D2. Leran i subzon D1 är avsatt under aktiska och marina förhållanden på ett fortfarande stort vattendjup.

Bergområdena väster om Kvilledalen har genom landhöjningen kommit allt närmare havsytan och börjat utsättas för vågerosion. Dessa alltmer strandnära förhållanden i exponerat läge har medfört en transport längs botten av sand, silt och skal/skalfragment av mollusker.

Skiktens mäktighet och även kornstorleken avtar utåt från höjdområdena. I skredets bakkant hade dessa skikt en sammanlagd tjocklek av ca 10 cm.

I subzon D2 visar foraminiferer och de i början sparsamt uppträdande diatomeerna att vattendjupet i Kvilledalen varit relativt stort, drygt 50 m, och att de marina förhållandena fått en arktisk-boreal prägel. Diatomeerna domineras av oceanplankton, som idag huvudsakligen hör hemma i Ishavet. Ett inslag av klarsjöplankton visar att sötvattenutflödet från inlandsisen i norr förekommit hela tiden. Subzon D2 har inte identifierats på nivåer ovanför 20 m ö h. Var gränsen gick mellan D1 och D2 i markytan har inte kunnat fastställas. Det bör i sammanhanget framhållas att prover icke tagits från den översta 1,5 m av jordlagerföljden.

Jordartszon C, som representeras av lera med siltskikt, markerar en påtaglig förändring av sedimentationsförhållandena. Såväl foraminiferer som diatomeer visar på en boreal miljö med ganska grunt vatten. Inslaget av marina bottenformer och kustplankton har ökat kraftigt. Att sedimenten sålunda avsatts i relativt strandnära miljö bekräftas av pollenspektra i vilka tallpollendominansen ersätts av en tydlig björkpollendominans. Siltskikten representerar en fas i utvecklingen som troligen kan tillskrivas det initiala skedet av inlandsisens tillbakadragande från Billingen. Den därmed påbörjade dräneringen av de uppdämda vattenmassorna i Baltiska is-sjön (utvecklingsstadium i Östersjöbäckens geologiska historia) tillsammans med ett genom klimatförändringen kraftigare smältvattenutflöde från inlandsisen har ökat utströmningen genom Vänerbäckens och Göta älvdalen. Den kraftigare utströmningen har medfört en erosion och omlagring av tidigare avsatta sediment samt medgivit en högre transportkapacitet av sedimentpartiklar. Variationer i den initiala dräneringen i Östersjöbäckens och de därmed sammanhängande skiftningarna i ström- och avlagringsförhållanden förklarar växellagringen i jordartszon C.

Väster om Kvilledalen bildades allt större öar och Kvilledalen blev ett sund, som med tiden förlängdes norrut. På de flacka områdena väster om Kvilledalen, nivåer ovanför ca 25 m ö h, har sedimentationen avslutats med ett sandlager som är mäktigast - en knapp meter - invid bergkanterna. Som framhållits ovan har den översta delen av lagerföljden ej undersökts varför utsträckningen åt väster av jordartszon C är osäker.

Den styva leran i jordartszon B är avsatt under regressionsfasen för mellan ca 10 200 och 9 000 år sedan. Såväl foraminifer- som diatomeefloran pekar på grunda brackvattenförhållanden (15-20 m vattendjup). I leran finns mikrovarv med hög frekvens av sötvattenplankton, främst *Melosira islandica*, som idag är vanlig i arktiska

vatten. Andra mikroorganismer anger att leran sedimenterat under boreala förhållanden. Den styva leran i jordartszon B har - förutom en hög koncentration av sötvattendiatomeer - en extremt låg karbonathalt och en hög lerhalt (den styvaste leran i hela lagerföljden). Sötvattendiatomeerna och de finkornigaste lerpartiklarna har förts ut med det stora sötvattenöverskottet från Vänerbäckenet (inklusive Östersjöbäckenet). Vid mynningen av den vik, som Göta älvdalen då utgjorde, avtog strömhastigheten och partiklarna kom i kontakt med det underliggande bräckta vattnet och bottenfällades genom flockulering. Innehållet av Cl, Mg och Na i leran visar att bottenmiljön dominerats av havsvatten.

