

# JORDBUNDSGEOGRAFISKE UNDERSØGELSER I HERLUFMAGLE- KIRKELYNG MOSE I RELATION TIL GRUNDVANDSTANDEN

STEEN VEDBY

Vedby, Steen 1978: Jordbundsgeografiske undersøgelser i Herlufmagle-Kirkelyng Mose i relation til grundvandsstanden. Geografisk Tidsskrift 17:36-42, København, juni 1978.

*In connection with terrestrial-ecological investigations of possible consequences of an intensified exploitation of water in the Suså-Vendebæk area, a detailed study of the substratum has been performed.*

Steen Vedby, M.Sc., Geographical Institute, University of Copenhagen, Haraldsgade 68, DK-2100 Copenhagen Ø.

I forbindelse med de terrestrisk-økologiske undersøgelser af vandindvindings effekterne i Suså-Vendebæk området, er et detaljestudie af et moseområdes undergrund udført (fig. 1).

Således vil den arealmæssige udbredelse samt nogle fysiske parametre for tørvelagenes substratum blive behandlet. Samtidig vurderes de ved fotointerpretationen (Sten Folving, 1978) ud tegnede grænser for mose- og issøbassinkant, idet stereo-modellens egnethed og nøjagtighed bliver sammenlignet med et detaljeret bore- og feltarbejde.

Som typelokalitet er valgt Herlufmagle-Kirkelyng mose, fordi den er beliggende i den centrale del af det senglaciale søkompleks set nord/syd.

## MOSENS SUBSTRATUM

Til klarlægning af mosens randzone er boret en østlig og en vestlig linie beliggende vinkelret på terrængrænser og former. Disse er indlagt på et i forvejen udtegnat profil, baseret på et ældre målebordsblad med fodkurver (fig. 2).

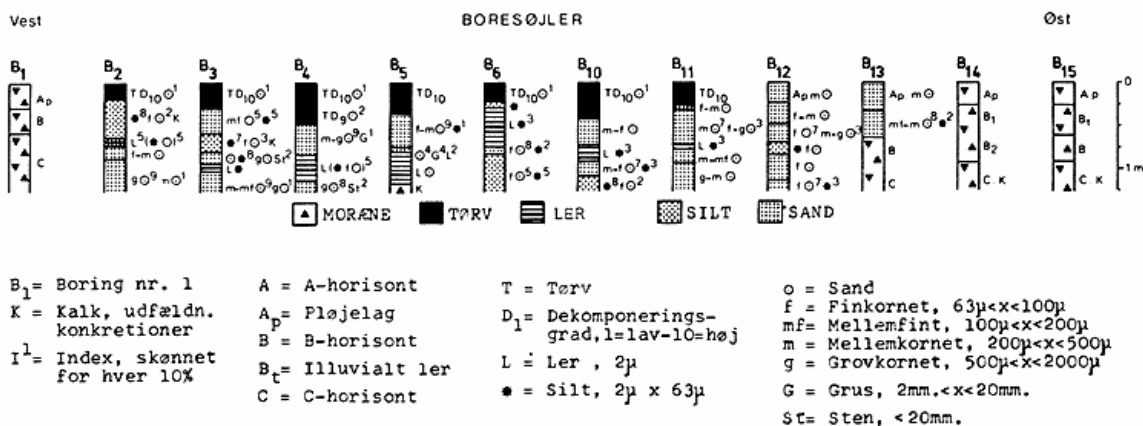
Boresøjlerne er beskrevet efter Prof. N. Kingo Jacobsens klassifikationssystem, med vurderet andel for hver 10% vist

med index, suppleret med von Post jordartsystem og dekomponeringsgrad fra 1-10. Farven er skønnet efter den japanske udgave af Munsells soil color charts, der for små »values« giver et mere nuanceret billede af »chroma« værdierne.

Af de to profilinier på fig. 2 ses, at morænen underlejrer et glacio-fluvialt bassin bestående af smeltevandssand og ler hvorpå mosen er beliggende. Morænen er som forventet meget kalkrig, idet prækvartæret umiddelbart syd for området består af Danien. I Würm glaciationens slutfase løb smelte vandet fra Storebæltsgletscheren og den Midtsjællandske gletscher mod nord senere mod vest. Lokaliteten lå hen som et isdækket søsystem hvori et kalkrigt smeltevandsmateriale blev aflejret mellem NV-SØ liggende morænebakker, der formentlig har ligget som øer i et komplekst opbygget glaciofluvialt bassin.

Det dynamiske miljø, hvorunder bassinets sedimenter blev aflejret, ses at have varieret en del. Den laterale succession fra heterogent blandet, grov-mellemkornet sand og moræne-materiale, der snart afløses af mere udsorterede aflejringer mod bassinets midte, er iøjnefaldende. Således ses en udvikling fra mellem-grovkornet sand over finsand til silt, som sluttelig afløses af det centralt beliggende bassin med varvigt ler.

Vertikalt spores en overgang fra et israndnært miljø, hvorunder grov og mellemkornet glaciofluvialt sand aflejres, til et roligere dynamisk miljø, betinget af israndens tilbagerykning, eller ændring i afsmeltningssraten. Herunder blev et centralt bassin af stenfrit ler dannet, mens der i de randnære områder herskede vekslende strømforhold, hvorunder snart silt og finkornet sand snart ler blev aflejret. De lerrige sedimenter afluttes i de randnære områder af sandede, siltede aflejringer, der tolkes som lacustrint materiale, aflejret i en dengang eksisterende senglacial sø.