På de lägsta nivåerna finns en gyttjelera, jordartzon A, som huvudsakligen har bildats under Tapestransgressionen för mellan ca 9 000 och 7 000 år sedan. Transgressionen nådde under sitt maximum, för ca 7 000 år sedan, ungefär till nivåkurvan för 25 m ö h. Transgressionen medförde att tidigare torrlagda områden åter kom att bearbetas av vågorna. Lerpartiklar och organiskt material (växtfragment etc) eroderades och transporterades ut till djupare vatten där de avsattes. Under denna tid utgjorde Kvilledalen ett sund och de lugna förhållanden som rådde där gav upphov till ett rikt organiskt liv. Sedimentationsförhållandena medförde således att en gyttjelera utbildades.

Landhöjningen dominerade sedan transgressionen upphört. Vattendjupet blev allt mindre och för ca 1000 år sedan var den centrala delen av Kvilledalen torrlagd.

JORDARTSGEOLOGISK JÄMFÖRELSE MELLAN TUVE- OCH SURTESKREDEN

*Curt Fredén**

I Göta älvdalen har ett stort antal skredärr registrerats (Järnefors 1959). De flesta skreden har inträffat på sträckan mellan Göta och Intagan. Tidpunkten för de flesta av skreden är obekant. I samband med Surteskredet 1950 gjordes omfattande geologiska undersökningar i och omkring skredområdet. Vidare utfördes en djupborrning genom hela jordlagerföljden i Göta älvdalen vid Ingebäck (Brotzen 1961, Miller 1964). Utöver dessa geologiska undersökningar föreligger resultat från andra undersökningar i Göteborgstrakten (Mohrén 1945, Mörner 1976), som belyser den geologiska utvecklingen av älvdalen.

De resultat, som framkommit vid de stratigrafiska undersökningarna i Tuve, har jämförts med bl a den geologiska information som finns från Surteskredet. Naturligt nog kan man inte göra direkta jämförelser då undersökningsmetodiken inte varit densamma och då även kännedomen om den geologiska utvecklingen ökat under de 30 år som förflutit efter Surteskredet, bl a har under denna tid Kol 14-metoden uppfunnits och utvecklats till en av de viktigaste absoluta metoderna för åldersbestämning.

De topografiska förhållandena i Tuve och Surte är snarlika och avståndet mellan de båda skredområdena är mindre än 10 km varför man kan anta att den geologiska utvecklingen i stort varit densamma.

Till skillnad från Göta älvdalen har Kvilledalen under hela utvecklingen legat i lä för de utströmmande vattenmassorna från Vänerbäckenet. Sedimentationen i Kvilledalen har således skett i en mer skyddad miljö än den i Göta älvdalen.

*Sveriges geologiska undersökning
Kungsgatan 4, 411 19 Göteborg

De omfattande regionala hydrografiska förändringarna till följd av isavsmältning, landhöjning och utveckling i Vänerbäckenet har dock påverkat sedimentationsförhållandena samtidigt i de båda dalgångarna även om de ej registrerats i lika hög grad.

Efter surteskredet gjordes borrhningar och provtagningar inom och utom skredområdet (Caldenius et al 1956). Ingen av borrhningarna gick till berget, varför den totala sedimentmaktigheten är okänd. Borrhningarna avbröts mot s k fast botten, Mohrén (i Caldenius op cit) fann vid sammanställning av resultaten från borrhningar och analyser att vissa stratigrafiska ledhorisonter kunde särskiljas. Materialet var dock inte särskilt omfattande - i likhet med undersökningarna i Tuve togs de flesta borrhkärnorna inom skredområdet. Mohréns iakttagelser och beskrivningar har lett till den generella skiss som visas på Fig 1. Nedan följer en kort beskrivning av jordartsgeologin i Surte. För att kunna göra jämförelser med Tuve har samma beteckningar använts.