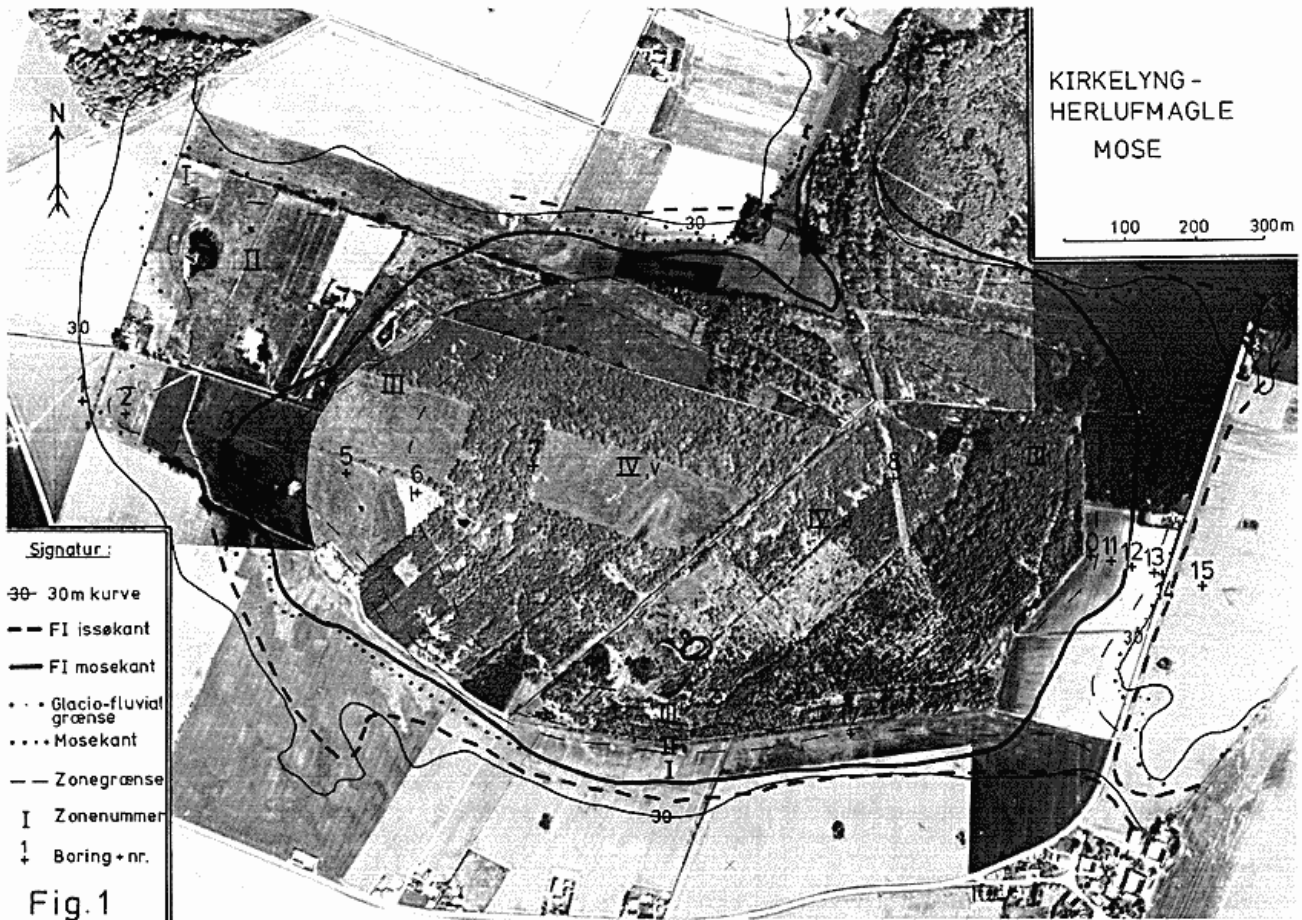
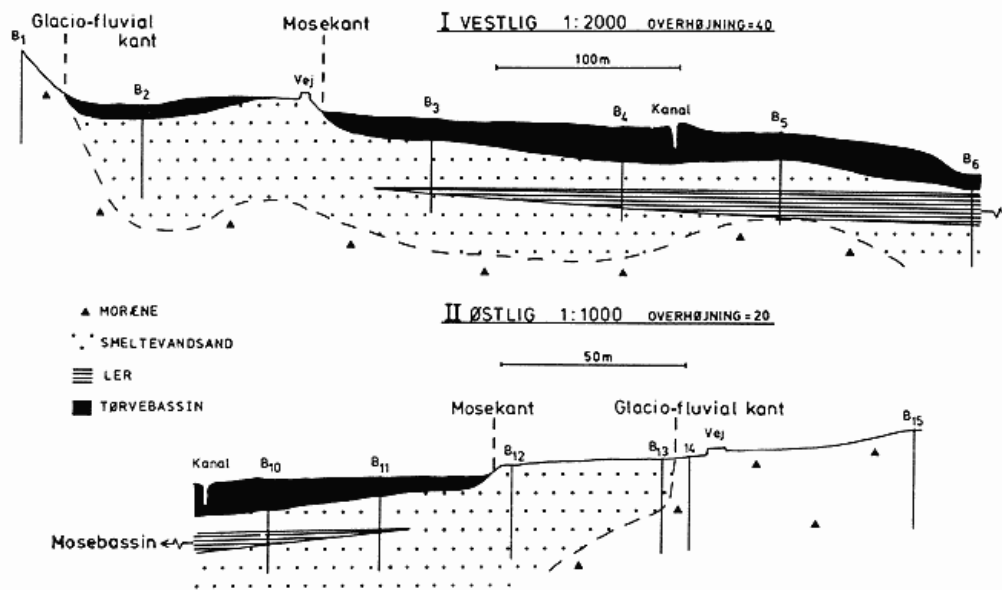


Fig. 1. Areal photograph of the Herlufsmagle-Kirkelyng Mose showing contourlines and borings. With a full line the border of the bog is indicated

as mapped by photogrammetry, a dotted line as mapped in the field. A broken line indicates the border of the former glacial lake.

**Randzoneprofiler**

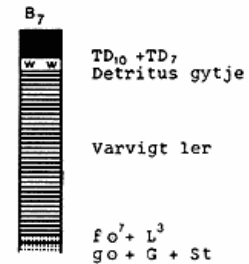
**Fig. 2**



Tabel 1. FYSISKE PARAMETRE FOR GLACIO-FLUVIALT LER

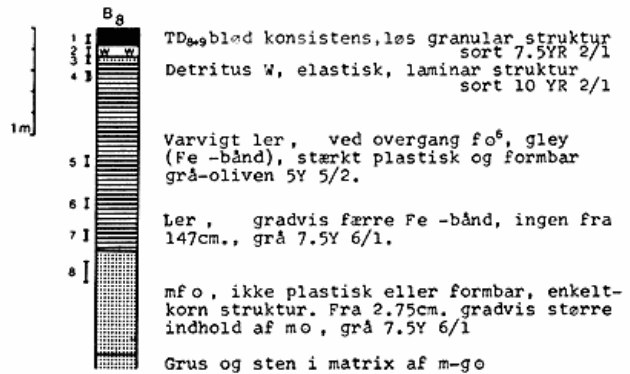
Boring + nr.	Dybde cm	Vandindhold vægt%	vol%	Volumenvægt tør g/cm <sup>3</sup> våd	Gløde tab %	CaCO <sub>3</sub> %	pH, 1:5 CaCl+0.5	Reel mf.	Gley Fe -bånd
B <sub>8</sub> 1	5-10	201.3	33.6	0.17	0.50	94.2	4.02		
B <sub>8</sub> 2	15-20	357.2	81.0	0.23	1.04	92.3	5.32		
B <sub>8</sub> 3	27-32	31.3	45.0	1.44	1.89	2.0	22.9	8.34	++
B <sub>8</sub> 4	60-70	27.9	42.8	1.52	1.95	2.2	33.9	8.43	+++
B <sub>8</sub> 5	120-130	29.7	44.6	1.50	1.95	2.3	32.2	8.43	+
B <sub>8</sub> 6	160-170	32.4	47.0	1.45	1.92	2.7	35.5	8.50	
B <sub>8</sub> 7	190-200	30.0	45.4	1.51	1.96	3.0	32.3	8.45	
B <sub>8</sub> 8	220-240	34.4	47.5	1.38	1.86	0.5	7.1	8.55	

Boring 7.8 Tabel 1



Tabel 2. UDVALGTE PRØVERS MEKANISKE SAMMENSETNING.

Prøve nr.	ler 2 $\mu$	silt 2-63	f.sand 63-200	g.sand 200-2000	grus 2000 $\mu$	M <sub>z</sub> $\mu$	$\delta$
B <sub>8</sub> 4	40.5	55.0	4.2	0.2	0.0	3.2	
B <sub>8</sub> 5	40.0	51.5	8.4	0.1	0.0	4.1	
B <sub>8</sub> 6	42.9	52.6	4.4	0.1	0.0	2.1	
B <sub>8</sub> 7	38.5	53.0	8.3	0.2	0.0	4.7	
Sommerbånd	76.8	22.9	0.3	0.0	0.0	42.4	0.60 mod.
Vinterbånd	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	
B <sub>8</sub> 8	0.3	4.1	85.6	9.9	0.1	141	0.49 vel.
B <sub>16</sub> 6	0.2	1.6	44.2	50.0	4.0	225	0.75 mod.
B <sub>17</sub> 3	4.4	7.9	40.2	46.2	1.3	195	1.82 dår.
B <sub>17</sub> 6	2.3	9.0	64.7	23.7	0.3	134	1.30 dår.



B = boring M<sub>z</sub> = middeldkornstørrelse  $\delta$  = sorteringsgrad

Det må pointeres, at det her skitserede billede af smeltevandssandet er groft, og at store variationer forekommer, beroende på smeltevandløbenes anastomoserende karakter. Samtidig sløres det generelle billede af den underliggende moræne, der i det vestlige område er højtliggende og betinger et mere randnært miljø, se f.eks. B<sub>4</sub> og B<sub>5</sub>.

Mosebassinets udstrækning er stort set identisk med lerbassinets maximale udbredelse. Dog underlejres mosen i de randnære områder overvejende af smeltevandssand, med sporadiske indslag af lerbånd i en ca. 10 cm tyk finsandhorisont. Bassinets midte repræsenteret ved boring 7 og 8 jævnfør tabel 1, består som nævnt af varvigt ler. Lagtykkelsen udgør ca. 1,5 m for boring 7's vedkommende, mens den ved boring 8 er ca. 2,0 m.

Vertikalt spores ingen nævneværdig ændring i den teksturelle sammensætning jævnfør fig. 3 samt tabel 2. Stort set viser kornstørrelsesfordelingerne to populationer, henholdsvis sommer og vinteraflejringer. Middeldkornstørrelsen (M<sub>z</sub>) er efter Folk og Ward udregnet som gennemsnittet af 16.50 og 84% fraktilerne, idet man her tager hensyn til den teksturelle variation i fordelingsender.

Af ovenstående tabel ses, at centralbassinets sediments middeldkornstørrelse (M<sub>z</sub>) ligger fra 2,1 $\mu$  til 4,7 $\mu$ , samt at kun 80% af prøven er beskrevet, til trods for, at der, i det givne tilfælde er anvendt centrifuge ned til 0.18 $\mu$ . Det har således ikke været muligt at regne sorteringsgraden ( $\delta$ ) ud, idet 95% af fraktilen indgår i denne.

Ved at skille lerets to populationer fås, at sommerbåndene udgør ca 33% af sedimentet og har en M<sub>z</sub> på 42,4 $\mu$  med moderat sorteringsgrad, endvidere at vinterbåndenes M<sub>z</sub> = 1,2 $\mu$ . Denne opsplitning ses at svare nøje til de faktiske naturlige forhold, jævnfør fig. 4.

Fig. 4 viser en borekerne af det stenfrie ler, mørke bånd ses tydeligt i den uforstyrrede del (siltbånd). Den nederste del er vredet i illustrationsøjemed. Her ses en opsplitning langs sommerbåndene, samt at disse udgør ca. 33%

Under leret findes en ensartet sandhorisont tabel 1 B<sub>8</sub>8, svarende til smeltevandssandet i randzonen f.eks. B<sub>16</sub>6. Ved at sammenholde B<sub>8</sub> og B<sub>16</sub>6 fig. 3 ses, at de to sandmassers fordeling svarer nøje til hinanden, blot er B<sub>8</sub>8 relativt finere. Således formodes den samme smeltevandsstrøm af have aflejret B<sub>16</sub>6 og B<sub>8</sub>8, dog således at B<sub>16</sub>6 repræsenterer et mere randnært miljø (M<sub>z</sub> = 225 $\mu$  moderat sorteret), mens B<sub>8</sub>8 er et mere velsorteret sediment (M<sub>z</sub> = 141 $\mu$ ), svarende til de roligere strømforhold, der har hersket i den centrale del af bassinet.