Den understa delen av borrhkärnorna i Surte bestod av omväxlande sandiga/siltiga och leriga skikt (E). Vanligen var gränserna mellan skikten så distinkta att denna del av lagerföljden angavs som varvig lera.

Ovanpå den varviga leran följde en homogen lera med band av svavel-järnutfällningar (D). Enligt den pollen- och foraminiferundersökning som gjordes, karaktäriserades dessa jordartszoner (D och E) som bildade under högarktiska/arktiska förhållanden.

Den homogena leran överlagrades av en - i den djupaste delen flera m mäktig - zon med omväxlande lera- och siltskikt (C). De senare innehöll skal och skalfragment samt sand och gruspartiklar. Dessa skikt låg i en zon som - enligt översiktliga diatomeundersökningar - karaktäriserades av såväl salt- som sötvatteninflytande. Detta förhållande tillskrevs av Mohrén utvecklingen i Mellansverige. Mohrén satte gränsen mellan senglacial

och postglacial sedimentation till denna stratigrafiska enhet och framhöll att yngre lersediment enbart förekom på nedre delen av sluttningen och på nivåer därunder.

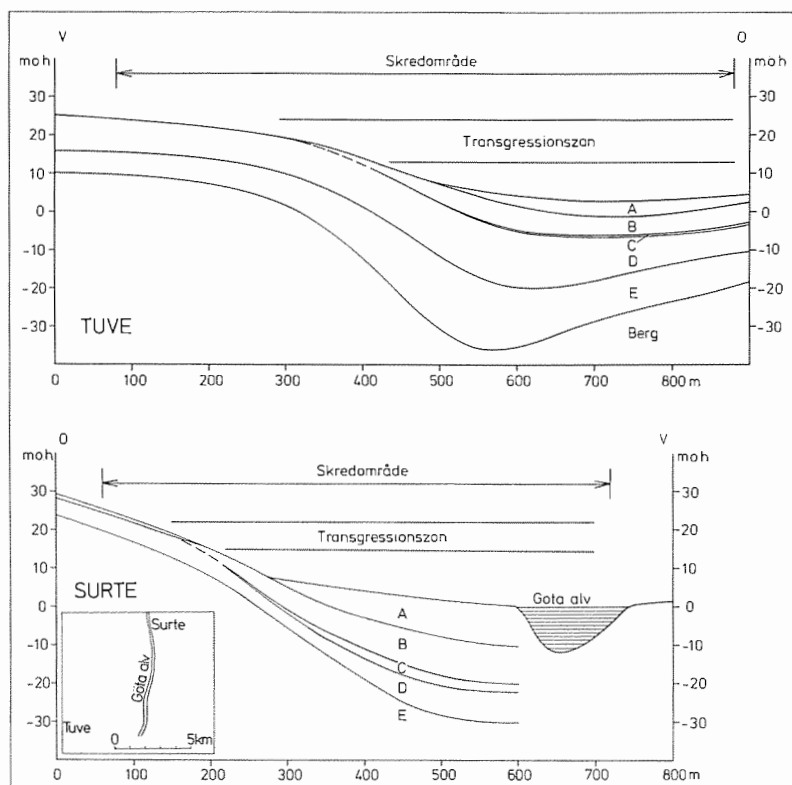


Fig. 1. Generella profiler över jordlagerföljden i Tuve och Surte. Den översta jordarten på sluttningsplanet vid Surte består av sand från en närbelägen isälvsavlagring.

I den lera som överlagrade zonen med siltskikt, fanns i undre delen en blandad diatomeflora med såväl sötvatten- som marina arter (B).

Högre upp i lagerserien försvann inslaget av sötvattenarter och en marin flora var helt dominerande (A). Även skal av utpräglade boreala mollusker påträffades i översta delen av lagerföljden. De varmare förhållandena bekräftades också av pollen- och foraminiferanalyser. Dessa visade närvaro av al- och ekblandskogspollen samt av foraminiferar, som är typiska för tempererat vatten.

Båda lersluttningarna har påverkats av havsyteförändringarna (regression, transgression, regression).