Sammenholder man B<sub>16</sub>6 og B<sub>8</sub>8 med B<sub>17</sub>3+6 ses, at mens førstnævnte repræsenterede rent smeltevandssand, er der for B<sub>17</sub>3+6 tale om mere heterogent materiale, betinget af morænenes nære beliggenhed. Ganske vist er M<sub>z</sub> værdier på 195 $\mu$  og 134 $\mu$  ikke overbevisende, men de relativt lave M<sub>z</sub> værdier skyldes et større lerindhold, hvilket trækker M<sub>z</sub> ned. Tager man derimod sorteringsgraden i betragtning ses, at B<sub>17</sub> overvejende består af smeltevandssand iblandet grovere materiale fra den nærliggende moræne, samt finere materiale hidrørende fra centralbassinets.

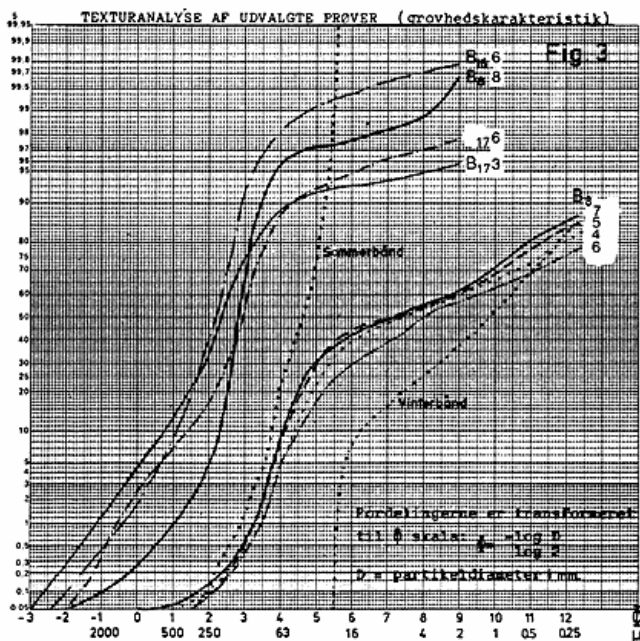
Tabel 3. FYSISKE PARAMETRE FOR RANDZONENS TØRV

Boring + nr.	Dybde cm	Vandindhold vægt%	volt	Volumenvægt tør g/cm <sup>3</sup> våd	Gløde tab %	pH, 1:5 CaCl+0.5	
B <sub>9</sub> 1	5-10	162.3	41.8	0.258	0.68	76.0	3.75
B 2	45-60	647.5				91.9	4.25
B 3	81-92	20.3	28.2	1.39	1.67	1.4	6.28
B 4	100-120	15.8	24.9	1.58	1.83	0.7	6.06
B <sub>16</sub> 1	0-30	205.4				78.4	5.23
B 2	30-34	434.0	73.0	0.168	0.91	88.7	5.56
B 3	34-38	403.8	72.0	0.198	0.91	86.0	5.76
B 4	38-43	525.2	69.6	0.133	0.83	92.6	5.75
B 5	63-77	936.5	96.6	0.103	1.07	90.1	5.85
B 6	100-110	24.0	36.1	1.50	1.86	4.5	7.54
B <sub>17</sub> 1	5-10	36.7	27.3	0.744	1.02	17.9	7.47
B 2	45-55	237.9	58.3	0.245	0.83	74.8	6.82
B 3	61-66	19.1				1.4	7.27
B 4	70-80	21.0				1.6	7.15
B 5	90-100	21.6				1.0	7.17
B 6	110-120	22.4				0.9	8.55

Konklusionen må blive, at B<sub>17</sub> repræsenterer et blandings-sediment af den morænenære smeltevandsslette og central-bassinet som tiltager opefter, medens B<sub>16</sub> og B<sub>8</sub> repræsenterer rent smeltevandssand fra smeltevandssletten.

### ZONERING AF PLEISTOCÆNET

Mosebassinet ligger i en lavning mellem SØ-NV gående drumlinoide morænebakker. Denne moræne omkranser et ovalt smeltevandsbassin, med samme orientering som de omkringliggende bakker, men forlagt i nordvestlig retning betinget af smeltevandets afløb mod nord. Disse aflejringer



Boring 9\_16\_17

Stratificeret	Humificeret	Startør	Startør	Stratificeret
1	TD <sub>10</sub>	7.5YR 1.7/1	sort	
	TD <sub>5</sub> +TD <sub>0</sub> S	5.75YR 2/4-2	m.mørk br.sort	
	TD <sub>10</sub> +TD <sub>5</sub> S	75+5YR 2/1-2	rødbrun	
2	TD <sub>7</sub>	5YR 2/3	m.mørk rødbrun	
	Detritus W	7.5YR 2/1	sort	
	L+o S	2.5Y 4/2	m.grålig gul	
3	m-go S	10YR 5/3	mat gulbrun	
4	mø	2.5Y 4/2	m.grålig gul	

B<sub>9</sub>: Stærkt humificeret højmosetørv på omsat sumptørv, nedvaskning af humussyre, lav pH i smeltevandssand, intens dræning.

B<sub>16</sub>

1	TD <sub>8-9</sub>	7.5YR 2/1	sort
2	TD <sub>7-8</sub>	7.5YR 2/3-1	m.mørk brun
3	TD <sub>4-5</sub>	7.5YR 2/3	-H-
4	Detri+alge W	7.5YR 2/2	brunsort
5	alge 'w+o'	7.5YR 2/2	brunsort
6	mø	5Y 6/1	grå

B<sub>16</sub>: Begyndende humificering af overgangstørv grænse ml.høj- og lavmose, på relativt uomsat sumptørv, middel-dårlig drænet.

B<sub>17</sub>

1	TD <sub>10</sub> + o <sup>5</sup>	10YR 2/2	brunlig sort
2	TD <sub>10</sub> (y)	10YR 1.7/1	sort
3	m-go <sup>0</sup> W	10YR 5/3	dunkel gulbrun
4	m-fo+L <sup>0.5</sup>	10YR 4/2	grålig gulbrun
5	m-fo+L	10YR 5/3	dunkel gulbrun
6	m-fo+L	10YR 6/3	gulorange

B<sub>17</sub>: Opdyrket sumptørv, gytjeholdig (lagg).Fløjelaget er kalket, nedvaskning af CaCO<sub>3</sub> til grundvand, middeldrænet, gley.

TØRV STÆRKT HØJMOSETØRV STARTØRV STRATIFICERET HUMIFICERET



består i de morænenære områder af heterogent materiale, dvs. nær mosens sydlige og nordlige kant. Mod mosekanten bliver sandet mere homogent smeltevandssand med størst udbredelse i øst-vestlig retning. Det glacio-fluviale materiale går gradvist over i smeltevandssand med større indhold af lerbånd, startende fra mosekanten, for til slut at ende i et centralt beliggende bassin med varvigt ler.

På baggrund af ovennævnte kan foretages en zonerings af mosens undergrund.

Zoneringen er forsøgt udtegnat på fig. 1 hvor:

Zone 1 = smeltevandssand heterogent.

Zone 2 = smeltevandssand homogent.

Zone 3 = smeltevandssand og ler.

Zone 4 = stenfrit ler med underlejrende smeltevandssand.

Zonerne skal tages med et vist forbehold, da kun et intensiveret boreprogram vil kunne fastsætte zonerens forløb med større sikkerhed.

### FYSISKE PARAMETRE FOR DET STENFRIE LER

Her skal kort omtales lerets fysiske forhold, da netop dette sediments tilstand og beskaffenhed er altafgørende for mosens nuværende hydrologiske tilstand og fremtidige udvikling. De teksturelle forhold og de øvrige sedimenters beskaffenhed er allerede behandlet tidligere, yderligere karakteristika kan aflæses af tabel 2 og boresøjler tabel 1 + 3.

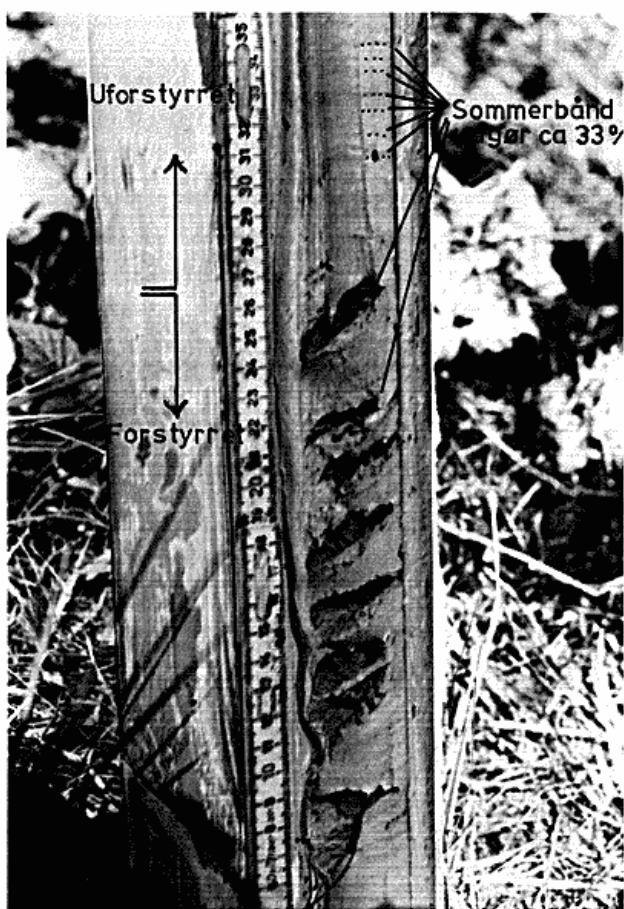


Fig. 4 BOREKERNE AF VARVIGT LER.

Fig. 4. Boring showing laminated clay indicated and partly disturbed to demonstrate the deposits at summer velocities.

Overgangszonen mellem tørvemassen og leret er relativt sandet og gennemsat af rodkanaler, jævnfør volumenvægten. pH og  $\text{CaCO}_3$  er lidt lavere end i det underliggende sediment, forårsaget af en nedsivning af vand med disperst humus fra de ovenliggende tørvemasser.

Vandindholdet er stort ca. 45% på volumenbasis, og ca. 30% på vægtbasis. De høje vandindhold er stabile ned igennem profilet med en lille stigning i omkring 1,50 m dybde, hvorfra der heller ikke er gleyfænomener. Dette viser, at der under 1,50 m året igennem hersker anaerobe forhold betinget af 100% vandmætning. Det organiske indhold er lille, glødetabene ligger på 2-3%. I glødetabene indgår ikke tab hidrørende fra brændt kalk, idet afbrændingen er foretaget ved  $550^\circ\text{C}$ . En iltning i  $\text{H}_2\text{O}_2$  viser tab på 0,5% d.v.s. at ca. 1,5-2,5% af glødetabet stort set stammer fra kemisk bundet vand.

Kalkindholdet er stort, ca. 33% og holder sig bortset fra overgangszonen konstant ned igennem lersedimentet, mens kalkindholdet kun er ca. 7% i det underliggende smeltevandsand. Dette store kalkindhold kan forklare lerets ret høje reelle massefylde ca.  $2,72\text{ g/cm}^3$ .

Den hydrauliske ledningsevne er målt på to mættede prøver ~ tension 0. En prøve i overgangszonen mellem tørvemassen og det renere underliggende ler, samt en for 127-156 cm repræsenterende det vandfyldte ler jævnfør nedenstående tabel:

Tabel 4. METTET HYDRAULISK LEDNINGSEVNE.

Dybde	K	
27-35 cm.	$3,9 \times 10^{-4}\text{ cm/s}$	$\sim 337\text{ mm/dg}$
127-156 cm.	$2,8 \times 10^{-7}\text{ cm/s}$	$\sim 024\text{ mm/dg}$

Målingerne er baseret på Darcy's lov  $Q = K \times h_1 - h_2 \times A/L$  hvor  $Q$  = gennemstrømningen  $\text{cm}^3/\text{sek}$ ,  $(h_1 - h_2)$  er trykforskellen i cm væskesøjle,  $A$  = tværsnitsarealet  $\text{cm}^2$ ,  $L$  = sed. længde i cm over hvilke gradienten virker og  $K$  = hydraulisk ledningsevne  $\text{cm}/\text{sek}$ , hvori permeabilitetskonstanten indgår. Da det er ønskeligt at komme de naturlige tilstande nærmest er anvendt  $10^{-3}\text{ M CaCl}_2$  som væskemedium. Denne væske virker strukturstabiliserende, da  $10^{-3}\text{ M CaCl}_2$  er i lige vægt med lerets ionvæske og  $\text{Ca}^{++}$ ionen virker strukturdannende.