I stort sett kan således jortartsförhållanden och bildningsmiljö sägas vara desamma vid Surte och Tuve.

LITTERATURFÖRTECKNING

Brotzen, F, 1951, Bidrag till svenska marina kvartäravlagringarnas stratigrafi. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar , 73.

Brotzen, F, 1961, An Interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 83.

Caldenius, C & Lundström, R, 1956, The landslide at Surte on the river Göta älv. With special chapter by B Fellenius and E Mohrén. Sveriges geologiska undersökning, Ca 27.

Järnefors, B, 1959, Jordartskarta över Göta älvdalen. Sveriges geologiska undersökning, Ba 20.

Miller, U, 1964, Diatom floras in the Quaternary of the Göta River valley. Sveriges geologiska undersökning, Ca 44.

Mohrén, E, 1945, Något om de hydrografiska förhållandena i Göteborgstrakten vid övergången mellan sen- och postglacial tid. Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar, 67.

Mörner, N-A (ed), 1976, The Pleistocene/Holocene boundary: a proposed stratotype in Gothenburg, Sweden. Boreas 5.

FÖRSLAG TILL GEOLOGISKT HANDLINGSPROGRAM VID INTRÄFFADE SKRED

*Curt Fredén**

När regeringen 1978-06-08 gav Statens geotekniska institut i uppdrag att undersöka de geotekniska förhållandena kring Tuveskredet, som inträffat drygt sju månader tidigare, fanns i direktiven bl a följande passus: Sådana resultat som är av betydelse för bedömning av skredrisker inom andra områden bör särskilt redovisas.

Under sammanställningen och utvärderingen av de geologiska uppgifter som framtogs i direkt anslutning till skredet och från senare gjorda borrhningar har framkommit behov av att ett handlingsprogram skall finnas tillgängligt för användning när skred har inträffat. Avsikten är dels att tillvarata all geologisk information i själva skredområdet och låta denna styra fortsatta och kostsamma insatser, dels att lämna geologiska bidrag till förklaring av jordskredens orsakssammanhang och därmed öka kännedomen för att om möjligt bedöma riskerna för nya skred inom i första hand samhällsekonomiskt viktiga områden, som består av lera.

När ett skred har inträffat skall snarast en jordartskarta upprättas över skredområdet med omgivningar. På basis av tillgängliga geologiska uppgifter görs en förklarad karta som visar fördelningen mellan fast mark och lera. Denna karta är avsedd att hjälpa räddningstjänsten vid planering av sådana insatser som kräver omedelbara ingrepp i terrängen och vid bedömning av primära och sekundära riskzoner. Kartan skall hela tiden finnas tillgänglig hos räddningstjänsten och hos personal som arbetar inom det skreddrabbade området.

Geologiska pilotundersökningar påbörjas snarast i skredområdet. Utöver dokumentation av skredväggar och glidytor m m tas prover på sådant sätt och i sådan omfattning att resultaten av analyserna ger ett fullgott under-

*Sveriges geologiska undersökning
Kungsgatan 4, 411 19 Göteborg

lag för planering av eventuella fortsatta undersökningar. Disposition och kostnadsberäkning för de senare undersökningarna bör föreligga senast fyra veckor efter det att skredet inträffat.

Det är värdefullt att flera parametrar används i pilotundersökningen. För att detta arbete skall kunna bedrivas på ett verksamt sätt är det viktigt att en ansvarig geolog finns på plats snarast möjligt och att denne har personella och ekonomiska resurser till sitt förfogande. Detta inenbär inte att allt arbete utförs vid den egna institutionen utan att proverna analyseras där möjligheter och kompetens finns. En samordning av dessa geologiska insatser kräver att personal kan avdelas för uppgifterna med kort varsel.

Syftet med en fast organisation är att på kort tid få fram och bearbeta uppgifter. Kostnaden för de inledande undersökningarna är liten i förhållande till de kostnader som olämplig metod på olämplig plats kan medföra. Vidare kan utvärdering ske på förhållandevis kort tid.