Til de to prøver er fundet en gennemsnitlig  $K$ -værdi, jævnfør tabel 4, svarende til middelværdien over tid og til forskellige gradienter. Det ses at  $K$ -værdierne varierer en faktor  $10^3$  for de to prøver. Dette skyldes først og fremmest, at afdræningen i overgangszonen foregår gennem rodkanaler, dannet i forbindelse med vegetations indtrængning efter afgravning af tørvemassen og afdræning gennem kanalsystemet til Torpe kanal.

Den hydrauliske ledningsevne på ca.  $3 \times 10^{-7}\text{ cm}/\text{sek}$ . er mere i overensstemmelse med sedimentets korntørrelsesfordeling (ca.  $40\% < 2\mu$ ). Denne  $K$ -værdi svarer til praktisk talt uigennemtrængelig jord, hvor en  $K$ -værdi på  $10^{-4}$  er grænsen for vandlidende jorde.

#### AFVANDINGSFORHOLD

På baggrund af den i tabel 4 fundne  $K$ -værdi for uforstyrret varvigt ler, er beregnet en ca.  $V$ -værdi lig med gennemstrømningshastigheden i  $\text{mm}/\text{dg}$  til forskellige cm væsketryk og sedimentsøjler jævnfør fig. 5. Dog med den begrænsning at lersedimentets højde +100 cm tension svarer til maksimal afdræning. Dette skyldes at ca 100 cm tension svarer til grænsen for luftindtrængning i sand med en middeldkornstørrelse på  $140\mu$  og en porøsitet på ca. 40%.

Af figuren kan direkte aflæses gennemstrømningsraten ud fra kendskabet til lerets lagtykkelse ved forskellige sænkninger af grundvandsspejlet. Ved en grundvandssænkning på 1 m, vil der gennem en sedimentsøjle på 2 m afdrænes 0,12  $\text{mm}/\text{dg}$ , ved en sænkning på 2 m - 0,24  $\text{mm}/\text{dg}$  o.s.v.

Disse  $V$ -værdier kan sammenlignes med nedbørsoverskuddet på årsbasis for, i tænkte eksempler, at sammenligne mosen tilstand med en for mosen given vandmængde (= nedbørsoverskud - afdræning). Nedbørsoverskuddet i området er ca.  $140\text{ mm}/\text{år} \sim 0,38\text{ mm}/\text{dg}$ , her regnet med

Ved at betragte afvandingsforholdene i dag, og ved at regne med en ligevægtssituation, hvor 50% af nedbørsoverskuddet afdrænes (d.v.s. at ca. 0,2 mm/dg er til rådighed) fås, at i områder hvor lerlagtykkelsen er mindre end 1,25 m vil hele 10% undervurdering for nedbøren d.v.s. 640 mm/år og en potentiel fordampning på 500 mm/år. nedbørsoverskuddet gå til afdræning, blot ved at sænke grundvandsspejlet 1 m.

I det givne tilfælde vil det betyde, at en stor del af mosen vil forsvinde, og at f.eks. B<sub>8</sub> vil miste  $(0,2 - 0,07) \times 100 = 65\%$  af nedbørsoverskuddet. Dette vil sige, at mosens substratum med lerlagtykkelse på ca. 2 m ikke vil kunne virke som impermeabel skål. Således kan leret ikke opretholde et sekundært grundvandsspejl betinget af nedbørsoverskuddet, selv ved en ringe sænkning af det primære grundvandsspejl.

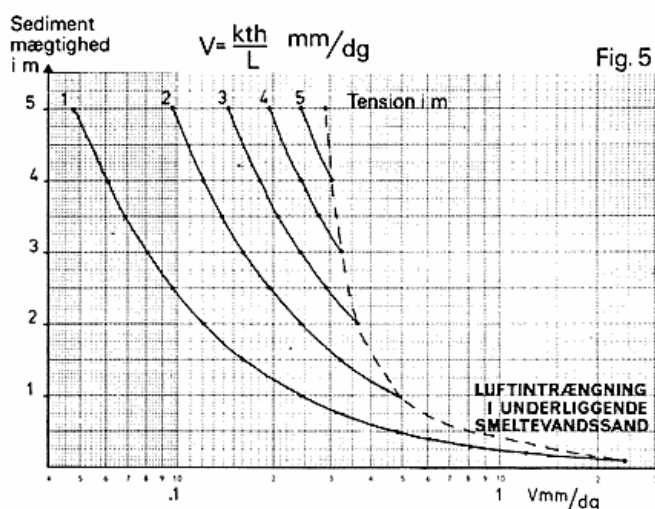
Det må pointeres, at den hydrauliske ledningsevne er fundet til tension 0, og afvandingmodellen kun betragter den situation, hvor det primære grundvandsspejl sænkes, med deraf følgende potentiale gradienter mellem det vandfyldte ler og det nye grundvandsspejl. Andre betragtninger er irrelevante, da kun vandmættede forhold i leret vil opretholde en aktiv tørvedannelse, idet permeabiliteten i alle tilfælde er mindre i leret end både høj- og lavmosetør. Desuden vil en afvanding af det underliggende ler forårsage en opsprækning af både gytje- og tørveaflejringer, således at et tertiært grundvandsspejl betinget af gytje og humusholdige tørvemasser kan lades ude af betragtning.

#### MOSE- OG GLACIO-FLUVIAL KANT

På baggrund af feltkartering og de i fig. 2 udtegnede profiler, kan foretages en grænsedragning af mose- og glacio-fluvial kant. Disse er sammenholdt med Sten Folving 1978 p. xx fig. 4, jævnfør fig. 1. Som det ses, er der en god overensstemmelse mellem de i fig. 1 udtegnede grænser sammenholdt med de ved boringer fremkomne grænser.

I den sydøstlige del er mosegrænsen sammenfaldende, mens der kun er 12 m forskel på den såkaldte issøkant og den ved boring fremkomne kant for maksimal udbredelse af smeltevandsmateriale. I den sydlige del er overensstemmelsen ligeledes slående, idet begge grænser er sammenfaldende. Derimod er der områder, særligt mod vest, men også visse mod nord, hvor overensstemmelsen er mindre god. Generelt er mosegrænsen her undervurderet med 15-20 cm. Smeltevandslettens grænse er stort set sammenfaldende i disse områder.

Konkluderende kan bemærkes, at stereomodellens anvendelighed og nøjagtighed er rimelig til udtegning af smeltevandslette- og mosekant i dette område. Dette gælder således især områder med stærkt relief, hvorimod metoden er mere usikker i områder med lav reliefenergi. Det vil i det foreliggende tilfælde sige den vestlige del af bassinet. Ud fra ovennævnte, er det hermed ikke givet, at alle grænser i hele mose-



komplekset med sikkerhed kan sammenlignes, dertil kræves supplerende boringer fordelt i Suså syd området.

Sammenligner man skift i arealanvendelsen i Herlufmagle-Kirkelyng mose tegnet ud fra stereomodellen med faktiske forhold, viser metoden en svaghed, hvor der er tale om moseområder under tilvoksning. Dette giver sig til kende ved, at kun få områder i Kirkelyng mose er karakteriseret som mose. Således vil generaliseringsniveauet medføre, at spredte trækroner samt kratbevoksning betegnes som skov, selv om tørvedannelsen stadig er aktiv, omend i stagnerende fase, og området derfor må betegnes som mose.

#### KONKLUSION

Efter den intensive dræning i forbindelse med afvandingen gennem Torpe kanal, er tørvedannelsen nu på retræte. Således indvandrer skov i størstedelen af mosen, mens kun den østlige del af Kirkelyng mose, har karakter af høj- og lavmose under tilvoksning, fig. 1.

Ved at sammenholde de under feltkarteringen indtegnede zoner for mosens undergrund med den aktuelle afvandingssituation ses, at område I og II fig. 1 er forholdsvis velafvandet, forårsaget af smeltevandssandets store permeabilitet. Områderne ligger som ager og enge til græsning, tørvemassen er afdrænet og under stærk oxydation, hvilket fremgår af boring 2, 3, 11, 16 og 17.

Zone III, mosens randzone, har stadig karakter af mose, omend tørvedannelsen er inaktiv. Årsagen til at mosen i dette område, til trods for kanalen, stadig ligger hen som inaktiv mose, skyldes indslagene af lerhorisonter. Imidlertid er det sikkert kun et spørgsmål om tid, før tørvemassen har samme karakter som i zone I og II. Dekomponeringsgraderne viser at D-værdierne er på gennemsnitlig 10-8.

Zone IV kan deles i en for kanalen vestlig og østlig side. Den vestlige side er kun aktiv i små områder, og vil, selv ved en lille grundvandssænkning, skrumpe og oxyderes relativt hurtigt. Nedbørsoverskuddet kan ikke holde trit med en større afdræning forårsaget af en grundvandssænkning. Den østlige del af zone IV ligger i de centrale dele hen som højmoser og lavmoser. I de randnære områder af zonen er tørvemassen mere eller mindre aktiv. Substratum består af vandmættet ler, lagtykkelsen kan ikke med sikkerhed fastsættes, dertil kræves en mere vidtgående jordbundsundersøgelse, men skønnes større end 2 m. I B<sub>8</sub> er lagtykkelsen 2 m, den overliggende tørvemasse, er for en stor del afgrævet, mens den resterende del er velomsat. Således kan B<sub>8</sub> ikke repræsentere pleistocænet under den centrale og østlige del af zonen, idet tørvemasserne her andrager 2 m og skønnes aktive. Derfor må de være mindre berørt af den nuværende afvanding igennem kanalerne.

Konkluderende kan nævnes, at de i FI rapporten omtalte (b) områder – højmoser komplekset – ud fra foreløbige undersøgelser i høj grad vil blive berørt af en eventuel vandindvinding. Lerets lagtykkelse er i store områder utilstrækkelig og ikke impermeabel nok, til at opretholde moseområdets nuværende tilstand, selv ved en ringe sænkning af grundvandspejlet.

#### SUMMARY

On the basis of a detailed study of the substratum of the bog area at Kirkelyng-Herlufmagle, this paper presents a zoning of the area and some physical parameters. Finally, the possible consequences of an intensified exploitation of groundwater is evaluated.

The substratum consists of glacio-fluvial material from the late Würm glaciation. A lateral succession can be followed, from meltwater sand ( $M_z = 200\mu$ ) to a central basin with stratified clay ( $M_z = 4\mu$ ), cf. table 2.

Under the present hydrological conditions the glacio-fluvial clay is waterlogged (approximately 45% on volume basis), a value which is maintained down through the profile.

The hydraulic conductivity has been measured on two saturated samples with tension 0. The measurements were made in a laboratory and based upon Darcy's law:  $Q = K \times (h_1 - h_2) \times A/L$ , where  $K$  = hydraulic conductivity. For the waterlogged clay, an average  $K$ -value of  $3 \times 10^{-7}$  cm/sec. was found, corresponding to practically impermeable soil.

Based upon the measured  $K$ -value, the flow rate,  $V$ , has been

calculated for different centimetres of liquid pressure and sediment columns, fig. 5. By comparing  $V$  with precipitation surplus it is seen that in areas with a clay layer less than 1.25 m, draining will absorb the whole surplus in case the groundwater table is lowered only 1 meter.

By comparing the flow rate fig. 5 with the substratum zones in fig. 1, the drainage conditions in each zone can be determined. Thus zone I and zone II are presently medium-drained due to the high permeability of the meltwater sand. Zone III, the margin zone has an inactive peat formation, the humification has reached an advanced stage. Zone IV contains clay layers bigger than 1.25 m. Under the present drainage conditions, the area can be characterized as raised bog and fen soils with an invading vegetation. On the basis of the investigations so far, it can be stated that a further drainage will be a menace for the present type of landscape, as to a great extent the clay layers will be insufficient to maintain a secondary groundwater table – even with a minor lowering of the primary groundwater table.