Vid alla inträffade jordrörelser bör någon form av rapportering förekomma och från fall till fall skall en geolog bedöma vilken form av geologisk undersökning som ev kan ifrågakomma. I många fall kan det räcka med att överta och arkivera prover från förekommande geotekniska undersökningar. Proverna kan i dessa fall utnyttjas vid senare tidpunkt. Med detta förfarande skapas på sikt ett underlag för bedömning av potentiella riskområden.

Sammanfattningsvis är det således önskvärt att en fast organisation finns och att denna kan träda i funktion med kort varsel när jordrörelser inträffat. Under initialskedet av undersökningarna skall ett handlingsprogram finnas som inte är ekonomiskt begränsat. I organisationen skall en geolog ingå med ansvar för att geologiska data snabbt ställs till räddningstjänstens förfogande och för att översiktliga undersökningar görs vars resultat bildar underlag för bedömning av vidare

åtgärder. Dessa åtgärder beslutas av den statlige tjänsteman som har det övergripande utredningsansvaret för att klarlägga skredets orsaker. Ett centralt geologiskt arkiv finns på Sveriges geologiska undersökning i Uppsala och det synes vara lämpligt att SGU bereds möjlighet att motta och arkivera uppgifter som är av värde för att söka visa i vilken omfattning de geologiska avlagringarnas uppbyggnad, stratigrafi och genetiska förhållanden samt pågående geologiska processer kan förklara skredens orsakssammanhang. Moderna geologiska undersökningar av i Sverige inträffade skred har endast gjorts i Tuve och Surte varför det geologiska informationsmaterialet t v får sägas vara otillfredsställande. Även om lerors ålder och bildningsmiljö i stort är geologiskt känd återstår att klarlägga samvariationen av alla faktorer som kan orsaka eller förhindra jordrörelser.

STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
 Swedish Geotechnical Institute
 S-581 01 Linköping
 Tel: 013/11 51 00

Serien "Rapport" ersätter våra tidigare serier: "Proceedings" (27 nr), "Särtryck och Preliminära rapporter" (60 nr) samt "Meddelanden" (10 nr).

The series "Report" supersedes the previous series: "Proceedings" (27 Nos), "Reprints and Preliminary Reports" (60 Nos) and "Meddelanden" (10 Nos).

RAPPORT/REPORT

No.	År	Pris kr (Sw.crs)
1. Grundvattensänkning till följd av tunnelsprängning. <i>P. Ahlberg, T. Lundgren</i>	1977	50:-
2. Påhängskrafter på långa betongpålar. <i>L. Bjerin</i>	1977	50:-
3. Methods for reducing undrained shear strength of soft clay. <i>K.V. Helenelund</i>	1977	30:-
4. Basic behaviour of Scandinavian soft clays. <i>R. Larsson</i>	1977	40:-
5. Snabba Ödometerförsök. <i>R. Karlsson, L. Viberg</i>	1978	25:-
6. Skredriskbedömningar med hjälp av elektromagnetisk fältstyrkemätning - provning av ny metod. <i>J. Inganäs</i>	1978	40:-
7. Förebyggande av sättningar i ledningsgravar - en förstudie. <i>U. Bergdahl, R. Fogelström K.-G. Larsson, P. Liljekvist</i>	1979	40:-
8. Grundläggningskostnadernas fördelning. <i>B. Carlsson</i>	1979	25:-
9. Horisontalarmerade fyllningar på lös jord. <i>Johan Belfrage</i>	1981	50:-

RAPPORT/REPORT

No.		År	Pris kr (Sw.crs)
10.	Tuveskredet 1977-11-30 Inlägg om skredets orsaker.	1981	50:-
11a.	Tuveskredet geoteknik	1981	
11b.	Tuveskredet geologi	1981	50:-
11c.	Tuveskredet geohydrologi	1981	
12.	Drained behaviour of Swedish clays. <i>R. Larsson</i>	1981	50:-

STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT

Besöksadr.: Olaus Magnus väg 35, LINKÖPING
Postadr.: 581 01 LINKÖPING, tel 013-11 51 00