#### LITERATUR

- D. H. Boelter* (1965): Hydraulic conductivity of peats. Soil Sci. vol. 100, nr. 4
- W. Burghardt* (1974): Beregnung von Anmoor und Niedermoor zur Erhaltung der Bodenfeuchte bei Grundwasserabsenkung. Mitt. der Deutschen Bodenkund. Gesellsch., 19.
- Sten Folving* (1977): Suså-Vendebæk projektet. Fotointerpretationsafsnittet. Rapport til Miljøstyrelsen.
- Sten Folving* (1978): Terrestrisk-økologiske undersøgelser af vandvindingseffekten i Suså-Vendebækområdet. Geografisk Tidsskrift bd. 77.
- N. Kingo Jacobsen* (1964): Tøndermarskens naturgeografi. Folia Geografica Danica TOM VII no. 1
- T. J. Marshall* (1963): Relations between water and soil. Commonwealth agriculture bureaux.
- Lennart von Post & Erik Granlund* (1926): Södra Sveriges torvtillganger. Sveriges geologiska undersökning. Ser. C. No. 335.
- M. Renger, R. Bartels, O. Strebel and W. Giesel* (1976): Kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser und Infiltration bei Moorboden. Geol. J. B. F. 3.
- A. Poulouvassilis* (1972): The changeability of the hydr. conductivity of saturated soil samples. Soil Sci. vol. 113, nr. 2.

Zone IV kan deles i en for kanalen vestlig og østlig side. Den vestlige side er kun aktiv i små områder, og vil, selv ved en lille grundvandssænkning, skrumpe og oxyderes relativt hurtigt. Nedbørsoverskuddet kan ikke holde trit med en større afdræning forårsaget af en grundvandssænkning. Den østlige del af zone IV ligger i de centrale dele hen som højmoser og lavmoser. I de randnære områder af zonen er tørvemassen mere eller mindre aktiv. Substratum består af vandmættet ler, lagtykkelsen kan ikke med sikkerhed fastsættes, dertil kræves en mere vidtgående jordbundsundersøgelse, men skønnes større end 2 m. I B<sub>8</sub> er lagtykkelsen 2 m, den overliggende tørvemasse, er for en stor del afgrævet, mens den resterende del er velomsat. Således kan B<sub>8</sub> ikke repræsentere pleistocænet under den centrale og østlige del af zonen, idet tørvemasserne her andrager 2 m og skønnes aktive. Derfor må de være mindre berørt af den nuværende afvanding igennem kanalerne.

Konkluderende kan nævnes, at de i FI rapporten omtalte (b) områder – højmoser komplekset – ud fra foreløbige undersøgelser i høj grad vil blive berørt af en eventuel vandindvinding. Lerets lagtykkelse er i store områder utilstrækkelig og ikke impermeabel nok, til at opretholde moseområdets nuværende tilstand, selv ved en ringe sænkning af grundvandspejlet.

#### SUMMARY

On the basis of a detailed study of the substratum of the bog area at Kirkelyng-Herlufmagle, this paper presents a zoning of the area and some physical parameters. Finally, the possible consequences of an intensified exploitation of groundwater is evaluated.

The substratum consists of glacio-fluvial material from the late Würm glaciation. A lateral succession can be followed, from meltwater sand ( $M_z = 200\mu$ ) to a central basin with stratified clay ( $M_z = 4\mu$ ), cf. table 2.

Under the present hydrological conditions the glacio-fluvial clay is waterlogged (approximately 45% on volume basis), a value which is maintained down through the profile.

The hydraulic conductivity has been measured on two saturated samples with tension 0. The measurements were made in a laboratory and based upon Darcy's law:  $Q = K \times (h_1 - h_2) \times A/L$ , where  $K$  = hydraulic conductivity. For the waterlogged clay, an average  $K$ -value of  $3 \times 10^{-7}$  cm/sec. was found, corresponding to practically impermeable soil.

Based upon the measured  $K$ -value, the flow rate,  $V$ , has been

calculated for different centimetres of liquid pressure and sediment columns, fig. 5. By comparing  $V$  with precipitation surplus it is seen that in areas with a clay layer less than 1.25 m, draining will absorb the whole surplus in case the groundwater table is lowered only 1 meter.

By comparing the flow rate fig. 5 with the substratum zones in fig. 1, the drainage conditions in each zone can be determined. Thus zone I and zone II are presently medium-drained due to the high permeability of the meltwater sand. Zone III, the margin zone has an inactive peat formation, the humification has reached an advanced stage. Zone IV contains clay layers bigger than 1.25 m. Under the present drainage conditions, the area can be characterized as raised bog and fen soils with an invading vegetation. On the basis of the investigations so far, it can be stated that a further drainage will be a menace for the present type of landscape, as to a great extent the clay layers will be insufficient to maintain a secondary groundwater table – even with a minor lowering of the primary groundwater table.

#### LITERATUR

- D. H. Boelter* (1965): Hydraulic conductivity of peats. *Soil Sci.* vol. 100, nr. 4
- W. Burghardt* (1974): Beregnung von Anmoor und Niedermoor zur Erhaltung der Bodenfeuchte bei Grundwasserabsenkung. *Mitt. der Deutschen Bodenkund. Gesellsch.*, 19.
- Sten Folving* (1977): Suså-Vendebæk projektet. Fotointerpretationsafsnittet. Rapport til Miljøstyrelsen.
- Sten Folving* (1978): Terrestrisk-økologiske undersøgelser af vandvindingseffekten i Suså-Vendebækområdet. *Geografisk Tidsskrift* bd. 77.
- N. Kingo Jacobsen* (1964): Tøndermarskens naturgeografi. *Folia Geografica Danica* TOM VII no. 1
- T. J. Marshall* (1963): Relations between water and soil. Commonwealth agriculture bureaux.
- Lennart von Post & Erik Granlund* (1926): Södra Sveriges torvtillgångar. Sveriges geologiska undersökning. Ser. C. No. 335.
- M. Renger, R. Bartels, O. Strebel and W. Giesel* (1976): Kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser und Infiltration bei Moorboden. *Geol. J. B. F.* 3.
- A. Poulouvassilis* (1972): The changeability of the hydr. conductivity of saturated soil samples. *Soil Sci.* vol. 113, nr. 2.